



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

**foglio 505
MOLITERNO**

A cura di:

S. Carbone⁽¹⁾, S.I. Giano⁽²⁾, F. Lentini⁽¹⁾, M. Tescione⁽³⁾

con i contributi di:

G. Cippitelli⁽⁴⁾, M. Mucciarelli⁽⁵⁾

¹ Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali (DSBGA), Università di Catania

² Dipartimento Scienze Geologiche (DSG), Università della Basilicata

³ Dipartimento di Scienze Ambientali, Caserta, II Università di Napoli

⁴ ENI S.p.A.- Agip Division, San Donato Milanese, Milano

⁵ Dipartimento di Strutture, Geotecnica e Geologia Applicata (DiSGG),
Università della Basilicata

Ente realizzatore:



REGIONE BASILICATA

*Direttore del Dipartimento per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: **C. Campobasso***

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

*Responsabili del Progetto CARG per la Regione Basilicata: **B. Anzidei, M.C. Bruno***

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

*Gestione operativa del Progetto CARG per la Regione Basilicata: **B. Anzidei***

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti (†)

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti (†)

PER LA REGIONE BASILICATA

Coordinamento cartografico editoriale:

F. Lentini, S. Carbone

Coordinamento informatizzazione:

B. Anzidei

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

*Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG per la Regione Basilicata:
B. Anzidei*

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE.....	pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI.....	» 9
1.	- INTRODUZIONE	» 9
2.	- LE SUCCESSIONI CARBONATICHE.....	» 10
3.	- LE SUCCESSIONI LAGONEGRESI.....	» 14
4.	- LE SUCCESSIONI SILENTINE E SICILIDI.....	» 18
4.1.	- UNITÀ SILENTINA	» 18
4.2.	- UNITÀ SICILIDI.....	» 19
5.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....	» 21
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE.....	» 23
IV	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE.....	» 31
1.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA.....	» 31
1.1.	- UNITÀ IONIDI.....	» 32
1.1.1.	- <i>Unità tettonica Lagonegrese I</i>	» 35
1.1.1.1.	- Calcari con Selce - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (SLC_a).....	» 35
1.1.1.2.	- Scisti Silicei - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (STS_a).....	» 36
1.1.1.3.	- Flysch Galestrino – litofacies marnoso-silicea (FYG_a).....	» 37
1.1.2.	- <i>Unità tettonica Lagonegrese II</i>	» 38
1.1.2.1.	- Formazione di M. Facito (FAC).....	» 38
1.1.2.2.	- Calcari con Selce (SLC).....	» 40
1.1.2.3.	- Scisti Silicei (STS).....	» 41
1.1.2.4.	- Flysch Galestrino – litofacies calcareo-marnosa (FYG_b).....	» 42
1.1.2.5.	- formazione di M. Malomo (FMM).....	» 43
1.1.2.6.	- argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ).....	» 45
1.2.	- UNITÀ DELLA PIATTAFORMA APPENNINICA.....	» 46
1.2.1.	- <i>Unità tettonica Foraporta</i>	» 46
1.2.1.1.	- formazione di Moliterno (MOO).....	» 47
1.2.1.2.	- dolomie e calcari del Monte Foraporta (FOP).....	» 49
1.2.2.	- <i>Unità tettonica Monti della Maddalena</i>	» 51
1.2.2.1.	- dolomie indifferenziate (DOC).....	» 51
1.2.2.2.	- dolomia superiore (DBS).....	» 54

1.2.2.3.	- Calcari a Palaeodasycladus (CPL).....	» 55
1.2.2.4.	- calcari e calcari dolomitici (CLU).....	» 56
1.2.2.5.	- calcari oolitici ed oncolitici (CDO).....	» 58
1.2.2.6.	- calcari con <i>Cladocoropsis</i> e <i>Clypeina</i> (CCM).....	» 59
1.2.2.7.	- calcari con requienie e gasteropodi (CRQ).....	» 60
1.2.2.8.	- calcari biolitoclastici con rudiste (CBI).....	» 64
1.2.2.9.	- calcari a radiolitidi (RDT).....	» 66
1.2.2.10.	- calcareniti con alveolinidi e nummulitidi (AEN).....	» 67
1.2.2.11.	- formazione del Bifurto (BIF).....	» 67
1.2.3.	- <i>Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino</i>	» 68
1.2.3.1.	- calcari con requienie e gasteropodi (CRQ).....	» 69
1.2.3.2.	- calcari a radiolitidi (RDT).....	» 69
1.2.3.3.	- formazione di Trentinara (TRN).....	» 70
1.2.3.4.	- formazione del Bifurto (BIF).....	» 71
1.3.	- UNITÀ TETTONICA SILENTINA.....	» 73
1.3.1.	- <i>formazione delle Crete Nere</i> (CRN).....	» 73
1.3.2.	- <i>formazione del Saraceno</i> (SCE).....	» 75
1.3.3.	- <i>formazione di Albidona</i> (ABD).....	» 76
1.4.	- DEPOSITI SINOROGENI MEDIO-MIOCENICI.....	» 79
1.4.1.	- <i>flysch di Gorgoglione</i> (FGO).....	» 79
1.5.	- UNITÀ SICILIDI.....	» 83
1.5.1.	- <i>Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale</i>	» 83
1.5.1.1.	- sottounità Corleto Perticara.....	» 84
	- Argille Varicolori Superiori (ALV).....	» 84
	- Tufiti di Tusa (TUT).....	» 85
1.5.1.2.	- sottounità Torrente Cerreto.....	» 86
	- Gruppo delle Argille Variegate (AV).....	» 86
1.6.	- DEPOSITI POSTOROGENI.....	» 87
1.6.1.	- <i>formazione di Monte Sierio</i> (SIE).....	» 87
2.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI.....	» 87
2.1.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA.....	» 90
2.1.1.	- <i>conglomerati di La Serra</i> (LSE).....	» 90
2.1.2.	- <i>brecce di Galaino</i> (GAO).....	» 91
2.2.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA.....	» 94
2.2.1.	- <i>Bacino dell'alta valle del Fiume Tanagro</i>	» 94
2.2.1.1.	- supersintema del Vallo di Diano (VD).....	» 94
2.2.2.	- <i>Bacino dell'alta Valle del Fiume Agri</i>	» 96
2.2.2.1.	- supersintema del Pertusillo (PS).....	» 96
2.3.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA.....	» 102
2.3.1.	- <i>Unità in formazione</i>	» 103
2.3.1.1.	- deposito lacustre e palustre (e).....	» 103

2.3.1.2. - deposito di versante (a).....	» 103
2.3.1.3. - coltre eluvio-colluviale (b ₂).....	» 104
2.3.1.4. - travertino (f ₁).....	» 104
2.3.1.5. - deposito alluvionale attuale (b).....	» 104
2.3.1.6. - deposito di frana (a ₁).....	» 105
2.3.1.7. - deposito antropico (h).....	» 105
V - TETTONICA	» 107
1. - GENERALITÀ.....	» 107
1.1. - DESCRIZIONE DELLO SCHEMA TETTONICO.....	» 109
1.2. - DESCRIZIONE DELLA SEZIONE GEOLOGICA.....	» 112
2. - EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL SISTEMA CATENA- AVANFOSSA NELL'APPENNINO MERIDIONALE NELL'INTERVALLO OLIGOCENE-QUATERNARIO.....	» 114
VI - GEOMORFOLOGIA	» 121
1. - LE FORME DEL PAESAGGIO.....	» 121
2. - ASSETTO MORFOSTRUTTURALE DEL BACINO DELL'ALTA VAL D'AGRI.....	» 124
VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	» 127
1. - FRANE E DISSESTI.....	» 127
2. - SISMICITÀ DELLA VAL D'AGRI.....	» 128
2.1. - SISMICITÀ STORICA.....	» 128
2.2. - SISMICITÀ STRUMENTALE.....	» 129
APPENDICE 1	» 131
RICERCHE DI IDROCARBURI.....	» 131
APPENDICE 2	» 134
SCHEMI BIOZONALI.....	» 134
1. - SUCCESSIONI DI BACINO: CONODONTI E AMMONOIDI.....	» 134
2. - SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA- RETROMARGINE, DI MARGINE E DI SCARPATA.....	» 134
BIBLIOGRAFIA	» 139

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 505 Moliterno della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (legge 305/89) tramite convenzione tra Servizio Geologico Nazionale e Regione Basilicata.

Il Foglio è compreso entro i confini amministrativi delle Regioni Basilicata e Campania, dove ricadono rispettivamente le province di Potenza e di Salerno.

Strutturalmente il territorio del Foglio si colloca tra l'alta Val d'Agri ad est e il Vallo di Diano ad ovest che sono le due più ampie depressioni tettoniche dell'Appennino campano-lucano, ed è caratterizzato dalla presenza di coltri alloctone della Catena Appenninica, sovrapposte alle unità carbonatiche meso-cenozoiche apule non affioranti, e da notevoli spessori di depositi clastici continentali pleistocenici.

La cartografia geologica ufficiale più recente su tale area risale alla II edizione dei fogli, a scala 1:100.000, 199 Potenza (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969) e 210 Lauria (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970a) e, *pro parte*, dei fogli 200 Tricarico (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968) e 211 Sant'Arcangelo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1970b). A partire dagli anni '70 rilevatori di vari istituti di ricerca e delle università hanno prodotto cartografie non ufficiali di questo settore dell'Appennino (CARTA DEI TERRENI DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA, 1972; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRÌ, 1991; CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE, 1999; GEOLOGICAL MAP OF THE POTENZA-GUARDIA PERTICARA AREA, BASILICATA, 1999), nelle quali il Foglio ricade in parte o totalmente.

Nell'ambito del Progetto CARG i rilevamenti geologici per il Foglio "Moliterno" sono stati effettuati tra il 2000 e il 2004, utilizzando i tipi IGM, Serie 25 a scala 1:25.000, editi nel 1996. Le revisioni delle unità carbonatiche appenniniche sono state effettuate durante tutto il 2005 e il 2006. I rilievi di campagna hanno mirato alla ridefinizione delle unità tettoniche e dei relativi rapporti giacitureali, e alla verifica delle strutture e dei principali elementi morfologici, anche mediante fotointerpretazione. Per il rilevamento geologico e relativa rappresentazione cartografica

ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico e strutturale. Per la rappresentazione del Quaternario continentale sono state utilizzate le Unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU). Le successioni affioranti nel Foglio “Moliterno” e riportate in legenda sono state raggruppate in unità tettoniche secondo un criterio che tiene conto della loro originaria appartenenza ad un medesimo dominio paleogeografico e dell’età comune della loro prima deformazione.

Nella legenda del Foglio “Moliterno”, a causa della complessità dell’assetto geologico dell’area, le successioni affioranti sono state raggruppate in unità tettoniche secondo un criterio che tiene conto della loro originaria appartenenza ad un medesimo dominio paleogeografico e dell’età comune della loro prima deformazione. Non sono stati considerati, nell’ordine di sovrapposizione geometrica osservati sul terreno, gli effetti di inversione locale e dei rapporti determinati dalle associazioni strutturali più recenti. Inoltre, all’interno delle singole unità tettoniche sono state distinte le differenti unità litostratigrafiche, operando, ove identificabili, un’ulteriore suddivisione in membri e litofacies.

Alle indagini biostratigrafiche a foraminiferi è stato associato, quando possibile, lo studio dei nannofossili calcarei al fine di ottenere un più preciso inquadramento cronostatigrafico delle formazioni. Sono state effettuate campionature sparse (circa 80 campioni) su tutte le successioni, mentre campionature e sezioni (circa 300 campioni) sono relative a quelle mesozoiche. La scelta di indirizzare indagini biostratigrafiche mirate sui terreni mesozoici, prevalentemente di piattaforma, è stata determinata dalla natura litologica delle formazioni e dalla consapevolezza che una loro più accurata e precisa datazione sicuramente migliora la ridefinizione stratigrafica delle formazioni delle unità carbonatiche appenniniche, per le quali non esiste una codifica formazionale e unanime accordo bio- e cronostatigrafico, e per conseguenza, soffrono di una scarsa attendibilità circa l’interpretazione dell’evoluzione tettonica del paleodominio.

Le indagini sugli estesi affioramenti carbonatici sono state inizialmente mirate ad una semplice revisione e integrazione delle conoscenze, a supporto di rilievi di terreno non a scala di dettaglio e non specialistici, come di fatto era imposto dalle limitazioni e dalle scelte determinate dal progetto CARG per questo Foglio. È stato possibile un non trascurabile passo avanti nelle conoscenze stratigrafiche e cartografiche, ma sono lasciati insoluti numerosi problemi aperti e se ne aprono di nuovi per le future ricerche, approfondimenti e progressi in diversi settori. Gli schemi biozonali utilizzati nella datazione delle successioni carbonatiche sono presentati e discussi in un’apposita appendice.

Per la datazione dei terreni silicei o argillitici, scarsamente fossiliferi, se non totalmente sterili, si è fatto riferimento alla letteratura esistente, sebbene le età siano a volte approssimative e generiche.

I dati petrografici relativi alle formazioni terrigene derivano per lo più dalla letteratura ed in parte da nuove analisi effettuate nell’area del Foglio.

II - STUDI PRECEDENTI

(S. Carbone⁽¹⁾, S.I. Giano⁽²⁾, M. Tescione⁽³⁾)

1. - INTRODUZIONE ⁽¹⁾

Il Foglio 505 Moliterno a scala 1:50.000 ricade nei fogli a scala 1:100.000 “Tricarico”, “Potenza”, “Lauria” e “Sant’Arcangelo”, editi dal SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA (1968, 1969, 1970a, 1970b).

La prima edizione di questi fogli, con relative Note Illustrative, risale agli inizi del XX secolo: il Foglio 200 Tricarico – ex “Laurenzana” fu rilevato tra il 1888 e il 1892 da C. Viola e V. Sabatini e riveduto dagli stessi nel 1905; i fogli 199 Potenza e 210 Lauria – ex “Lagonegro” – furono editi nel 1908 ad opera di L. Baldacci e V. Sabatini (Foglio 199), e di L. Baldacci, V. Sabatini e C. Viola (Foglio 210), sulla base dei rilevamenti compiuti negli anni 1888-1892, riveduti da C. Viola, V. Sabatini e C. Crema nel 1905-1906 (Foglio 199) e da G. Di Stefano e C. Viola nel 1905 (Foglio 210); il Foglio 211 Sant’Arcangelo, edito nel 1908, fu rilevato tra il 1889 e il 1905 da C. Viola, E. Cortese e C. Crema.

Le conoscenze espresse nelle Note Illustrative dei fogli citati rispecchiano integralmente le idee autoctonistiche di DE LORENZO (1892, 1894a, 1894b, 1895, 1896) sulla geologia dell’Appennino meridionale: tutti i terreni costituiscono una successione unica rappresentata da una “serie di Lagonegro” di età medio-triassica, posta alla base di una sequenza calcareo-dolomitica, cui segue una successione in facies di flysch di età eocenica.

A VIOLA (1891) e a BALDACCI & VIOLA (1894) si deve la prima descrizione sistematica di una serie terziaria affiorante nei dintorni di Stigliano (cfr. Foglio 490 Stigliano), composta dal basso verso l’alto da argille scagliose variegiate dell’Eocene, da un’alternanza di calcari, arenarie e marne del Miocene, e da “molasse quarzose” del Pliocene.

Tale schema tettono-stratigrafico rimane immutato fino agli anni '30, contrastato esclusivamente dalle teorie di GRYZBOWSKI (1921) e di ROVERETO (1927) che accettano il modello dei “*charriages*” (traslazioni orizzontali).

La teoria faldistica, già affermata nelle Alpi e in Appennino settentrionale, fu supportata in Appennino meridionale dai lavori pionieristici di ANELLI (1939) e di SIGNORINI (1938), i quali interpretarono l'Appennino calcareo come una falda di ricoprimento su lembi di “*Flysch terziario*”. Tuttavia la teoria stentò ad essere accettata in Italia meridionale e fino alla fine degli anni '50 vennero proposti schemi alternativi (MIGLIORINI, 1948; SCARSELLA, 1957) fino ad una “riaffermazione autoctonica” da parte di LAZZARI (1954, 1959a).

Agli inizi degli anni '60 la teoria faldistica fu accreditata definitivamente con il lavoro di SELLI (1962) e con i contributi di GLANGEAUD *et alii* (1961) e di GRANDJACQUET (1963a, 1963b).

La seconda edizione dei fogli a scala 1:100.000 introduce, rispetto alla prima, modifiche sostanziali, tra cui una più dettagliata descrizione stratigrafica delle successioni flyschoidi terziarie, più precise datazioni delle medesime e una differenziazione più particolareggiata dei contatti tettonici; quasi nessun miglioramento viene apportato circa le unità carbonatiche di piattaforma e bacinali, e ancor meno per i depositi quaternari, sia marini che continentali.

2. - LE SUCCESSIONI CARBONATICHE ⁽³⁾

Le successioni carbonatiche del Foglio “Moliterno” sono state raramente oggetto di studi specifici e dettagliati. La cartografia geologica più antica (DE TCHIHATCHOFF, 1842; MONTANI, 1853a, 1853b; DE GIORGI, 1879a; R. UFFICIO GEOLOGICO, 1889) opera una suddivisione di tipo cronostatigrafico, nel primo periodo pionieristico peraltro basata su correlazioni puramente litologiche. Fugaci o scarsissimi cenni ai carbonati del Foglio sono in PETAGNA *et alii* (1827), DE TCHIHATCHOFF (1842), MALLET (1862), DE GIORGI (1879b), CORTESE (1885), DI STEFANO (1892), DE LORENZO (1894a, 1894b, 1895, 1897, 1937), BRUNO (1898); notizie più dettagliate sulla stratigrafia mesozoica sono in BALDACCI & VIOLA (1894) e DE LORENZO (1898) che fornisce anche una carta geo-litologica. La prima edizione della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (fogli “Potenza”, “Sant'Arcangelo”, “Lagonegro”, revisione da rilievi del 1888-1892: R. UFFICIO GEOLOGICO, 1908a, 1908b, 1908c) è in sostanziale accordo con gli schemi stratigrafici di DE LORENZO, con poche modifiche; aggiornamenti cartografici seguono nella nuova edizione della carta in scala 1:1.000.000 (R. UFFICIO GEOLOGICO, 1931).

Pochi cenni ai carbonati nell'area di Tramutola sono dati da CREMA (1902, 1924, 1925, 1926), GALDI (1918), GRZYBOWSKI (1921), PORRO (1926), BONARELLI (1932), LEONARDI (1950), SCANDONE & SGROSSO (1964); da GALDI (1918), CREMA

(1926), PORRO (1926) e BONARELLI (1932) vengono realizzati schizzi o carte geologiche dell'area.

Nella prima metà del XX secolo pochi lavori talora anche con locali dati analitici (GRZYBOWSKI, 1921; SIGNORINI, 1938; ANELLI, 1939) si discostano dalla prevalente accettazione di idee autoctoniste e interpretano come tettonici i rapporti tra carbonati e "scisti silicei" o "flysch terziari" legati a questi ultimi. MIGLIORINI (1947, 1948) interpreta i Monti della Maddalena come una serie di scaglie e vi definisce il suo modello dei cunei composti. Suffragato anche da osservazioni analitiche locali (SCANDONE, 1964a, 1964b, 1967), verrà infine riconosciuto il generale sovrascorrimento su tutta l'area del Foglio delle serie carbonatiche sui terreni lagonegresi e a luoghi su terreni flyschoidi terziari (GRANDJACQUET, 1963a; FANCELLI *et alii*, 1966; SCANDONE, 1967).

SELLI, riconoscendo la porzione cenozoica delle successioni carbonatiche in Lucania meridionale, vi distingue le formazioni mioceniche di Cerchiara e Bifurto (SELLI, 1957) e quella paleogenica di Trentinara (SELLI, 1962).

A partire dagli anni 1960 gli estesi affioramenti carbonatici iniziano ad essere meglio conosciuti e definiti dal punto di vista sedimentologico e biostratigrafico. Si ricostruisce al confine campano-lucano (Monti della Maddalena), peraltro sulla base di dati in gran parte provenienti da aree a nord del Foglio (SCANDONE, 1963b; SCANDONE & BONARDI, 1968), una successione di età triassico superiore-miocenica in cui sono riconosciuti i caratteri di una fascia di transizione da una piattaforma carbonatica verso un bacino, caratterizzata da lacune, trasgressioni, instabilità tettonica. Per interpretarne l'evoluzione SCANDONE & BONARDI (1968) ipotizzano intermittenti emersioni ed erosioni di settori marginali di piattaforma controllati da tettonica sinsedimentaria. MARSELLA & PAPPONE (1987), MARSELLA (1988) e PAPPONE (1990), con alcuni dati anche per il settore a sud di Paterno, propongono una scarpata controllata da tettonica sinsedimentaria con incremento di acclività e passaggio nel tempo da regime deposizionale ad erosionale, e con aree sorgenti di risedimenti a costituire una fascia lineare continua di rifornimento dell'adiacente bacino di Lagonegro. Dal punto di vista cartografico, la zona di Paterno è compresa all'interno di una carta geologica allegata da SCANDONE & BONARDI (1968), ed è ancora studiata nella tesi di dottorato di PAPPONE (1990). Più tardi CARANNANTE *et alii* (1999), fornendo alcuni nuovi dati stratigrafici, sulla stessa zona studiano il sistema deposizionale del Turoniano-Senoniano.

Il gruppo montuoso del Monte Raparo è oggetto di lavori a carattere geologico (CIARANFI, 1965) e biostratigrafico (LUPERTO SINNI, 1967); altri dati sui carbonati meso-cenozoici e sui depositi miocenici vengono da SELLI (1957), OGNIBEN (1969b), ORTOLANI & TORRE (1971), DE CAPOA & PERRONE (1989), FIANO (2004).

OGNIBEN (1969a, 1969b) comprende nel suo "Complesso panormide" tutti i terreni carbonatici dell'Appennino meridionale, alla base del quale pone dei depositi terrigeni e carbonatici di età ladinico-carnica, già riferiti alla successione

lagonegrese da SCANDONE (1967). A questo schema si attegono la II edizione del Foglio 211 Sant'Arcangelo (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1970b) e la carta 1:200.000 a corredo del lavoro di OGNIBEN (1969a).

Nella II edizione dei fogli 199 Potenza e 210 Lauria della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1969, 1970a), con le relative Note Illustrative (SCANDONE, 1971), le dolomie "triassiche" nelle aree tra Grumento Nova, Tramutola e Casalbuono Lucano sono considerate tettonicamente interposte tra le successioni carbonatiche di età più recente e quelle lagonegresi (serie calcareo-silico-marnosa). SCANDONE (1971) fornisce diverse altre notizie sui carbonati del Foglio; tra i progressi in questo periodo vi è una definizione migliore della porzione giurassica in facies di mare basso e di margine di piattaforma, distinta anche in differenti unità litostratigrafiche (SCANDONE & BONARDI, 1968; SCANDONE, 1971). In questi fogli e in SCANDONE (1971) le successioni carbonatiche meso-cenozoiche sono indicate come "serie" che si estendono dal Triassico superiore al Langhiano. Intorno a quegli stessi anni alcuni lavori di sintesi regionali (D'ARGENIO & SCANDONE, 1970; D'ARGENIO *et alii*, 1973, 1975; IPPOLITO *et alii*, 1975) definiscono queste successioni all'interno di differenti unità stratigrafico-strutturali. Il dominio da cui derivano viene denominato piattaforma campano-lucana (SCANDONE, 1972) o, con differente modello paleogeografico, Piattaforma Appenninica (MOSTARDINI & MERLINI, 1986); altri individuano più piattaforme (laziale-campano-lucana, più esterna, campano-lucano-calabrese, più interna) separate dal bacino di Foraporta, SGROSSO, 1988).

Nella Carta in scala 1:100.000 dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa in Lucania (SCANDONE, 1972) viene distinta, interposta tra l'unità Lagonegro II e i terreni carbonatici dell'Unità Alburno-Cervati, l'Unità del Monte Foraporta. La successione carbonatica del Monte Foraporta, in facies di bacino a scarsa circolazione, viene ricostruita nel vicino Foglio "Lauria" da BONI *et alii* (1974) che la ritengono sovrapposta tettonicamente a dolomie bianche dell'Unità Monti della Maddalena, e poi da DE ALFIERI *et alii* (1987) e PAPPONE *et alii* (1988). Paleogeograficamente essa viene riferita a un solco intrapiattaforma, che si individua dal Triassico superiore (per CATALANO & D'ARGENIO, 1983, in seguito a una fase tettonica trastensiva del Lias inferiore) fino almeno al Dogger nella piattaforma campano-lucana (BONI *et alii*, 1974) o anche ai suoi margini esterni.

D'ARGENIO & IETTO (1988) affrontano il problema dei numerosi "klippen" carbonatici di età compresa tra Giurassico e Cretacico in diretta sovrapposizione a dolomie "triassiche"; come ipotesi di lavoro non viene esclusa l'elisione per tettonica di una parte delle originarie successioni ad opera di faglie normali a basso angolo, eventualmente riattivando anche precedenti superfici di accavallamento sviluppatesi tra unità tettoniche diverse o all'interno della stessa.

BARATTOLO & RUSSO (1991) descrivono una successione in facies di mare basso del Giurassico medio-Cretacico inferiore al Monticello di Tramutola.

Una sintesi cartografica delle conoscenze accumulate a scala regionale è espressa nella CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE in scala 1:250.000 (BONARDI *et alii*, 1992), entrambe distribuite in prestampo nel 1988. Nella carta di BONARDI *et alii* (1992) le successioni carbonatiche del Foglio sono attribuite alle unità tettoniche Alburno-Cervati-Pollino, Foraporta, Monte Marzano - Monti della Maddalena.

La CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991) in scala 1:50.000, con le Note Illustrative relative (CARBONE *et alii*, 1991) e CATALANO (1991) per l'area di Moliterno, raggruppano le unità tettoniche carbonatiche in una Unità Panormide *s.s.*, che comprende gran parte di quelle distinte in letteratura (D'ARGENIO *et alii*, 1973; BONI *et alii*, 1974), con a luoghi alla base un intervallo terrigeno-calcareo e una Unità di Moliterno in gran parte corrispondenti alla Formazione di M. Facito *Auctt.*, con funzioni di livello di scollamento e di *mélange* basale. Nell'unità carbonatica alla base è individuato un intervallo dolomitico cataclastico di spessore variabile, in gran parte coincidente con gli affioramenti triassici della precedente letteratura, derivato dalla tettonizzazione di differenti intervalli di età tra Triassico superiore e Cretacico inferiore; vengono anche differenziati in carta i terreni del Cretacico superiore.

A livello regionale, nel corso degli anni 1980 viene discusso il ruolo avuto dal bacino di Foraporta rispetto alle vicine aree a sedimentazione carbonatica d'acqua bassa (SGROSSO, 1988, 1992; SANTO & SGROSSO, 1987) e l'evoluzione miocenica di questi domini. Dagli anni 1990 riprende un vivace dibattito sulla posizione paleogeografica dei Monti della Maddalena e dell'adiacente piattaforma e la loro posizione rispetto al bacino di Lagonegro (PATACCA *et alii*, 1992b, 1993; MARSELLA *et alii*, 1992; SGROSSO, 1994; MARSELLA *et alii*, 1995; PESCATORE *et alii*, 1997; IANNACE & ZAMPARELLI, 2002).

In RIZZO *et alii* (2003) e LAVIANO & CESTARI (2004) si hanno solo brevi descrizioni delle successioni carbonatiche mesozoiche in facies di piattaforma, margine e scarpata, che invece vengono estesamente studiate con dettaglio analitico solo di recente da MANCINELLI & COCCIA (2003), con integrazioni in CELLO *et alii* (2003).

Dal punto di vista geologico applicativo le aree carbonatiche del Foglio vengono trattate soprattutto da studi idrogeologici per lo più a grande e media scala (NICOTERA & DE RISO, 1978; CELICO, 1978, 1983a, 1983b; INCORONATO *et alii*, 1978; CELICO *et alii*, 1980, 2004; COTECCHIA *et alii*, 1989; DE ECCLESIS & POLEMIO, 1994; BUDETTA *et alii*, 1994; AUTORITÀ INTERREGIONALE DI BACINO DELLA BASILICATA, 2003; GRIMALDI & SOMMA, 2005); COTECCHIA *et alii* (1989) allegano anche una carta geolitologica degli affioramenti presso Viggiano.

3. - LE SUCCESSIONI LAGONEGRESI ⁽¹⁾

I primi studi sui terreni della serie calcareo-silico-marnosa nell'area di Lagonegro risalgono a DE LORENZO (1892), il quale riconosce una serie triassica costituita dal basso verso l'alto da:

- calcari dolomitici con *Diplopora annulata* e *Posidonomya wengensis*;
- "Calcari con liste e noduli di selce" ad *Halobia sicula* e *Posidonomya* sp.;
- "Scisti silicei" privi di fossili significativi;
- dolomie bianche farinose ad *Avicula exilis*.

Sempre a DE LORENZO (1894a, 1897) si devono le prime monografie a carattere regionale; l'Autore ricostruì una successione stratigrafica, autoctona, che attribui interamente al Triassico, sebbene deformata tettonicamente durante una fase pliocenica medio-triassica.

Dopo una stasi nella ricerca di parecchi decenni, SIGNORINI (1938) riconosce in Lucania settentrionale (Valle del Melandro e Val d'Agri) l'accavallamento della dolomia del Triassico superiore sugli "Scisti silicei" dall'Autore attribuiti al Triassico medio, con l'interposizione di lembi di flysch terziario: viene pertanto proposta, per la prima volta in Appennino meridionale, la teoria faldistica.

LUCINI (1956) riconosce il passaggio stratigrafico in continuità tra "Scisti silicei" e "Flysch Galestrino" attribuendo a quest'ultimo una probabile età cretacea, mettendo pertanto in dubbio l'età triassica degli "Scisti silicei".

SCARSELLA (1957) al confine campano-lucano, nelle zone di S. Fele, Bella e Muro Lucano, descrive una successione stratigrafica del Triassico superiore-Cretacico medio, costituita dal basso da: dolomia bianca o grigia saccaroide, "Calcari con liste e noduli di selce", "Scisti silicei", scisti argillosi galestrini.

Le ricerche svolte nel decennio 1960-1970 da parte di ricercatori dell'Università o dell'Industria pubblica e privata, finalizzate all'aggiornamento della Carta Geologica d'Italia e alla ripresa dell'esplorazione petrolifera, oltre ad affermare definitivamente la teoria faldistica, sono certamente le più produttive in termini di acquisizione di nuovi dati stratigrafici, sedimentologici e biostratigrafici. A questo decennio risalgono anche le sintesi regionali più significative, quella di SELLI (1962) e quella di OGNIBEN (1969b).

SCANDONE (1961) evidenzia nella zona di Lagonegro la sovrapposizione della serie carbonatica sugli "Scisti silicei", estendendo a questo settore le teorie di SIGNORINI (1938) fatte per altre aree.

SELLI (1962) ascrive i terreni lagonegresi alla Coltre Lagonegrese distinguendovi due serie: quella di Lagonegro e quella di S. Fele.

La serie di Lagonegro è costituita dal basso verso l'alto da:

- Formazione del Sirino (cfr. Calcari con liste e noduli di selce),
- Formazione di Lagonegro (cfr. Scisti silicei),
- Formazione del Brusco (cfr. Flysch galestrino).

La serie di S. Fele è invece costituita dal basso verso l'alto da:

- dolomia cristallina,
- Formazione di S. Fele (caratterizzata da diaspri e da brecciole gradate),
- "Flysch argilloso" (Formazione del Brusco).

Secondo l'Autore le prime due formazioni di questa serie sono coeve della "Formazione di Lagonegro".

GRANDJACQUET (1962) sostiene l'autoctonia della serie carbonatica e l'allocaltonia della serie lagonegrese, ma successivamente (GRANDJACQUET, 1963a, 1963b) descrive il sovrascorrimento di una falda carbonatica sugli Scisti silicei e sul flysch.

Con la prima sintesi di SCANDONE (1967), e a seguire con SCANDONE (1972, 1975), viene dimostrato il completo raddoppio della serie calcareo-silico-marnosa nell'Appennino lucano, viene proposto un nuovo schema palinspastico e una interpretazione cinematica delle coltri. Le due unità tettoniche derivanti dalla deformazione del "Bacino Lagonegrese", posto su crosta continentale ma in "posizione interna" rispetto alla "piattaforma carbonatica apula", sarebbero state successivamente ricoperte dalle falde calcaree.

SCANDONE (1972) suddivise le successioni lagonegresi in un'unità profonda, Unità Lagonegrese I, e un'unità superiore, Unità Lagonegrese II, direttamente sottostante ai terreni della piattaforma carbonatica interna. Secondo l'Autore, alla diversa posizione geometrica corrispondeva anche una differente evoluzione verticale delle successioni, che mostravano caratteri di prossimalità al dominio di piattaforma nell'unità superiore e caratteri di maggiore distalità nell'unità inferiore. Nell'ambito dell'Unità Lagonegrese II SCANDONE (1967, 1972) distingueva diverse facies: S. Fele, Armizzone, Pignola-Abriola, con caratteri via via più distali; l'Unità Lagonegrese I comprendeva la sola facies Lagonegro-Sasso di Castalda. Le conoscenze acquisite successivamente, grazie all'esplorazione mineraria e alla sismica, hanno evidenziato una mancanza di corrispondenza tra gli orizzonti strutturali e le facies descritte dall'Autore; infatti i dati di sottosuolo e l'interpretazione di profili sismici mostrano ripetizioni tettoniche delle successioni lagonegresi, le quali, a seguito delle fasi di avanzamento sul tetto delle unità apule durante il Pliocene (v. profilo geologico nel Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), attualmente possono registrare un'inversione strutturale dell'originaria posizione.

OGNIBEN (1969b), in antitesi con SCANDONE (1967), propone un diverso modello tettonico, estendendo all'Appennino meridionale lo schema della Sicilia (OGNIBEN, 1960). Secondo l'Autore il complesso di bacino esterno (miogeosinclinalico) si interponeva tra la Piattaforma Carbonatica dell'Appennino (Complesso Panormide) e la Piattaforma Adriatica dell'avampaese apulo-garganico. In questo modello la serie lagonegrese si trovava in posizione "basale" e pertanto autoctona, e passava verso l'alto ai terreni cretaco-miocenici molisano-sannitici (rispettivamente "Complessi Basale ed Ex-basale").

Gli anni '60 sono caratterizzati anche da una serie di contributi a carattere stratigrafico inerenti i terreni lagonegresi (SCANDONE, 1963a, 1963b, 1964a, 1964b; LUPERTO SINNI, 1964, 1965; SCANDONE & DE CAPOA, 1966; TADDEI RUGGIERO, 1968; DE CAPOA BONARDI, 1970, 1985; DONZELLI & CRESCENTI, 1970; BRÖNNIMANN *et alii*, 1971; DE STASIO, 1971) e le formazioni terrigene flyschoidi (CRESCENTI, 1966; PALMENTOLA 1967, 1969; BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE, 1971). In particolare nella "Formazione di Monte Facito", TADDEI RUGGIERO (1968) segnala una fauna a brachiopodi nelle argille di Pietra Maura (Foglio "Marsico Nuovo") e DONZELLI & CRESCENTI (1970) rinvennero una fauna permiana, probabilmente rimaneggiata; nel Flysch Galestrino BRÖNNIMANN *et alii* (1971) e DE STASIO (1971) segnalano microfacies del Cretacico inferiore.

L'insieme di tutti questi studi portano, nella prima metà degli anni '70, alla formulazione di un modello geologico per l'Appennino campano-lucano (D'ARGENIO *et alii*, 1973), nel quale il "bacino lagonegrese" viene posto in posizione paleogeografica esterna e su crosta continentale rispetto alla piattaforma carbonatica campano-lucana.

Studi specifici stratigrafico-sedimentologici sulla serie lagonegrese riprendono all'inizio degli anni '80 (WOOD, 1981; MICONNET, 1983; CIARAPICA *et alii*, 1988; MARSELLA, 1988). In particolare MICONNET (1983) suddivide i terreni della serie calcareo-silico-marnosa affioranti in tutta la Lucania in cinque unità tettono-stratigrafiche, via via più distali verso sud e segnala, tra le due unità lagonegresi, la presenza di lembi di terreni flyschoidi eo-oligocenici di incerta attribuzione. MARSELLA (1988), nell'area tra S. Fele, Vietri di Potenza e l'alta Val d'Agri, riconosce una distribuzione delle facies di Calcari con Selce e Scisti Silicei secondo fasce isopiche allungate all'incirca N-S, con provenienza dei risedimenti da un'area occidentale (Monti della Maddalena).

Una ridefinizione delle unità lagonegresi era stata proposta nella CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRÌ (1991), in cui gli Autori distinguono due orizzonti strutturali lagonegresi sovrapposti: all'elemento strutturale profondo, denominato Unità di M. Sirino, assegnano gran parte delle successioni affioranti, a quello superiore attribuiscono due distinte unità (Unità di M. Torrette-M. Malomo e Unità di Moliterno) intese come elementi tettonici di estensione limitata, coinvolti al fronte del ricoprimento della sovrastante unità "carbonatica Panormide" (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; CATALANO, 1991).

La posizione esterna del bacino lagonegrese rimarrà indiscussa fino agli inizi degli anni '90 quando PATACCA *et alii* (1992a) ipotizzano una sua posizione interna su crosta continentale. Di analoga opinione sono MARSELLA *et alii* (1992), che però lo pongono su crosta oceanica. IETTO & BARILARO (1993) collocano questo bacino in posizione esterna, ma su crosta oceanica. SGROSSO (1994) propende per la collocazione del bacino lagonegrese in posizione esterna su crosta continentale.

Secondo LAUBSCHER & BERNOULLI (1977), CHANNELL *et alii* (1979) e ROURE

et alii (1991) la serie di unità tettoniche lagonegresi deriva dalla deformazione del margine continentale meridionale dell'Oceano Neotetideo del Giurassico-Cretacico inferiore.

Altri contributi alla definizione della posizione paleogeografica del bacino lagonegrese derivano dall'esplorazione petrolifera, e sono basati soprattutto sull'interpretazione dei profili sismici. Lo schema proposto da MOSTARDINI & MERLINI (1986) prevede un unico bacino lagonegrese-molisano intermedio tra un'unica Piattaforma Appenninica e quella apula. La piattaforma apula è a sua volta divisa in due dal "bacino apulo"; questo e la porzione interna della piattaforma sono presenti solo in sottosuolo. Inoltre all'interno del bacino lagonegrese-molisano viene individuata l'area di sedimentazione delle Unità Sicilidi.

Nello schema tettonico proposto da MONACO *et alii* (1998) e CELLO & MAZZOLI (1999) l'Appennino lucano include unità tettoniche derivanti dalla deformazione del paleomargine continentale Afro-Adriatico, su cui giacciono stratigraficamente depositi mio-pleistocenici di avanfossa e di bacini *thrust-top*. Strutturalmente le unità alloctone della catena derivano dalla deformazione di successioni di età triassico-paleogenica di piattaforma carbonatica (Piattaforma Appenninica) e bacinali (Bacino di Lagonegro), e dalla deformazione dei loro relativi depositi neogenici di avanfossa e bacini satellite che vengono completamente scollati dal loro originario substrato e trasportati sui carbonati dell'avampaese apulo.

Già dagli inizi degli anni '70 l'esplorazione sismica regionale (FINETTI & MORELLI, 1972, 1973) aveva evidenziato nel "Bacino Ionico" una potente sequenza sismostratigrafica attribuita all'intervallo Mesozoico-Miocene medio. Successivamente, sulla base di una vasta esplorazione sismica e dei dati di diversi pozzi perforati sui margini continentali, fu riconosciuta per lo Ionio una crosta di tipo paleo-oceanico (FINETTI, 1982), assottigliata nel Triassico con formazione di un bacino profondo ("Calcarei con selce") nel Carnico-Norico e totalmente oceanizzata durante la fase di *rifting* del Giurassico.

La crosta ionica in corrispondenza dell'Orogene Appenninico-Maghrebide si flette verso NO, sotto le unità orogeniche che formano l'Arco Calabro-Peloritano. Le successioni scollate dalla crosta ionica costituiscono le unità più esterne dell'arco, note in letteratura come Unità Lagonegresi in Appennino meridionale e Unità Imeresi in Sicilia. La strettissima affinità tra le coperture sedimentarie ioniche e le successioni delle unità bacinali esterne dell'orogene suggerisce un originario collegamento paleogeografico tra questi domini (FINETTI *et alii*, 1996). A partire dal Miocene superiore il margine dell'originario Blocco Apulo, con la sua transizione al Bacino Ionico, è stato coinvolto nell'orogene. Queste ipotesi (v. CARBONE *et alii*, 1987; CARBONE & LENTINI, 1990; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1990, 1995; CELLO *et alii*, 1998), vengono definitivamente confermate dalle evidenze della sismica profonda (FINETTI *et alii*, 1996, 1997; FINETTI, 2005).

Ulteriori contributi alle conoscenze stratigrafiche delle successioni lagonegresi

del Foglio “Moliterno” si hanno negli anni 1990 e nei primi anni 2000. Tra questi ricordiamo AMODEO *et alii* (1993), AMODEO & BAUMGARTNER (1994) e AMODEO (1999), che studiano in modo particolare le associazioni a radiolari e conodonti dell’intervallo Triassico terminale-Giurassico. AMODEO (1999) definisce nella regione lucana cinque membri nella formazione degli Scisti Silicei. BAZZUCCHI *et alii* (2005), BERTINELLI *et alii* (2005), REGGIANI *et alii* (2005) e RIGO *et alii* (2005) hanno mirato alla definizione biostratigrafica delle successioni lagonegresi a scala regionale.

Alcuni caratteri mineralogici e geochimici delle successioni lagonegresi nell’intervallo Triassico terminale-Cretacico sono stati indagati a cavallo degli anni 2000, e in particolare, dati sui livelli argillosi o vulcanoclastici affioranti anche nel Foglio “Moliterno” sono forniti da AMODEO (1999), DI LEO *et alii* (1999, 2002), ALDEGA *et alii* (2005).

4. - LE SUCCESSIONI SILENTINE E SICILIDI ⁽¹⁾

Nell’Appennino campano-lucano sono ampiamente diffuse formazioni argillose e argilloso-calcaree sino ad ofiolitiche riferite a paleodominanti interni e note in letteratura come “Unità Silentina” e “Unità Sicilidi”.

4.1. - UNITÀ SILENTINA

Sulle unità mesozoico-terziarie della Piattaforma Appenninica, o direttamente sulle unità lagonegresi, giace tettonicamente una potente sequenza terrigena di età Cretacico-Miocene inferiore, costituita dal basso verso l’alto, dalle formazioni delle Crete Nere, del Saraceno e di Albidona. Al di fuori dell’area del Foglio, alla base dell’unità sono presenti terreni ofiolitiferi (Unità del Frido), che costituiscono un relitto del dominio oceanico alpino-tetideo, che aveva subito un’impronta metamorfica in fase orogenetica eo-alpina.

OGNIBEN (1969b) attribuì questi terreni al Complesso Liguride, caratterizzato da una successione unica di eugeosinclinale, di età compresa tra il Giurassico superiore e l’Eocene medio (v. VEZZANI, 1968a, 1968b, 1968c, 1969, 1970a, 1970b). Altri Autori, in epoca di poco posteriore, considerarono di natura tettonica la sovrapposizione tra i terreni metamorfici del “Frido” e le soprastanti successioni sedimentarie (SCANDONE, 1972; BOUSQUET, 1973; D’ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO MORELLI *et alii*, 1976; LANZAFAME *et alii*, 1978).

Nonostante le diverse interpretazioni, questi terreni del confine calabro-lucano sono stati unanimemente assegnati a delle sequenze interne e sostanzialmente correlabili con quelle del Cilento. Si è arrivati così a dividere il “Complesso Liguride”

in due differenti unità tettoniche: l'Unità del Frido (epimetamorfica e metaofo-litica) geometricamente sottoposta all'Unità Silentina (*sensu* D'ARGENIO *et alii*, 1973) e corrispondente alla parte rimanente della sequenza di OGNIBEN (1969b) e al suo equivalente nel Cilento.

Ben diverse sono invece le considerazioni paleogeografiche e tettoniche che scaturiscono dalle interpretazioni dei vari Autori. Nell'ipotesi di HACCARD *et alii* (1972), ALVAREZ (1976), AMODIO MORELLI *et alii* (1976), GRANDJACQUET & MASCLE (1978) e BONARDI *et alii* (1982) i terreni metamorfici del "Frido" costituiscono elementi della catena eo-alpina Europa vergente, coinvolti nella costruzione della Catena Appenninica durante il Neogene. L'originario oceano di pertinenza era ubicato tra il blocco europeo ed il paleomargine africano, da cui deriverebbero le coltri cristalline austroalpine affioranti nell'Arco Calabro e su cui si depositavano i terreni sedimentari dell'Unità Silentina.

BOUILLIN (1984), KNOTT (1987) e MONACO *et alii* (1991), sulla scia di OGNIBEN (1969b, 1973, 1985), considerano il Complesso Liguride un elemento apulo-vergente con il significato di un bacino interposto tra il "dominio calabride" e quello africano, e interpretano i terreni relativi come resti di un cuneo di accrezione cretacico-paleogenico.

LENTINI *et alii* (2006) ritengono che tali terreni, in particolare quelli semimetamorfici e contenenti ofoliti, siano correlabili con analoghi affioramenti della Catena Costiera calabra e con quelli rilevati dalla sismica nel Tirreno sud-occidentale e affioranti anche nella Corsica alpina. Essi rappresenterebbero pertanto residui del cuneo d'accrezione eo-alpino, successivamente ripresi durante la fase Balearica con vergenza apula.

4.2. - UNITÀ SICILIDI

Nell'Appennino Lucano sono ampiamente diffuse le formazioni argillose ed argilloso-calcaree, note in letteratura come "Argille scagliose" o "Argille varicolori", originariamente appartenenti a domini interni.

Distinte da SELLI (1962) come "coltri lucane" interposte tra la formazione di Albidona e il flysch di Gorgoglione e contenenti "zolle inglobate" delle formazioni di M. Sant'Arcangelo e di Corleto Perticara, furono riunite da OGNIBEN (1969b) nel Complesso Sicilide, con riferimento ad analoghe successioni alloctone estesamente affioranti in Sicilia (OGNIBEN, 1960). Col termine di "unità sicilidi" vengono indicate da D'ARGENIO *et alii* (1973, 1975) le medesime successioni dell'Appennino campano-lucano, mentre AMODIO MORELLI *et alii* (1976) le pongono tra quelle *incertae sedis*, per la difficoltà di posizionare il relativo paleodominio.

Le formazioni "sicilidi" sono distribuite in alcune falde a vari orizzonti tettonici, talora separate da depositi flyschoidi a carattere di mesautoctono. Nel "Complesso

Sicilide” OGNIBEN (1969b) ha distinto due unità tettoniche: la Falda di Rosito e la Falda di Rocca Imperiale. Successivamente LENTINI (1979) ha ridefinito due unità tettoniche separate da orizzonti del Miocene medio e superiore, denominando Falda di Cirigliano la coltre sicilide sottostante il flysch di Gorgoglione, mentre quella soprastante ai livelli del Tortoniano inferiore di tale flysch e delle marne arenacee di Serra Cortina è stata indicata come Falda di Rocca Imperiale. All’interno di quest’ultima l’Autore distingue un’ulteriore unità, denominata Unità del T. Cerreto (LENTINI & VEZZANI, 1974), che interpreta come raddoppio della Falda di Rocca Imperiale. La Falda di Cirigliano è costituita da argille varicolori, contenenti lembi carbonatici della Formazione di M. Sant’Arcangelo, e da areniti tuftiche, oltre a inclusi di varia natura e provenienza, tra cui anche calcari a rudiste.

Nella Falda di Rocca Imperiale la sequenza stratigrafica è più regolare ed è rappresentata da argille varicolori (Cretacico), passanti alla Formazione di M. Sant’Arcangelo (Cretacico-Eocene medio); seguono argille varicolori eo-oligoce-niche e una successione flyschoida da litarenitico-feldspatolitica a vulcanoarenitica (Tufti di Tusa, Oligocene superiore-Miocene inferiore).

L’Unità del T. Cerreto costituisce un *mélange* tettonico formato da argille vari-colori con livelli di diaspri, calcari marnosi e blocchi di calcari a rudiste.

LENTINI (1979) riconosce almeno due fasi deformative nella messa in posto di queste coltri, a seguito delle quali il fronte delle unità sicilidi si è esteso fino alle aree più esterne. La prima, burdigaliana, è responsabile del ricoprimento del flysch numidico affiorante nella zona di Stigliano e di vari sovrascorrimenti delle formazioni sicilidi sulle sequenze lagonegresi; la seconda, del Tortoniano inferiore, ha prodotto un generale ricoprimento sul flysch di Gorgoglione e sui “Flysch Ester-ni”. Sono state individuate ulteriori fasi responsabili dei rapporti tra unità sicilidi e coperture plio-pleistoceniche (LENTINI, 1967, 1969a, 1969b, 1979, 1980).

Fra le unità della catena quelle sicilidi hanno subito il maggiore trasporto oro-genico, tanto da raggiungere anche il fronte esterno della Falda di Metaponto, attualmente ricoperto dai sedimenti plio-pleistocenici della Fossa Bradanica.

La natura tettonica dei contatti tra terreni lagonegresi e sicilidi, ed in particolare la posizione interna del bacino sicilide, indiscussa e accettata in tutte le ricostruzioni paleogeografiche fino alla fine degli anni ’80, non è condivisa da PESCATORE *et alii* (1988), che sostengono la continuità di sedimentazione tra i terreni delle successioni “sicilidi” e quelli “lagonegresi”. Per tali Autori le successioni sicilidi si sarebbero deposte nella zona assiale del bacino lagonegrese e in eteropia con le facies calcareo-marnose e argillose (Flysch Rosso *Auctt.*) dei margini del bacino, le cui caratteristiche sedimentologiche sono state influenzate dagli apporti provenienti dalla piattaforma campano-lucana e da quella apula. LENTINI *et alii* (2002) ribadiscono la posizione interna sulla base di dati stratigrafici, strutturali e petrologici, che rappresentano dei vincoli per l’interpretazione del ruolo paleotettonico di tali unità.

5. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI ⁽²⁾

I depositi continentali del bacino dell'alta Val d'Agri, interpretati da DE LORENZO (1898) come il riempimento di un antico bacino lacustre pleistocenico, furono descritti dall'Autore come una successione clastica regressiva, che passava da argille plastiche alla base a sabbie e conglomerati verso l'alto. Nella porzione argillosa basale l'Autore riconobbe piccoli livelli di lignite e classificò vari resti e frammenti di diatomee in cattivo stato di conservazione, mentre nella porzione sabbioso-conglomeratica egli ritrovò resti di zanne, molari e femori di vertebrati appartenenti ad *Elephas antiquus* FALCONER, *Cervus elaphus* LINNÉ e *Sus scrofa ferus* LINNÉ. Più di recente DI NIRO *et alii* (1992) hanno dimostrato che la successione clastica continentale del fondovalle, che affiora nella parte meridionale del bacino, codificata informalmente come "Complesso val d'Agri", è costituita da tre intervalli deposizionali, denominati rispettivamente basale, intermedio e sommitale, caratterizzati da depositi prevalentemente alluvionali, in facies di piana e/o di conoide con caratteri variabili da prossimale a distale e subordinatamente di ambiente lacustre, ai quali è stata attribuita un'età non più antica del Pleistocene medio. L'intervallo basale è caratterizzato da sedimenti pelitici di ambiente lacustre, con locali intercalazioni di materiale grossolano conglomeratico e sabbioso; in alcuni livelli di argille plastiche sono stati rinvenuti, inoltre, resti di molluschi dulcicoli (*Dreissena polymorpha* PALLAS). Nell'intervallo intermedio gli Autori hanno riconosciuto: (a) facies deposizionali da trasporto in massa tipo *debris flow* nei tratti prossimali del bacino, e (b) facies legate a correnti trattive, incanalate o libere tipo *stream flow* o *stream flood*, nelle parti intermedie e distali; tali caratteri sono stati associati ad un ambiente di sedimentazione di una pianura alluvionale di tipo *braided* e ad un ambiente di conoide alluvionale. L'intervallo sommitale è caratterizzato da un deposito prevalentemente conglomeratico con facies tipo *debris flow* rappresentative di un ambiente di conoide alluvionale prossimale.

Gli aspetti stratigrafico-sedimentologici del "Complesso val d'Agri" di DI NIRO *et alii* (1992) sono stati analizzati di recente da COLELLA (2003), che riconosce tre Unità Stratigrafico-Deposizionali (USD) riconducibili sostanzialmente all'intervallo deposizionale basale, intermedio e sommitale di DI NIRO *et alii* (1992).

In uno studio a carattere stratigrafico delle successioni elastiche, che affiorano nel settore meridionale del bacino, ZEMBO & BERSEZIO (2007) hanno riconosciuto quattro unità allostratigrafiche racchiuse in un intervallo cronologico che va dal Pleistocene medio al Pleistocene superiore. All'interno delle unità ZEMBO *et alii* (2007) hanno analizzato, inoltre, diversi orizzonti di alterazione e paleosuoli, riconoscendo fasi di pedogenizzazione legate a climi che variano da semiaridi a caldi e moderatamente secchi.

Nella porzione medio-alta della valle e lungo la fascia pedemontana nei pressi

di Galaino e Marsicovètere DI NIRO & GIANO (1995) hanno cartografato e reinterpretato gli imponenti accumuli di detrito di versante tettonizzato e “sospeso” a diverse altezze lungo i versanti o, in alcuni casi, ridistribuito sotto forma di conoidi detritico-alluvionali. Gli Autori hanno riconosciuto diverse generazioni di “falde detritiche stratificate”, la cui messa in posto appare legata a differenti meccanismi deposizionali con un apporto più o meno sensibile delle acque di ruscellamento stagionali. Considerazioni litostratigrafiche e geomorfologiche hanno permesso di attribuire alla parte alta del Pleistocene inferiore l’età dei depositi detritici più antichi (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997a).

Lo studio litostratigrafico di falde detritiche e detritico-alluvionali recenti, ancora agganciate al rilievo alimentatore anche se dislocate da faglie dirette, che affiorano lungo il bordo orientale dell’alta Val d’Agri ha permesso a GIANO *et alii* (2000) di campionare e datare, con il metodo del ^{14}C , alcuni paleosuoli intercalati nella successione detritica recente, che presentano un range di età variabile da 40 a 20 ka. L’età del deposito si colloca pertanto nella parte alta del Pleistocene superiore. La dislocazione dell’intera successione lungo un piano di faglia normale ad alto angolo con cinematica obliqua ha permesso, inoltre, agli Autori di datare l’evento deformativo al Pleistocene superiore-Olocene.

La superficie racchiusa dal Foglio “Moliterno” comprende anche una piccola parte del fondovalle alluvionale del Fiume Tanagro che attraversa il Vallo di Diano. In particolare nell’area del Foglio sono rappresentate sia le facies alluvionali antiche che corrispondono al I ciclo lacustre di SANTANGELO (1991), sia quelle recenti del II ciclo lacustre perdurato fino in epoca storica (SANTANGELO, 1991). Le peliti lacustri di entrambi i cicli deposizionali si raccordano, nella fascia pedemontana, a depositi conglomeratici e conglomeratico-sabbiosi in facies di conoide, distribuiti in corpi più o meno ampi allo sbocco dei torrenti nel fondovalle alluvionale. Analisi polliniche e datazioni assolute realizzate con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ su livelli di *tephra* vulcanici contenuti nei depositi del I ciclo lacustre hanno permesso di datare la successione al Pleistocene medio con un’età assoluta di 0.596 ± 0.006 Ma (KARNER *et alii*, 1999).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO REGIONALE

(F. Lentini, S. Carbone)

Nel Foglio “Moliterno” sono presenti unità appartenenti ad un sistema a *thrust* pellicolare denominato Catena Appenninica (CA), originatosi a partire dal Miocene inferiore e sovrapposto tettonicamente su sedimenti che vanno dal Messiniano al Pleistocene inferiore, riconosciuti al tetto delle successioni carbonatiche dell’Avampaese Apulo non affioranti. Queste ultime, a loro volta, risultano deformate nei loro settori interni, dove costituiscono un sistema a *thrust*, in gran parte sepolto, denominato “Catena Apula” (CARBONE & LENTINI, 1990) o più genericamente Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1990), e interpretato come un settore dell’originario Avampaese Apulo deformato a partire dal Miocene superiore, costituito da sistemi di *thrust folds* (CASERO *et alii*, 1988). Tale elemento strutturale profondo, originariamente più esterno, si riconosce in sottosuolo dall’Appennino centrale alla Sicilia, in affioramento nel gruppo del Gran Sasso, a Monte Alpi (Appennino lucano), nei Monti del Trapanese, nei Monti Sicani meridionali e nelle dorsali Kumeta-Busambra (Sicilia occidentale). La presenza e la continuità di questo sistema in sottosuolo è ampiamente documentata dai risultati dell’esplorazione petrolifera: in Appennino meridionale esso è stato denominato “Sistema a *Thrust* Apulo” (STA), in Sicilia “Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano” (FINETTI *et alii*, 2005; LENTINI *et alii*, 2006) (Fig. 1).

Nell’Appennino meridionale il STA sepolto, ancora solidale sul proprio basamento (MOSTARDINI & MERLINI, 1986), era stato riconosciuto almeno fino allo spartiacque appenninico. I dati del Progetto CROP-Mare (FINETTI, 2005; FINETTI *et alii*, 2005) indicano che la crosta apula con la relativa copertura carbonatica si estendono oltre lo spartiacque fino ad oltrepassare la linea di costa tirrenica al largo del Cilento. La crosta del STA, assottigliandosi gradualmente, fa transizione ad uno *slab*, probabilmente inattivo, rappresentato dalla crosta paleoionica che origi-

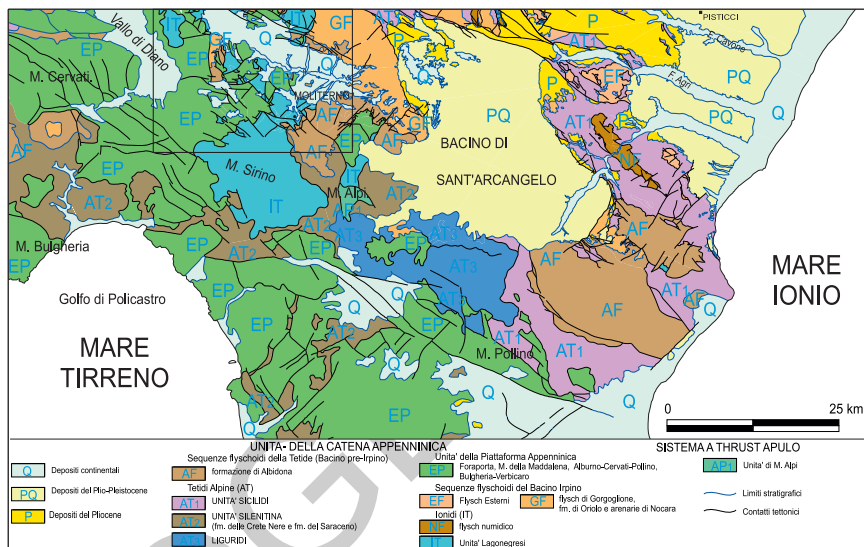


Fig. 1 - Schema tettonico dell'Appennino meridionale dal confine campano-lucano a quello calabro-lucano.

nariamente separava la crosta continentale appenninica da quella apula.

A partire dal 1990, la ripresa dell'esplorazione petrolifera in Italia meridionale e la scoperta di giacimenti nell'alta Val d'Agri, e tra questa ed il Bacino del Basento, ha dato luogo ad intense campagne geofisiche e a perforazioni profonde che hanno prodotto una notevole mole di dati, che permettono di ricostruire i lineamenti essenziali del STA. Le stratigrafie dei pozzi profondi hanno evidenziato una serie di culminazioni principali dell'edificio apulo sepolto allineate secondo l'attuale asse della catena (alto di Tempa del Vento-Costa Molina; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1994, 1996). All'interno di questo allineamento sepolto la massima risalita dell'edificio si realizza in corrispondenza della struttura di M. Alpi, dove la successione apula affiora al di sotto delle coltri alloctone (CARBONE *et alii*, 1988; LENTINI *et alii*, 1990) (Fig. 2). Verso nord-ovest, lungo l'asse della catena, la struttura di M. Alpi si deprime ed è stata incontrata nei pozzi perforati nell'area dell'alta Val d'Agri (Pozzo Castellana 1 e Pozzo Castelsaraceno 1, Foglio "Lauria") e nei pressi di M. Sirino (Pozzo Rocca Rossa 1). Sul bordo orientale la struttura di M. Alpi, l'alto di Tempa del Vento e le relative prosecuzioni verso nord di M. Volturino e M. Sant'Enoc sono delimitati da un fronte di *thrust* sepolto, costituito da una serie di accavallamenti embriciati, lungo i quali le successioni apule si deprimono fortemente. Verso est le successioni apule affioranti sul bordo esterno dell'Avanfossa Bradanica sono dislocate da un sistema a gradinata che diseca il margine dell'avampaese carbonatico. Esso immerge verso ovest ed è caratterizzato

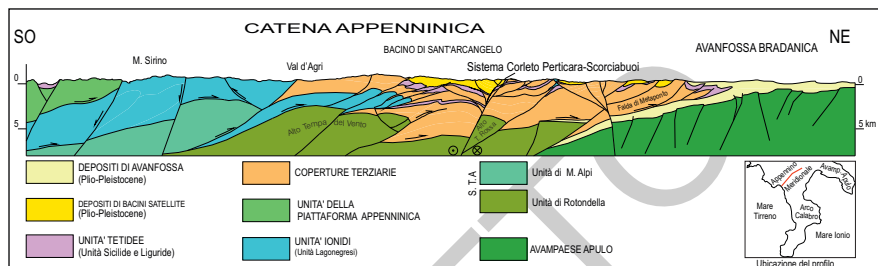


Fig. 2 - Sezione schematica attraverso l'Appennino Lucano e l'Avanfossa Bradanica, ricostruita da dati geologici di superficie e da dati dell'esplorazione petrolifera (da FINETTI et alii, 2005, modificato)

da culminazioni (Alto di Rotondella e Tempa Rossa, LENTINI *et alii*, 1996), attraversate da numerosi pozzi, che si sono originate dalla deformazione di un fronte di accavallamento ripreso, nelle fasi finali, da un'intensa tettonica traspressiva. Tali strutture rappresentano il fronte estremo dell'edificio apulo deformato. Ancora più all'esterno, verso nord-est, la stessa "Piattaforma" Apula affiora invece relativamente indeformata in corrispondenza dell'attuale avampaese. Nell'Avanfossa Bradanica, originata dalla flessurazione dell'avampaese, entro la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica si inserisce la Falda di Metaponto (OGNIBEN, 1969a, 1969b), che costituisce il fronte più avanzato dei terreni alloctoni della CA.

I dati di sottosuolo tuttavia non permettono una sicura interpretazione dell'assetto geometrico del STA, non è chiaro se il sistema derivi da una tettonica pellicolare senza il coinvolgimento del basamento (*thin-skinned tectonics*) o se esso sia sostanzialmente radicato (*thick-skinned tectonics*). Soltanto linee sismiche profonde ad alta risoluzione potrebbero, se ben interpretate, dare delle indicazioni in tal senso. Anche per quanto concerne il quadro paleogeografico non vi è ancora concordanza di interpretazioni.

Un primo contributo sulla paleogeografia della Piattaforma apula viene da MOSTARDINI & MERLINI (1986) che suddividono questa unità fisiografica in una Piattaforma apula interna e una Piattaforma apula esterna, originariamente separate da un Bacino apulo.

Successivamente CASERO *et alii* (1991) e MENARDI NOGUERA & REA (2000), raffigurano la Piattaforma apula sepolta come un sistema sostanzialmente radicato, interessato da pieghe e da modeste traslazioni orizzontali. PATACCA & SCANDONE (2004) invece considerano la Piattaforma apula deformata un *duplex* costituito da *thrust sheets* "telescopici" con notevole raccorciamento.

LENTINI *et alii* (2002) distinguono nel STA due unità tettoniche: la più interna (Unità di M. Alpi) originatasi nel Pliocene inferiore, ampiamente scollata dal basamento, e la più esterna (Unità di Rotondella) sviluppata a partire dal Pliocene medio, deformata da tettonica tipo *thick-skinned* e caratterizzata da faglie inverse

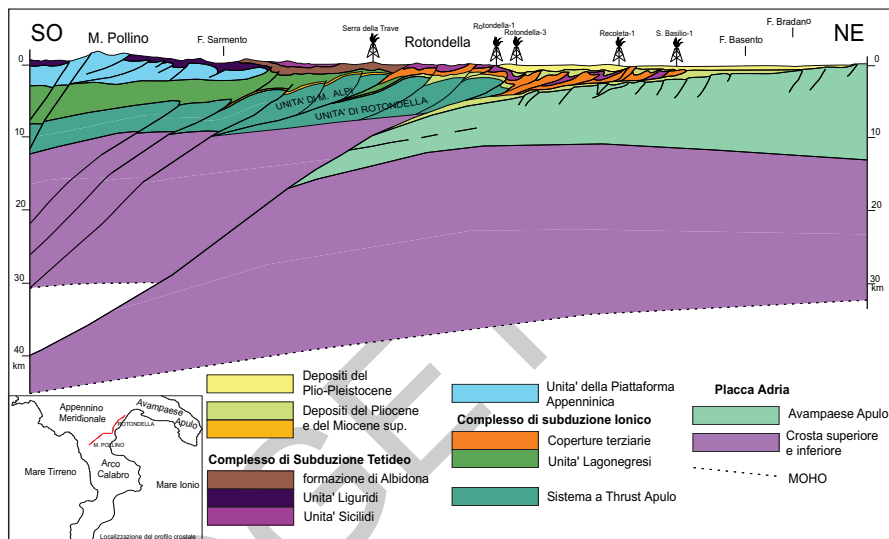


Fig. 3 - Profilo crostale attraverso il confine calabro-lucano e l'Appennino meridionale. La profondità degli orizzonti tettono-stratigrafici è ricavata da dati geofisici, derivanti dalla mappa di spessore della MOHO, dalla mappa del Basamento Magnetico e dalla Mappa delle anomalie di Bouguer.

ad alto angolo (Fig. 3). Entrambe le unità comunque sono ricoperte dalle coltri della CA.

L'Unità di M. Alpi è costituita da circa 1000 m di carbonati mesozoici (SARTONI & CRESCENTI, 1962), sui quali poggiano in paraconcordanza depositi riferiti a due cicli sedimentari. A Monte Alpi SGROSSO (1988) riferisce il primo ciclo al Messiniano superiore (Fig. 4a). Il pozzo Castellana 1, dopo avere attraversato circa 400 m di conglomerati del Miocene superiore, sotto l'alloctono, raggiunge il *top* della successione carbonatica riferita all'Unità di M. Alpi (Fig. 4b). L'età così recente dei primi depositi silicoclastici al tetto della sequenza carbonatica dell'Unità di M. Alpi, rappresenta un vincolo per considerarla una successione relativamente esterna e quindi ascrivibile al STA.

L'Unità di Rotondella rappresenta il settore deformato del margine apulo, confinato tra l'Unità di M. Alpi a ovest e l'avampaese flessurato a est. Quest'unità rimane sempre sepolta, e può essere riconosciuta solo nelle linee sismiche e nei pozzi petroliferi (pozzi Rotondella 1-4). I livelli sommitali della successione carbonatica sono ancora più recenti e sono rappresentati da argille marnose del Pliocene inferiore (Fig. 4c).

Le ondulazioni in sottosuolo dell'edificio apulo hanno avuto evidenti influenze sull'evoluzione geodinamica del sovrastante edificio alloctono, che a sua volta è stato passivamente coinvolto dalle deformazioni profonde tardive. In generale, dai

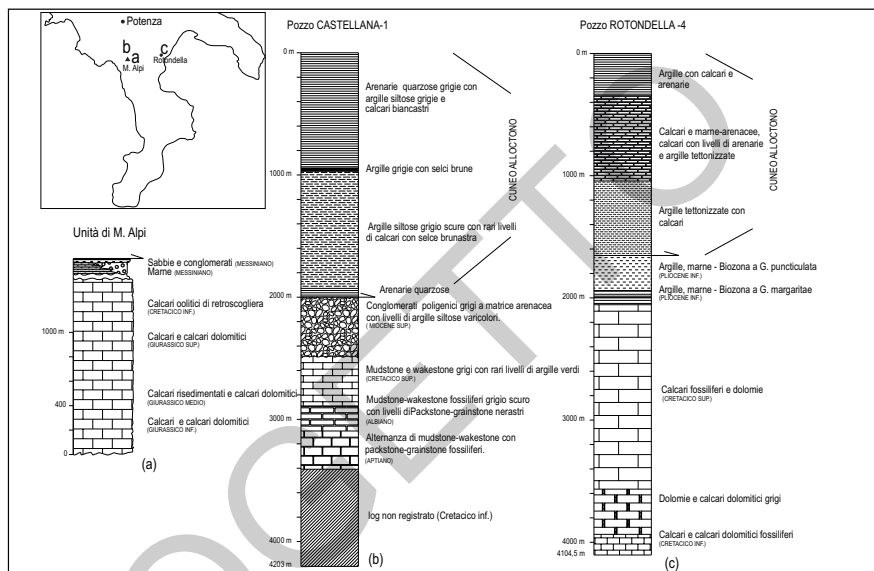


Fig. 4 - Successione stratigrafica dell'Unità di M. Alpi: a) affiorante a M. Alpi; b-c) da pozzi petroliferi.

dati di sottosuolo si evidenzia un notevole spessore delle coltri alloctone poggianti sui bassi strutturali dell'edificio apulo, a fronte di spessori ridotti di alloctono in corrispondenza degli alti sepolti. Ai notevolissimi rigetti dei carbonati apuli in sottosuolo non fa riscontro un'adeguata dislocazione verticale delle unità della catena. I rigetti del substrato apulo appaiono invece compensati da una notevole mobilità delle falde lungo superfici suborizzontali, espressa da un generale avanzamento differenziale delle coperture mioceniche rispetto ai relativi substrati mesozoico-terziari, avvenuto durante varie fasi tettoniche e lungo originarie superfici di scollamento o faglie a basso angolo. Queste ultime non sono di facile individuazione, perchè vengono ulteriormente ritagliate dalle generazioni di *thrust* più recenti. Le coltri alloctone strutturalmente più elevate e poggianti sulle coperture neogeniche, vengono passivamente traslate rispetto alle unità strutturalmente più profonde, che rimangono arretrate nei settori più interni dell'orogene (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; LENTINI *et alii*, 1990, 1994, 1996, 2002). Laddove la mobilità delle coltri alloctone non è stata sufficiente a bilanciare i rigetti all'interno dell'edificio apulo, le depressioni vengono colmate dai sedimenti plio-pleistocenici. A livello regionale, queste sono distribuite lungo un ampio arco che borda l'alto strutturale apulo di Tempa del Vento e comprende, da nord a sud, i "bacini" di Potenza, di Calvello e di Sant'Arcangelo.

Analizzando con maggior dettaglio l'edificio alloctono si osserva che nelle

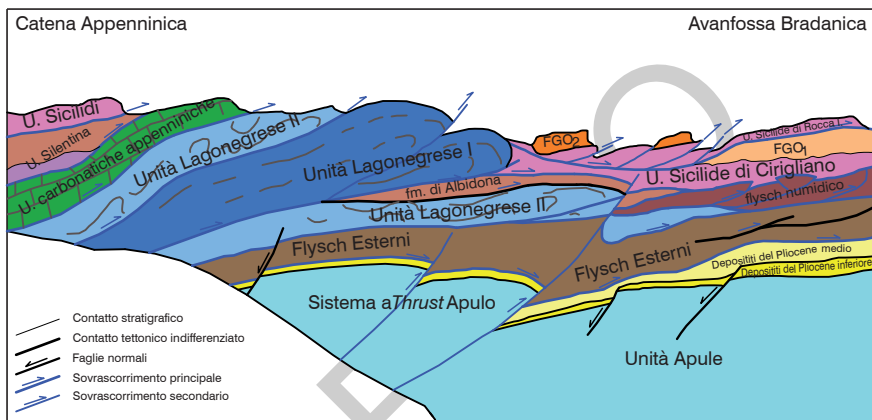


Fig. 5 - Schema dei rapporti tra le unità tettoniche riconosciute nel settore Catena-Avanfossa dell'Appennino lucano. La Catena Appenninica (CA) si sovrappone sui livelli del Pliocene inferiore e più all'esterno del Pliocene medio al tetto delle Unità Apule costituenti il Sistema a Thrust Apulo e l'Avanfossa Bradanica. Nella CA le successioni mesozoiche sono rappresentate dalle due unità bacinali lagonegresi e dalle unità carbonatiche appenniniche. Le coperture terrigene terziarie hanno subito un generale e ripetuto scollamento andando a formare un cuneo sedimentario esterno, nel quale le età dei contatti tettonici risultano più recenti (dal Langhiano al Pliocene medio) procedendo verso il basso. L'Unità Silentina e quelle Sicilidi sono costituite da successioni originariamente depositatesi in aree relativamente interne e sono separate dalla formazione di Albidona, che ha giocato il ruolo di deposito di avanfossa ("Bacino pre-Irpino") durante la Fase Balearica (Oligocene-Miocene inferiore). Attualmente la formazione di Albidona si rinviene ampiamente scollata in "sostituzione" del coevo flysch numidico. Il flysch di Gorgoglione poggia sulle Unità Sicilidi ed è raddoppiato in seguito alla fase tettonica del Miocene superiore (Fase Tirrenica). Esso si è sedimentato nel "Bacino Irpino" insieme ai Flysch Esterni, che rappresentano il deposito di avanfossa nella Fase Tirrenica. Il "breaching" dell'Unità Lagonegrese I in sovrascorrimiento sull'Unità Lagonegrese II è da imputare al generale trasporto tettonico sulle Unità Apule e si inquadra in una generale "inversione" delle originarie posizioni tant'è che i depositi terziari del "Bacino Irpino" si trovano attualmente in posizione più profonda nella pila tettonica.

aree interne è caratterizzato da un impilamento di falde sensibilmente differenti da quello che contraddistingue le porzioni più esterne della CA (Fig. 5).

Le stratigrafie dei pozzi perforati nelle aree meridionali del limitrofo Foglio "Marsico Nuovo" e in parte nel Foglio "Moliterno" (Alto di Tempa del Vento, e in corrispondenza dei giacimenti di idrocarburi di M. Alpi e di Cerro Falcone) mostrano che al di sopra dei livelli del Miocene superiore e Pliocene inferiore dei carbonati apuli la CA si sovrappone mediante un intervallo flyschoide miocenico, ascrivibile a depositi del Bacino Irpino, sovente indicati col termine di Flysch Esterni. Su di esso poggiano embrici di successioni lagonegresi mesozoiche prive delle relative coperture terziarie. Spesso direttamente sugli orizzonti cretaci (Flysch Galestrino) o giurassici (Scisti Silicei) lagonegresi poggiano in ricoprimento tettonico le successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica

e le sovrastanti unità caotiche interne (Unità Sicilidi e Silentina/Liguride) (Tetidi Alpine *sensu* FINETTI *et alii*, 2005). L'edificio alloctono comprende, in posizione strutturale più elevata, le coperture discordanti del Miocene inferiore e medio, rappresentate dalla formazione di Albidona e dal flysch di Gorgoglione, che hanno partecipato, a partire dal Miocene superiore, alle ultime fasi del trasporto orogeo-nico, come dimostra la presenza dei sopracitati livelli di Pliocene in sottosuolo.

Al di fuori del Foglio la successione attraversata dai pozzi nelle aree esterne dell'edificio è invece composta da embrici delle coperture mioceniche scollate dai relativi substrati meso-cenozoici. I contatti tettonici risultano via via più recenti con l'aumentare della profondità, ed indicano così una tipica geometria di cuneo di accrezione, nel quale il sistema di progradazione dei *thrust* risulta ben definito. In queste aree, analogamente a quanto avviene nell'area del Foglio, si riconosce al tetto di orizzonti pliocenici sovrastanti ai carbonati apuli, un primo orizzonte terrigeno di età Miocene medio-superiore costituito dai Flysch Esterni (OGNIBEN *et alii*, 1975; LENTINI, 1979). Qui però non si incontrano successioni mesozoiche lagonegresi, ma soltanto embrici di successioni flyschoidi dell'Oligocene superiore e del Miocene inferiore-medio, in gran parte rappresentate dal flysch numidico. Questo inizia con un livello basale ad affinità lagonegrese riconducibile alla formazione di M. Malomo (cfr. Flysch Rosso *p.p. Auctt.*), che rappresenta un orizzonte di scollamento. Verso l'alto il flysch numidico evolve alle marne arenacee di Serra Cortina. Sul cuneo alloctono, in posizione strutturale più elevata, si rinven-gono due distinti orizzonti di coltri sicilidi separati dal flysch di Gorgoglione. Questa formazione poggia su orizzonti sicilidi messi in posto sui livelli burdigaliani del flysch numidico ed è, a sua volta, ricoperta da una coltre caotica in appoggio sui livelli sommitali serravalliani (CARBONE *et alii*, 1991). Nel complesso i livelli medio-miocenici discordanti al tetto del flysch numidico, e cioè flysch di Gorgoglione, marne arenacee di Serra Cortina insieme con i Flysch Esterni, costituiscono le cosiddette Unità Iripine di COCCO *et alii* (1972). Esse sono riferite in parte all'originaria avanfossa del Miocene medio-superiore (Bacino Iripino) ed in parte ai relativi bacini satellite sospesi sulle coltri sicilidi.

Il bilanciamento tra successioni mesozoiche, prevalentemente affioranti nelle aree interne della catena, e quelle mioceniche avanzate al fronte è stato spiegato attribuendo gran parte dei terreni miocenici presenti nelle aree esterne alle successioni lagonegresi, cui originariamente appartenevano e dalle quali si sono scollate (LENTINI *et alii*, 1994, 1996, 2002). In linea teorica, quindi, il cuneo di accrezione frontale della CA potrebbe comprendere, oltre agli elementi di derivazione lagonegrese, anche successioni di derivazione più interna (affinità sicilide e Piattaforma Appenninica) o elementi di derivazione esterna (successioni apule), come proposto in LENTINI *et alii* (1994).

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

(S. Carbone, S.I. Giano, F. Lentini, M. Tescione)

Le unità tettoniche presenti nell'area del Foglio sono descritte dal basso verso l'alto nell'ordine di sovrapposizione geometrica, dovuta agli estesi ricoprimenti tettonici espressi dai contatti di sovrascorrimento principale, legati prevalentemente alle fasi mioceniche. Successivamente la tettonica recente con la generale sovrapposizione dell'edificio appenninico su quello apulo ha generato sovrascorrimenti secondari, che hanno ritagliato quelli principali, talora invertendo l'originario assetto geometrico con esumazione dei termini profondi. La complessità del quadro strutturale dell'edificio è dovuta anche a notevoli fenomeni di scollamento delle coperture flyschoidi.

I restanti terreni affioranti sono rappresentati da depositi continentali quaternari, diffusamente distribuiti in tutta l'area; essi caratterizzano le depressioni tettoniche quaternarie dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano, che rientra marginalmente nel territorio del Foglio.

1. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA

Nell'area del Foglio la Catena Appenninica è costituita da unità tettoniche, riferibili a tre distinti paleodomini, rappresentati (*sensu* FINETTI *et alii*, 2005) dall'esterno verso l'interno dal Dominio Ionico, dalla Piattaforma carbonatica interna e dal Dominio Alpino-Tetideo, dai quali derivano le:

- **Unità Ionidi** (Unità tettonica Lagonegrese I e Unità tettonica Lagonegrese II in Appennino meridionale, Unità Imeresi in Sicilia);
- **Unità della Piattaforma Appenninica** (Unità tettonica Foraporta, Unità tettonica Monti della Maddalena e Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino in Appennino meridionale, Unità Panormidi in Sicilia);

- **Unità della Tetide Alpina** (Unità Liguride, Unità tettonica Silentina, Unità Sicilidi).

Tra le varie unità tettoniche si interpongono depositi sinorogeni medio-miocenici, rappresentati dal flysch di Gorgoglione, e sin- e postorogeni rappresentati dalla formazione di Monte Sierio del Tortoniano.

1.1. - UNITÀ IONIDI

Rappresentate in Appennino meridionale dalle Unità Lagonegresi, costituiscono le unità più profonde affioranti nell'area del Foglio "Moliterno" e sono formate da successioni mesozoico-paleogeniche pelagiche depositatesi in un bacino evolvente nel Miocene ad un'ampia avanfossa (Bacino Irpino di COCCO *et alii*, 1972). Analisi di terreno, ma soprattutto i dati di sottosuolo, evidenziano che le fasi tardo-neogeniche della deformazione hanno prodotto l'accavallamento delle successioni mesozoiche sui loro originari orizzonti terziari di "copertura" (fenomeni di *breaching*) e, insieme con questi ultimi, sul dominio apulo (Figg. 5 e 6). Il ruolo dei depositi lagonegresi è comparabile con quello dei sedimenti attualmente ubicati nel Bacino Ionico (FINETTI *et alii*, 1996).

Le successioni lagonegresi affiorano estesamente nell'area del Foglio e sono ricoperte tettonicamente dai terreni della Piattaforma Appenninica (Fig. 6). Le successioni pelagiche e di piattaforma costituiscono un sistema a *thrust* ampiamente sovrapposto ad orizzonti del Miocene superiore e pliocenici delle unità apule sepolte. I pozzi realizzati in Appennino meridionale (v. Capitolo Tettonica) hanno attraversato un orizzonte alloctono, costituito da terreni flyschoidi di età medio-miocenica, interposto tra le successioni lagonegresi e i livelli pliocenici della sottostante successione apula. Tali rapporti geometrici si sono determinati nelle fasi finali della deformazione, quando l'intero sistema a *thrust* lagonegrese si è accavallato, con vergenza orientale, sul cuneo alloctono frontale della catena costituito a sua volta dalle coperture terziarie in gran parte scollate dalle stesse sequenze lagonegresi e dalle coltri sicilidi con esse solidali.

Interpretate come depositi di un originario bacino relativamente esterno, le sequenze lagonegresi affiorano prive delle originarie coperture terrigene terziarie. Molto spesso i contatti tettonici al tetto interessano livelli cretacici (per es. Flysch Galestrino), ma ciò non significa che le fasi tettoniche siano da ascrivere al Mesozoico. Le coperture scollate vanno invece ricercate all'interno degli ingenti volumi di formazioni terrigene coinvolte in una serie di scaglie tettoniche presenti nelle aree esterne della catena e al di fuori del Foglio. In questo senso, molte delle sequenze flyschoidi prive di substrato mesozoico sono state considerate come le originarie coperture delle unità lagonegresi (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; LENTINI *et alii*, 1990).

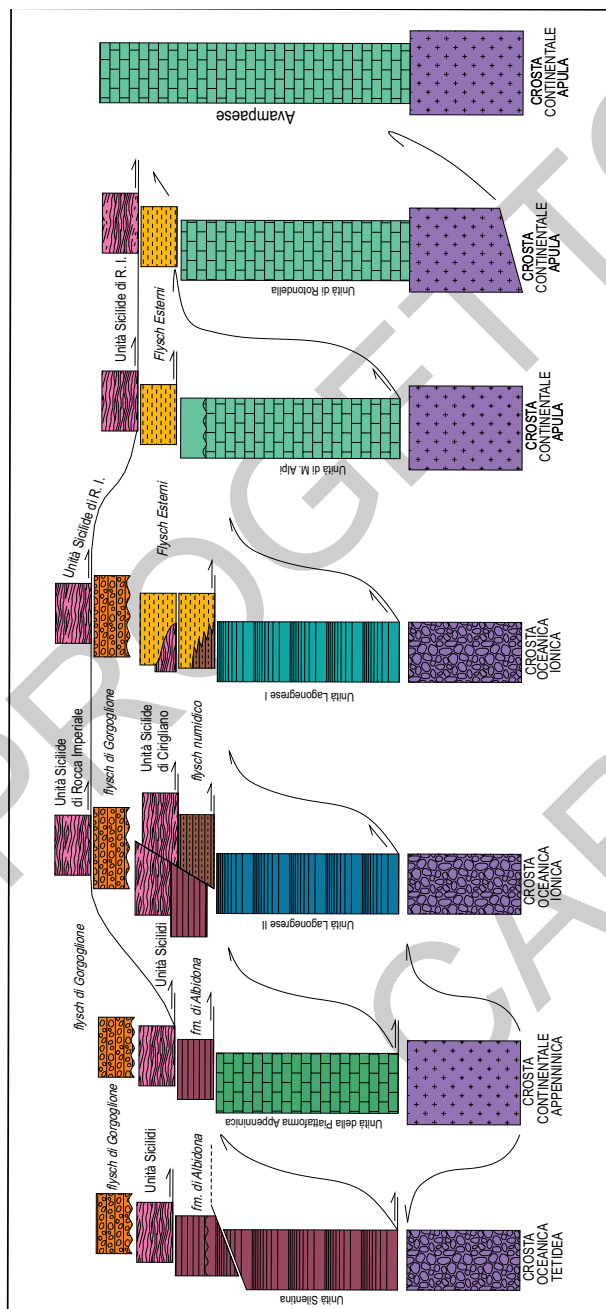


Fig. 6 - Sezioni tettono-stratigrafiche schematiche delle unità tettoniche dell'Appennino meridionale ubicate secondo la loro posizione paleogeografica. Le frecce indicano i sovrascorrimenti principali e la loro polarità. È possibile distinguere due principali sequenze bacinali: le Unità della Tetide Alpha (Unità Ligure p.p. - Unità Silentina e Unità Scillidi) e le Unità Ionidi (Unità Lagonegrese), separate dalle Unità della Piattaforma Appenninica. L'avampese è rappresentato dalla Piattaforma Apula, il cui margine interno è coinvolto dal thrusting che costituisce il Sistema a Thrust Apulo (formato dalle unità di M. Alpi e di Rotondella). Le coperture flyschoidi del Miocene inferiore (Fase Balearica) sono rappresentate dai depositi di thrust-top basin della formazione di Albidona e da quelli coevi di avanfossa del flysch di Gorgoglione parzialmente coevo ai Flysch Esterni. Queste unità tettoniche terrigene, insieme alle Unità Scillidi sono traslate verso l'esterno e costituiscono il cuneo di accrezione frontale della Catena Appenninica (da FINETTI et alii, 2005, modificato).

Le successioni lagonegresi affioranti all'interno del Foglio "Moliterno" sono attribuibili a due unità tettoniche (SCANDONE, 1972) caratterizzate da un esteso raddoppio. Quella più profonda è ascrivibile all'Unità Lagonegrese I e corrisponde all'Unità di M. Sirino della CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991); quella superiore all'Unità Lagonegrese II ed equivale all'Unità di M. Torrette-M. Malomo (UTM), come definita da CARBONE *et alii* (1988). Secondo questi Autori l'UTM è formata da una successione mesozoico-terziaria, ricostruibile solo a tratti. I terreni dell'intervallo mediotriassico-giurassico (successione di M. Torrette, cfr. F. Marsico Nuovo) si rinvencono implicati lungo il fronte di ricoprimento delle successioni carbonatiche appenniniche, quelli giurassico-oligocenici (successione di M. Malomo, cfr. F. Marsico Nuovo), originariamente in continuità stratigrafica sui primi, sono coinvolti in una serie di scaglie tettoniche affioranti a letto di unità sicilidi. L'intera successione dell'unità UTM era stata interpretata,

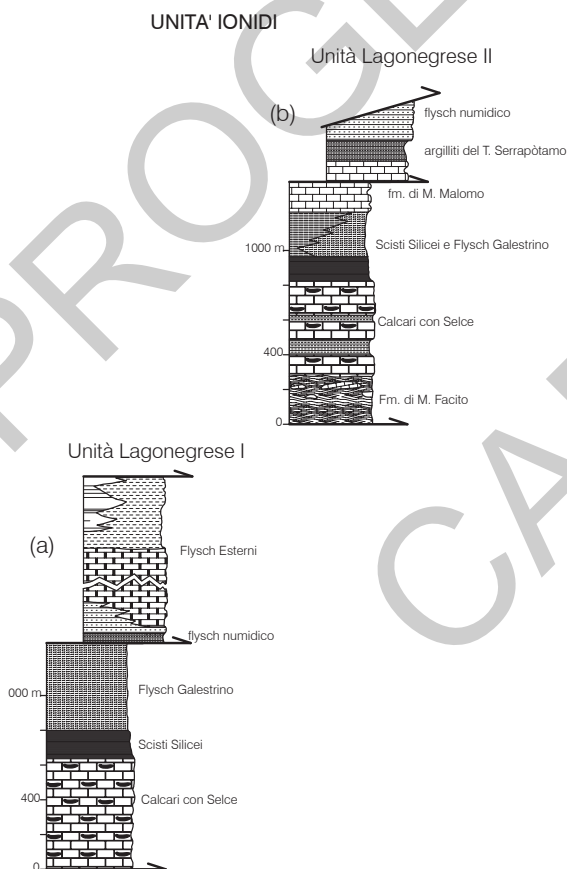


Fig. 7 - Colonne stratigrafiche schematiche delle Unità Ionidi in Appennino Meridionale. La copertura cenozoica è scollata dalla sequenza mesozoica; in particolare (b) il flysch numidico è scollato dalla formazione di M. Malomo nell'Unità tettonica Lagonegrese II, e (a) dal Flysch Galestrino nell'Unità tettonica Lagonegrese I.

inoltre, come originaria base stratigrafica del flysch numidico, oggi ampiamente scollato ed avanzato in aree più esterne dell'orogene.

1.1.1. - Unità tettonica Lagonegrese I

L'Unità tettonica Lagonegrese I (Fig. 7a) è rappresentata da una successione stratigrafica estesa dal Triassico superiore al Cretacico, caratterizzata da pelagiti carbonatiche (Calcari con Selce), da Scisti Silicei, poveri in livelli argillosi, e da un notevole sviluppo del Flysch Galestrino. La sequenza dei terreni che la costituiscono è stata riferita alla facies Lagonegro-Sasso di Castalda, *sensu* SCANDONE (1972), fatta eccezione per il Flysch Galestrino che è stato attribuito alla litofacies marnoso-silicea.

Nell'area del Foglio, i terreni ascrivibili a questa unità affiorano nella fascia settentrionale, in corrispondenza delle dorsali di M. S. Nicola-M. Farneta-M. Corno e sulla terminazione meridionale del M. Volturino (Fosso Salicone).

1.1.1.1. - Calcari con Selce - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (SLC_a)

La descrizione litologica dell'unità è basata su osservazioni dirette, integrata dai dati bio- e cronostratigrafici di SCANDONE (1967, 1972) per i "calcari con selce in facies Lagonegro-Sasso di Castalda".

Nell'area del Foglio la base della formazione non affiora; i livelli più profondi sono costituiti da calcilutiti grigie con liste e noduli di selce, in strati paralleli da sottili a spessi (10 cm - 1 m), da un livello fossilifero silicizzato spesso circa 2 m ad *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS), e da un'alternanza di marne e argilliti policrome con *H. superba* MOJSISOVICS, *H. cfr. cassiana* (MOJSISOVICS) e *H. styriaca*, oltre a numerose *Posidonomya* sp. La parte mediana della successione è rappresentata da calcari grigi con liste e noduli di selce ad *H. charlyana* MOJSISOVICS, inferiormente, e da calcilutiti grigie in strati da 30 cm a 2 m ad ammoniti non classificabili e *H. halorica* MOJSISOVICS; seguono verso l'alto marne e argilliti nere ad *H. norica* MOJSISOVICS e *H. lineata* (MUNSTER), oltre a varie specie di *Posidonomya*. La sequenza chiude con calcilutiti con liste e noduli di selce progressivamente sempre più silicee che, con intercalazioni di marne e argilliti silicee policrome, costituiscono un graduale passaggio agli Scisti Silicei (STS_a).

Quest'ultima porzione della formazione è stata oggetto, da parte di AMODEO *et alii* (1993) di uno studio biostratigrafico mirante a definire l'Intervallo di Transizione tra i Calcari con Selce (Triassico superiore) e gli Scisti Silicei (Giurassico) del "Lagonegrese" nell'Appennino lucano. Nella sezione di Sasso di Castalda (cfr.

Foglio “Marsico Nuovo”), questo intervallo è rappresentato da circa 30 m di risedimenti carbonatici associati a emipelagiti carbonatiche e marnoso-argillose in percentuale variabile, in cui gli Autori citati hanno riconosciuto associazioni faunistiche a conodonti del Norico superiore e Retico. Nei sottostanti calcari le faune a conodonti indicano un’età che si estende dal Carnico inferiore al Norico superiore.

In precedenza MICONNET (1988) aveva riconosciuto al passaggio Calcari con Selce - Scisti Silicei un intervallo più pelitico, spesso circa 50 m, contenente associazioni a conodonti (*Neogondolella steinbergensis* (MOSCHER) e *Epigondolella permica* (HAYASHI) e radiolari (*Pseudoheliodiscus finchi* PESSAGNO) caratteristiche del Norico medio.

Più di recente nelle sezioni presso Sasso di Castalda (Foglio “Marsico Nuovo”) e presso Madonna del Sirino (Foglio “Lauria”) REGGIANI *et alii* (2005) e RIGO *et alii* (2005) ridescrivono e riferiscono, sulla base di associazioni a radiolari e conodonti, l’Intervallo di Transizione ad un intervallo che si estende dalla biozona a *Epigondolella bidentata* MOSHER, nel Norico superiore (Sevatico) (vedi schema biozonale: Tab. 1 in Appendice 2), alla parte iniziale del Retico, essendo per BERTINELLI *et alii* (2005) riconosciuto nella parte più alta dell’Intervallo di Transizione il limite Norico/Retico per la presenza di *Misikella hernsteini* (MOSTLER), *Parvigondolella andrusovi* KOZUR & MOCK e *Parvigondolella* sp.

Le discrepanze nell’attribuzione cronologica dei Calcari con Selce delle unità tettoniche lagonegresi dipendono principalmente dall’assegnare a questa formazione o a quella degli Scisti Silicei l’Intervallo di Transizione.

A Monte S. Nicola (a nord-ovest di Marsicovetere) la formazione raggiunge lo spessore di 400 m.

L’ambiente è marino profondo, caratterizzato da depositi con notevole continuità laterale e costanza di spessore.

L’età è Carnico-Norico.

1.1.1.2. - Scisti Silicei - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (STS_a)

Unità litologica (Fig. 7a) formata da un’alternanza di diaspri verdi, bruni e nerastri in strati sottili piano-paralleli, di argilliti silicifere rosse e verdi, di diaspri bianchi e verdi in strati medio-sottili (5-15 cm), talora medio-spessi (fino a 70 cm), con rare intercalazioni di brecciole calcaree silicizzate e di marne silicifere rosse o grigie fogliettate, in livelli da molto sottili a medi con strutture di fondo e da corrente (STS_a). Nell’intervallo basale sono presenti faune a radiolari e spicole di spugne anche nella frazione marnosa; nelle brecciole sono riconoscibili anche rari foraminiferi arenacei e resti di echinodermi.

Il passaggio al soprastante Flysch Galestrino (FYG_a) è graduale e avviene con

un'alternanza di diaspri manganesiferi, argilliti plumbee e calcari siliciferi.

L'età della formazione è stata ricavata da dati bibliografici. La base dell'unità può essere diacrona e può variare nelle diverse unità tettoniche. Per AMODEO *et alii* (1993) il letto generalmente è Retico; SCANDONE (1972) segnala, nella metà inferiore degli Scisti Silicei delle località tipo, la presenza di strati e banchi di brecciole gradate, nei cui clasti riconosce microfacies a *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT, *Agerina martana* (FARINACCI), piccoli ammodiscidi quali *Glomospira* sp., che indicherebbero un'età giurassica inferiore. MICONNET (1988), nella sezione stratigrafica di Sasso di Castalda (cfr. Foglio "Marsico Nuovo"), conferma come età più recente possibile il Titonico medio in base alla presenza, negli ultimi livelli silicei della successione, di radiolari quali *Obesacapsula rotunda* (HINDE) e *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER (DE WEVER & MICONNET, 1985).

Lo spessore della formazione varia da pochi metri fino a 300 m.

L'ambiente deposizionale è pelagico profondo caratterizzato da notevole persistenza laterale dei sedimenti e da sottili strati tabulari, con locali risedimenti carbonatici.

L'età è complessivamente Retico-Giurassico superiore.

1.1.1.3. - Flysch Galestrino – litofacies marnoso-silicea (FYG_a)

Unità litostratigrafica suddivisa in due litofacies: marnoso-silicea, solitamente relativa all'unità tettonica lagonegrese I, e calcareo-marnosa, generalmente per l'unità tettonica lagonegrese II.

Corrisponde ai Galestri B dell'Unità Lagonegrese I di SCANDONE (1972), affioranti dalle zone di Lagonegro fino a Marsico Nuovo, nell'alta Val d'Agri.

La formazione è costituita da una monotona alternanza di argilliti nere lamine e di calcilutiti silicifere, con subordinati sottili livelli diasprigni intercalati alle argilliti. Le calcilutiti, in strati da sottili a banchi di 2 m, hanno colore grigio-bruno e rosato per la presenza di ossidi di ferro e manganese, e fessurazione prismatica tipo "pietra paesina"; locali livelli siltitico-arenitici fini gradati presentano strutture da corrente alla base dello strato. Le argilliti silicifere costituiscono strati fino a parecchi metri di spessore e localmente prevalgono sulle altre componenti litiche; presentano laminazione millimetrico-ritmica che, a causa dell'intensa tettonizzazione, si traduce in una fitta microscagliettatura e fratturazione, con formazione di prismi di 1-2 cm.

L'assetto è estremamente caotico.

Dal punto di vista biostratigrafico, le argilliti sono risultate quasi sempre sterili o hanno fornito solo rari radiolari; le areniti, quando presenti, contengono rari foraminiferi arenacei non classificabili. Anche nelle calcilutiti si rinvenivano radiolari e spicole di spugne, e solo un campione ha fornito un'associazione a nannofossili

caratterizzata da *Cruciellipsis cuvillieri* (MANIVIT), *Watznaueria* spp. e *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI), che consentono un'attribuzione al Cretacico inferiore. Analoga età viene data da SCANDONE (1967) per il rinvenimento all'interno della formazione di microfaune a *Protopeneroplis* sp., *Trocholina* spp., rare calpionelle, radiolari e spicole di spugna. BRÖNNIMANN *et alii* (1971) assegnano ai livelli basali della formazione un'età berriasiana per la presenza di *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH e *Remaniella cadischiana* COLOM.

Lo spessore, a causa di fenomeni di scollamento e piegamenti, varia da poche decine di metri a 150 m.

Si tratta di pelagiti carbonatiche e pelitiche in alternanza ciclica, caratterizzate da persistenza laterale e da strati tabulari continui.

L'età della formazione è Cretacico inferiore.

1.1.2. - Unità tettonica Lagonegrese II

A questa unità tettonica sono state assegnate tutte le successioni ad affinità lagonegrese che mostrano caratteri di prossimalità alla piattaforma carbonatica interna ed accertata evoluzione verticale verso termini affini al flysch numidico. L'intera sequenza è stata riferita, per caratteristiche litologiche, alla facies Armizzone *sensu* SCANDONE (1972).

Nell'area del Foglio affiora con buona continuità da Paterno sino a sud di Molliterno. Costituisce inoltre la dorsale di Rupe del Corvo e di Monte S. Enoc. L'unità include terreni di età compresa tra il Triassico inferiore e l'Oligocene superiore (Fig. 7b); è presente, completa di tutti i termini, solo nel settore occidentale; nella restante parte non affiorano i termini basso-mesozoici.

1.1.2.1. - Formazione di M. Facito (FAC)

Il termine inferiore dell'unità tettonica Lagonegrese II è rappresentato dalla Formazione di M. Facito (SCANDONE, 1967) composta da litotipi estremamente diversi, per età, per caratteristiche stratigrafico-petrografico-sedimentologiche e per assetto tettonico. Consiste di depositi terrigeni a composizione quarzoarenitica-litarenitica, di risedimenti carbonatici sia fini che grossolani associati a blocchi anche di notevole dimensione, di calcari nodulari, di arenarie tuftiche e localmente anche di risedimenti terrigeni e brecciole carbonatiche a fusuline e piccoli foraminiferi permiani. L'età della formazione è stata estesa complessivamente dallo Scitico medio al Carnico medio, anche se non è possibile ricostruire una successione stratigrafica (DONZELLI & CRESCENTI, 1970; WOOD, 1981; MICONNET, 1983, 1988; CIARAPICA *et alii*, 1986, 1990; MARTINI *et alii*, 1989; MARSELLA *et alii*, 1991;

MIETTO & PANZANELLI FRATONI, 1990; MIETTO *et alii*, 1991).

CIARAPICA & PASSERI (2000) nelle località tipo di affioramento della formazione, a nord-est di Sasso di Castalda (cfr. Foglio “Marsico Nuovo”), e nell’area a sud di Moliterno, individuano otto diverse litofacies e/o formazioni, i cui presumibili originari contatti stratigrafici sono meccanicamente modificati. Tali modificazioni sono state attribuite all’intensa e complessa tettonica polifasica sinorogena e subordinatamente a trasporti in massa avvenuti durante la fase di *rifting* triassico. Gli Autori citati prospettano, per questo “complesso litologico”, la presenza, durante lo Scitico superiore-Anisico inferiore, di un bacino epicratonico a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica, che prosegue nell’Anisico superiore, dopo una fase erosiva, con risedimenti a fauna permiana derivanti dallo smembramento tettonico della parte più antica dello stesso bacino. Nel Ladinico inferiore si instaura un bacino di *rift* a sedimentazione silicea biogenica (radiolaritica), con locale sviluppo di biocostruzioni algali fino a che, nel Ladinico superiore, si ha il definitivo annegamento della piattaforma e l’instaurarsi della sedimentazione carbonatica pelagica, che si protrarrà fino al Norico e che è contrassegnata dal passaggio dalle facies argillitico-radiolaritiche della Formazione di M. Facito alle facies calcareo-silicifere dei Calcarei con Selce.

Nel territorio del Foglio la formazione affiora a M. delle Vigne (a sud-est di Tramutola), a Valle dell’Orso e tra Balzo di Donna Viola e il F. Calore, lungo la dorsale Tempa Salera-Murgia del Tasso.

L’unità è caratterizzata da diverse litofacies, non sempre differenziabili alla scala della carta. Nell’area del Foglio sono prevalenti argilliti silicifere rossastre in lamine e strati molto sottili, radiolariti rosse e diaspri verdastri alternati a siltiti rosse e verdi in strati sottili e medi. Verso l’alto, nell’area di Il Fisciolo, l’unità è rappresentata da argilliti verdastre prevalenti, che con parziale eteropia evolvono ai sovrastanti Calcarei con Selce (SLC_b), oppure passano, come nell’area di Murgia La Gorpa, ad un intervallo a marne colore crema con selce, alternate ad argilliti policrome. Questi litotipi corrispondono al membro terrigeno di SCANDONE (1967). A varie altezze stratigrafiche sono presenti calcari massivi di colore grigio chiaro ad alghe, o bioclastici in banchi e corpi cupoliformi, biocostruiti (litofacies organogena - FAC_a) (cfr. membro organogeno di SCANDONE, 1967; membro dei *build-up* carbonatici di CIARAPICA *et alii*, 1990; litofacies calcarea con biocostruzioni di CIARAPICA & PASSERI, 2000); di questi quelli di dimensione maggiore, potenti fino a 40 m, affiorano lungo la dorsale di Tempa Salera-Murgia del Tasso.

Nelle litofacies basali, i diversi Autori citati hanno riconosciuto faune a *Endosporites papillatus* JANSONIUS, *Densoisporites* sp., *Lundbladispira* sp., oltre a foraminiferi quali *Meandrospira pusilla* HO - *M. dinarica* KOCHANSKY-DEVIDE & PANTIC, che estenderebbero l’età fino alla base del Triassico medio. Hanno anche riconosciuto in questa formazione faune a *Daonella taramellii* LEPSIUS, *D. udvariensis* KITTL, *D. boeckii* ZIMMER, *D. cf. tyrolensis* MOJSISOVICS, del Ladinico in-

feriore nelle argille rosse oltre a *Posidonomya* sp., *Daonella lommeli* WISSMANN e rare ammoniti. Le microfacies delle biocostruzioni sono principalmente rappresentate da vari organismi incrostanti (alghe blu, cianobatteri, *Tubiphytes*, foraminiferi, organismi *Incertae sedis*), da alghe dasicladacee, spugne calcaree (*Sphinctozoa*) e da organismi problematici. All'interno delle biocostruzioni si trovano tasche o livelli di *packstone* o *grainstone*, costituiti dagli stessi organismi presenti nel *boudstone* (RETTORI *et alii*, 1988).

Lo spessore massimo affiorante è 200 m circa.

L'età complessiva dell'unità è Triassico inferiore-Triassico superiore.

1.1.2.2. - Calcarei con Selce (SLC)

Formazione costituita, relativamente all'unità tettonica di pertinenza, da tre litofacies: Armizzone (**SLC_b**), Pignola-Abriola (**SLC_c**) e San Fele (**SLC_d**).

Nell'area del Foglio affiora esclusivamente la **litofacies Armizzone (SLC_b)**. Equivale alla facies Armizzone di SCANDONE (1967, 1972), presentando caratteri intermedi tra quelli della facies Pignola-Abriola (cfr. limitrofo Foglio "Marsico Nuovo", a nord) e la facies Lagonegro-Sasso di Castalda, dell'Unità Lagonegrese I. Generalmente è formata da calcilutiti silicifere a stratificazione parallela e da conglomerati intraformazionali e, negli affioramenti più settentrionali (area di Paterno), da calcari dolomitici che preludono alla facies Pignola-Abriola.

La formazione si estende con notevole continuità da Paterno a sud di Moliterno, nel tratto Paterno-Tramutola la base dell'unità non è affiorante; nei restanti settori l'unità poggia quasi sempre sulla Formazione di M. Facito.

Nel territorio del Foglio la litofacies **SLC_b** è costituita da calcilutiti grigie e calcilutiti silicifere con noduli e liste di selce nera in strati medi e spessi, calcareniti e calcisiltiti a laminazione parallela con sottili interstrati argillosi verdastri, intensamente fratturate e da calcari dolomitici e dolomie giallastre con liste e noduli di selce, con passaggi latero-verticali sfumati.

Il passaggio alla sottostante Formazione di M. Facito è graduale ed è caratterizzato da un'alternanza di calcilutiti silicifere nodulari e di argilliti verdi o vinaccia. Verso l'alto la transizione agli Scisti Silicei (**STS_b**) è graduale per l'infittirsi della frazione silicea (Fig. 7b).

Nella sezione di Valle dell'Orso (tra Moliterno e sud di Tramutola) questo intervallo, spesso circa 100 m, è rappresentato da calcilutiti e calcareniti alternate ad argille silicifere e marne e da microbreccie, più frequenti nella parte bassa. Nelle calcilutiti AMODEO *et alii* (1993) hanno riconosciuto associazioni faunistiche a conodonti indicative del Retico, mentre nei sottostanti calcari le faune a conodonti assegnano un'età Norico inferiore-medio.

Per la datazione della formazione si è fatto riferimento a SCANDONE (1972)

che riporta, per la parte inferiore della successione, macrofaune riferibili ai generi *Posidonomya* e alle specie *Halobia cassiana* MOJSISOVICS, *H. austriaca* MOJSISOVICS, *H. superba* MOJSISOVICS, oltre ad ammoniti, mentre nella parte medio-alta segnala la presenza di *Halobia norica* MOJSISOVICS. Ciò consente un'attribuzione cronologica di tutta la successione al Carnico-Norico, età confermata, per la parte superiore della formazione, anche da MICONNET (1983, 1987, 1988), che negli ultimi 50 metri della successione carbonatica individua un'associazione a conodonti (*Neogondolella steinbergensis* (MOSCHER) e *Epigondolella permica* (HAYASHI) e a radiolari (*Pseudoheliodiscus finchi* PESSAGNO) caratteristica del Norico medio.

Lo spessore dell'unità è compreso tra 250 e 300 m.

L'ambiente di sedimentazione è bacinale, con processi di risedimentazione da una vicina area produttiva carbonatica.

L'età della formazione è riferita al Triassico superiore.

1.1.2.3. - Scisti Silicei (STS)

Relativamente all'unità tettonica di pertinenza, la formazione è costituita da tre litofacies: Armizzzone (STS_b), Pignola-Abriola (STS_c) e San Fele (STS_d). Nell'area del Foglio affiora la **litofacies Armizzzone (STS_b)**, che presenta caratteri abbastanza simili a quelli della facies Pignola-Abriola, sebbene le brecciole gradate siano presenti in misura molto minore.

Corrisponde agli Scisti Silicei in facies Armizzzone di SCANDONE (1972), per il cui contenuto faunistico, nei rari livelli a brecciole, l'Autore rimanda alla facies Pignola-Abriola, nella quale segnala, oltre a radioli di echinidi totalmente silicizzati, la presenza di foraminiferi bentonici quali *Protopenneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolitica* MOHLER e *Trocholina* spp., che anche se probabilmente risedimentati, consentono una generica attribuzione cronologica al Giurassico.

Nel territorio del Foglio l'intervallo basale dell'unità è caratterizzato da diaspri e argilliti silicifere policrome, cui si intercalano sottili strati di calcilituti grigie. Segue una fitta alternanza di argilliti, di calcari fini avana con liste di selce grigia, di calcilituti rosse e di calcari cristallini grigi, di argilliti varicolori con intercalazioni di radiolariti.

Nel limitrofo Foglio "Marsico Nuovo" (M. Serranetta, a sud-est di Pignola), alla base della formazione, nell'Intervallo di Transizione tra Calcari con Selce e Scisti Silicei, AMODEO *et alii* (1993) riconoscono associazioni faunistiche riferibili al Retico. Recenti studi (BAZZUCCHI *et alii*, 2005; BERTINELLI *et alii*, 2005; REGGIANI *et alii*, 2005; RIGO *et alii*, 2005) in base alle associazioni a radiolari e conodonti ritrovate a scala regionale (fogli "Lauria", "Marsico Nuovo", "Polla"), riconoscono che la base di STS al di sopra dell'Intervallo di Transizione ricade nel Retico. Secondo AMODEO (1999) il limite superiore della formazione sembrerebbe

essere diacrono, dall'Oxfordiano medio-Kimmeridgiano inferiore al Titonico superiore. Tuttavia nel Foglio "Marsico Nuovo", in località M. La Ricciola (ad ovest di Laurenzana), sono state rinvenute (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa) microfaune a radiolari, con *Cuneolina* sp., *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Calci-sphaerula innominata* BONET, *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp. e piccole Globotruncanidae, tra cui *Globotruncana* cf. *linneiana* (D'ORBIGNY), che estendono l'età della formazione almeno al Turoniano. Essa è pertanto parzialmente coeva del Flysch Galestrino e, laddove questo si chiude, il passaggio verso l'alto avviene direttamente con la formazione di M. Malomo (v. Fig. 7b).

L'unità raggiunge lo spessore di 170 m.

L'ambiente deposizionale è di bacino profondo caratterizzato da pelagiti baciali, con risedimenti di carbonati silicizzati, in strati di notevole continuità laterale e geometria tabulare.

L'età della formazione è Retico-Cretacico. È probabile che parte di quello che viene indicato come Scisti Silicei corrisponda in altri fogli (cfr. fogli "Sala Consilina", "Potenza", "Lauria") al Flysch Galestrino e alla parte inferiore (membro selcifero) del Flysch Rosso.

1.1.2.4. - Flysch Galestrino – litofacies calcareo-marnosa (FYG_b)

Corrisponde al "Flysch galestrino A" dell'Unità Lagonegrese II di SCANDONE (1972).

La formazione affiora con continuità e in buona esposizione lungo la dorsale M. Macio del Podano-Monte S. Enoc, e nei dintorni di Viggiano, ove scompare verso sud, probabilmente sepolta dalle coperture alluvionali dell'alta Val d'Agri; riaffiora più a sud, tra Moliterno e il F. Calore, in varie finestre tettoniche al di sotto delle unità carbonatiche appenniniche.

I litotipi che caratterizzano questa litofacies sono marne siltose, calcilutiti e calcari marnosi siliciferi con rare brecciole calcaree gradate e calcareniti intraclastiche a grana medio-fine, e argilliti. Le argilliti, più o meno silicifere, finemente laminate e a fitta fessurazione prismatica, hanno colore grigio plumbeo o bruno, e costituiscono interstrati e strati fino a parecchi metri di spessore, prevalendo localmente sulle altre componenti litiche. Le marne siltose bianche o grigiastre, più raramente bruno-rossastre, sono in strati da medi a molto spessi e finemente gradati alla base. Le calcilutiti e i calcari marnosi, in strati da decimetrici a 2 m, hanno colore grigio e bruno-rosato; presentano fessurazione prismatica tipo "pietra paesina", hanno base gradata, impronte di fondo da carico e da corrente e interlaminazioni oblique e parallele. In questi livelli è stata rinvenuta una discreta fauna a prevalenti nannofossili calcarei oltre a foraminiferi, radiolari, spicole di porifera e ostracodi.

L'unità è in continuità sugli Scisti Silicei (**STS_b**), sebbene l'assetto sia estremamente caotico; il passaggio alla formazione di M. Malomo è graduale ed è bene esposto tra V. del Romito e V. dell'Annunziata (a nord di Montesano sulla Marcellana).

Lo spessore varia da 0 a 300 m ed è probabile che essa sia lateralmente sostituita da argilliti silicee, cartografate come parte alta degli Scisti Silicei.

I campioni prelevati in questa litofacies sono risultati quasi sempre sterili. I dati biostratigrafici che permettono di datare la formazione si riferiscono, prevalentemente, al Foglio "Marsico Nuovo" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa). In campioni prelevati al passaggio con gli Scisti Silicei sono state riconosciute scarse associazioni a *Trocholina* sp., rari individui di Globigerinidae, oltre a radiolari e spicole di poriferi, che indicherebbero un generico Giurassico superiore, confermando, per i livelli basali della formazione, l'età assegnata da MARSELLA *et alii* (1995). Al contrario, nel Foglio "Moliterno", presso la strada Padula-Mandrano, BRÖNNIMANN *et alii* (1971) segnalano nei primi livelli della formazione associazioni microfossilifere con presenza, tra l'altro, di *Calpionella oblonga* (CADISH), *Tintinnopsella carpathica* (MURGEANU & FILIPESCU) e *Calpionellites* gr. *darderi* COLOM, riferendole a un intervallo Cretacico iniziale (Berriasiano terminale-Vallanginiano). Anche MICONNET (1988) riferisce la formazione al Cretacico inferiore (Berriasiano) sin dai primi livelli, sulla base di associazioni a calpionelle rappresentate da *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISH e *Remaniella cadischiana* COLOM. Nei rari livelli di brecciole arenitiche gradate sono presenti *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD, *Protopeneloplis striata*, *Nautiloculina oolitica*, *Trocholina* sp., *Ammobaculites* sp., *Lenticulina* sp. e rare calpionelle, che indicano il Cretacico inferiore, e nannoflore a *Crucellipsis cuvillieri*, *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER, *Stradneria crenulata* del Cretacico inferiore (fino all'Aptiano). Sempre nel Foglio "Marsico Nuovo", in corrispondenza di litotipi più argilloso-marnosi, sono state rinvenute nannoflore con *Micula staurophora* (GARDET) e *Watznaueria* spp. che estenderebbero l'età della formazione al Turoniano (v. Fig. 7b).

Trattasi di pelagiti bacinali carbonatiche e silicee in alternanza ciclica, con intercalati risedimenti di piattaforma, caratterizzati da persistenza laterale e da strati tabulari continui.

L'età complessiva della formazione è Cretacico.

1.1.2.5. - formazione di M. Malomo (**FMM**) (cfr. Flysch Rosso *p.p.* Auctt.)

Equivale in larga parte all'Alternanza argilloso-calcareo di M. Malomo di LENTINI & VEZZANI (1974) riferita al Cretacico superiore-Eocene, riconosciuta in alcune aree al tetto degli Scisti Silicei ed in altre alla base del flysch numidico. Corrisponderebbe in parte al Flysch Rosso di SCANDONE (1967, 1972) e alla "Uni-

tà di Toppo Camposanto” di SCANDONE (1971), di età cretacico *p.p.*-miocenica, ed in parte agli “scisti rossi di Pecorone” di SCANDONE (1967, 1972) che ne è una variazione in facies di bacino più distale. Probabili sinonimi della formazione sono “Alternanza di Bosco S. Michele” di COTECCHIA & DEL PRETE (1970), datata Cretacico superiore-Eocene ed il “Flysch di Pescopagano” (ZOJA, 1957; PESCATORE, 1962) del Cretacico superiore-Eocene, descritto anche da ZANZUCCHI (1959), riferito al Miocene, e da MARINI (1967) che lo attribuisce all'Oligocene superiore-Aquitano inferiore. Corrisponde infine al “Flysch argilloso-calcareo in brecciolina” di RICCHETTI (1962), ascrivito al Cretacico superiore-Paleogene(?). Gli intervalli sommitali della formazione, solidali con il flysch numidico, sono stati segnalati, nei settori esterni dell'orogene, con il termine di “Flysch Rosso” o di “Argille Varicolori” (DAZZARO & RAPISARDI, 1987).

La formazione affiora sul margine nord-est del Foglio, presso Difesa Matinelle, in lembi di limitata estensione, in sovrascorrimento secondario sulle argilliti del T. Serrapòtamo (**ABQ**), e in finestra tettonica al di sotto dei terreni della falda sicilide. Affioramenti più estesi sono presenti nel settore nord-occidentale del Foglio, tra T.ne Dei Cerri e V. dell'Annunziata, al di sotto dell'unità carbonatica dei Monti della Maddalena.

La formazione è costituita da un'alternanza di argilliti e marne argillose grigio-verdastre o vinaccia, fogliettate, in strati medio-sottili (5-30 cm), di marne e calcilutiti da grigio-biancastre a rosse a frattura concoide, di argilliti silicifere nerastre e di breccie calcaree gradate grigie e rosate in strati da molto sottili a spessi (2-50 cm). A luoghi comprende lenti carbonatiche di spessore anche decametrico. La frazione carbonatica è rappresentata da calciruditi e calcareniti biodetritiche a cemento spatico prevalente o in matrice micritica, contenenti abbondanti frammenti risedimentati di rudiste e macroforaminiferi (*Siderolites* sp., *Omphalocyclus* sp. e *Orbitoides* sp.) del Campaniano-Maastrichtiano.

Nell'area del Foglio la formazione non è stata oggetto di analisi biostratigrafiche. Nella sezione tipo di Monte Malomo (cfr. Foglio “Marsico Nuovo”), negli orizzonti intermedi della formazione, sono presenti associazioni ad Alveolinidae, Rotaliidae, *Discocyclusina* sp., *Operculina* sp., *Miscellanea* sp., *Nummulites* sp., rari piccoli foraminiferi del Paleocene-Eocene superiore, oltre a Echinodermata, frammenti di rudiste e di *Siderolites* rimaneggiati. Nei livelli apicali sono state riconosciute faune a *Halkiardia* sp., *Lepidocyclusina* sp., *Amphistegina* sp., *Chapmanina* sp., *Catapsidrax* sp., *Globigerina* sp. che estendono ad un probabile Oligocene superiore l'età della formazione.

Il passaggio alle soprastanti argilliti **ABQ**, non osservabile nel territorio del Foglio, in quelli limitrofi è netto e concordante (v. Fig. 7b).

Lo spessore affiorante arriva fino a 100 m.

Si tratta di depositi pelagici di mare aperto con associati risedimenti carbonatici di scarpata o piede di scarpata carbonatica.

L'età complessiva della formazione è Cretacico superiore-Oligocene.

1.1.2.6. - argilliti del T. Serrapòtamo (**ABQ**) (cfr. argilliti brune con quarzareniti, Foglio “Sant’Arcangelo”)

Corrispondono al membro superiore marnoso-argilloso del Flysch Rosso di SCANDONE (1967, 1972), dell’Oligocene superiore-Langhiano, e alle Argilliti brune con quarzareniti di età Oligocene? della CARTA GEOLOGICA DEL FIUME AGRI (1991). La formazione rappresenta l’intervallo basale del flysch numidico, in gran parte scollato dalle successioni lagonegresi e affiorante in aree più esterne della catena (CARBONE & LENTINI, 1990).

L’unità affiora in lembi di variabile spessore ed estensione tra Paterno, Tramutola e Difesa Matinelle (nell’angolo nord-est del Foglio).

Trattasi di una successione di argilliti brune, argille marnose e marne rosse e verdi prevalenti, scagliettate in strati medio-sottili, di argilliti silicifere nerastre con rare e sottili intercalazioni di areniti fini quarzose, di calciruditi e calcareniti bioclastiche di colore grigio scuro al taglio, brune all’alterazione, e di arcosi più frequenti nella parte alta. L’unità ingloba olistoliti (**cb**), non sempre cartografabili alla scala della carta, i più grossi dei quali sono presenti a est di Marsicovètere. Sono formati da carbonati mesozoici massivi, di colore bianco-grigiastro, estesamente spatizzati e/o dolomitizzati, da blocchi calcareo-marnosi bianco-rossastri (attribuibili alla formazione di M. Malomo) e da calcari clastici gradati a macroforaminiferi. In questi ultimi sono state riconosciute associazioni a foraminiferi costituite da *Amphistegina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Lepidocyclina* sp., *Heterostegina* sp., *Asterigerina* sp., *Spiroclypeus* sp e Globigerinidae, oltre ad alghe rosse (*Lithothamnium*), briozoi, radioli di echinidi e policheti.

I contatti di tetto e di letto della formazione sono quasi sempre meccanici. Affiora, a mezzo di superfici di scollamento, direttamente sugli Scisti Silicei (**STS_b**) a ovest di Tramutola, mentre sul fianco orientale dell’anticlinale di Monte S. Enoc è ricoperta dal Flysch Galestrino (**FYG_b**) ad ovest e dal membro **ABD₁** della formazione di Albidona ad est; a Difesa Matinelle l’unità è ricoperta dalle argille varicolori sicilidi; a ovest di Paterno giace con contatto di scollamento su **STS_b** ed è delimitata a tetto dal ricoprimento delle dolomie **DOC** dell’Unità tettonica dei Monti della Maddalena.

Spessore affiorante fino a 100 m.

Le analisi biostratigrafiche condotte su vari litotipi della formazione non hanno dato esito soddisfacente a causa dell’intensa silicizzazione che li interessa; pertanto l’età, dedotta dal contenuto fossilifero riconosciuto nelle calcareniti e da analisi biostratigrafiche condotte in aree limitrofe al Foglio (cfr. fogli “Sant’Arcangelo” e “Marsico Nuovo”), è Oligocene superiore.

Pelagiti ed emipelagiti bacinali con rare torbiditi fini quarzose, arcosiche e calciclastiche, cui si associano depositi da flussi gravitativi.

1.2. - UNITÀ DELLA PIATTAFORMA APPENNINICA

In Appennino meridionale l'ampia letteratura geologica assegna i terreni della Piattaforma Appenninica a diverse unità tettoniche; nell'area del Foglio esse sono riferibili alle unità tettoniche Foraporta, Monti della Maddalena, e Alburno-Cervati-Pollino.

1.2.1. - Unità tettonica Foraporta

All'Unità tettonica Foraporta, individuata da SCANDONE (1972) e D'ARGENIO *et alii* (1973), furono riferiti parte dei terreni affioranti lungo la valle del F. Calore, tra Lagonegro e Moliterno, e più a sud lungo la valle del F. Noce (Foglio 521 Lauria), interposti tra i terreni dell'unità tettonica lagonegrese II ad est e i massicci carbonatici della piattaforma campano-lucana (unità tettonica Alburno-Cervati) ad ovest. Le facies dei depositi dell'Unità Foraporta indicano, secondo gli Autori citati, un ambiente di mare sottile nel Triassico superiore, evolvente a bacino nel Giurassico, *“con profondità moderate, sempre nettamente superiori al limite di compensazione della calcite”*. Pertanto l'originaria area di sedimentazione dei terreni dell'Unità Foraporta è collocata *“in una zona di transizione tra la piattaforma campano-lucana e il bacino lagonegrese”*. Per BONI *et alii* (1974) l'originaria posizione paleogeografica sarebbe quella di un bacino intrapiattaforma, perché compreso tra l'Unità dei Monti della Maddalena e quella denominata Alburno-Cervati.

Nell'area del Foglio i terreni riferiti a quest'unità sono presenti nel settore meridionale e sono caratterizzati da un intervallo inferiore sovente con caratteri di un *mélange* (formazione di Moliterno) ed uno superiore dolomitico-calcareo. Nell'area studiata la posizione strutturale degli affioramenti e le facies dell'intervallo dolomitico-calcareo portano a localizzare queste successioni in un'area di transizione tra bacino lagonegrese e piattaforma carbonatica appenninica nell'accezione di SCANDONE (1972).

CARBONE *et alii* (1991) e CATALANO (1991) assegnarono i terreni affioranti tra Moliterno e il gruppo del M. Sirino (Foglio “Lauria”) (CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRI, 1991) ad un'unità tettonica che definirono Unità di Moliterno. Secondo tali Autori, questa unità occupa una posizione strutturale equivalente a quella della piattaforma carbonatica, perché compresa tra il Complesso Lagonegrese *s.s.* e il Complesso Liguride; pertanto essa rappresenterebbe un elemento paleogeografico di transizione tra l'ambiente prevalentemente bacinale lagonegrese e quello della Piattaforma Panormide (*sensu* OGNIBEN, 1960).

I litotipi affioranti nell'area di Moliterno-M. Sirino presentano, come evidenziato da CIARAPICA & PASSERI (2000) *“marcate analogie e alcune differenze rispetto a quelle descritte nell'area di Sasso di Castalda”*; tuttavia *“le analogie riscon-*

trate e l'impossibilità di definire correttamente le varie formazioni del Triassico inferiore e medio" hanno suggerito agli Autori di utilizzare lo stesso termine di Formazione di M. Facito.

Vengono di seguito elencate le principali differenze evidenziate da CIARAPICA & PASSERI (2000), che contraddistinguono i terreni riferiti alla Formazione di M. Facito nelle aree tipo di Sasso di Castalda e di Moliterno:

- argilliti epimetamorfiche e quarzoareniti molto più comuni e diffuse nell'area di Moliterno (Tempa di Rocca Rossa - Foglio "Lauria") che in quella di Sasso di Castalda (Cerchiara - Foglio "Marsico Nuovo");
- calcari massivi di Tempa di Rocca Rossa, più estesi e più potenti di quelli della Cerchiara;
- strati silicei a radiolari, con o senza intercalazioni di brecce carbonatiche, molto limitate nell'area di Tempa di Rocca Rossa, molto più potenti e diffusi nell'area di Cerchiara.

Le differenze indicate, ma ancor più la posizione strutturale occupata dall'unità, così come emerso dai rilievi di campagna, permettono di distinguere la Formazione di M. Facito dalla formazione di Moliterno, di seguito descritta.

1.2.1.1. - formazione di Moliterno (**MOO**) (cfr. Formazione di M. Facito)

Questa unità litostratigrafica corrisponde, per la gran parte, alla ladinica Formazione di M. Facito descritta da SCANDONE (1965) e ridatata da CIARAPICA *et alii* (1988) dal Triassico inferiore al Carnico basale. Se ne differenzia tuttavia per un carattere terrigeno più omogeneo e soprattutto per la posizione strutturale; essa infatti rappresenta la base terrigena delle dolomie e calcari del M. Foraporta e ricopre tettonicamente l'unità Lagonegrese II, che a sua volta ha come base stratigrafica la Formazione di M. Facito *s.s.*

Nell'area del Foglio sono rappresentati diversi litotipi di estensione e spessore variabile, ma con una dominanza di argilliti. Per la loro caratterizzazione bio- e cronostatigrafica si è fatto riferimento alle descrizioni di CIARAPICA & PASSERI (2000), ai quali si rimanda anche per le considerazioni paleoambientali, precisando che tutti i litotipi descritti dagli Autori citati sono stati riferiti da questi alla Formazione di M. Facito.

L'unità **MOO** è bene esposta attorno a Moliterno, lungo il T. Sciaura, sulla dorsale di Tempa De Rose, tra il V.ne Sorgituro ed il T. Maglia, da dove si estende verso ovest fino al F. Calore.

L'unità è costituita da un'alternanza caotica terrigeno-calcareo-silicea, con livelli basali prevalentemente terrigeni, estremamente deformati, cui si intercalano corpi di calcari biocostruiti a faune ladiniche. Il litotipo più diffuso è caratteriz-

zato da argilliti epimetamorfiche fissili, di colore generalmente grigio-verdastro, localmente avana e rosso, con intercalazioni di arenarie arcosiche e subarcosiche e calcareniti grigio-giallastre (**MOO**). La stratificazione originaria, obliterata da piani di clivaggio, è evidenziata da strati e/o livelli di diversa natura litologica, per lo più quarzoarenitici. Localmente, associati alle argilliti sia grigie che rosate, si rinvencono livelli discontinui di calcareniti nere al taglio fresco e giallastre all'alterazione, non cartografabili alla scala della carta, e limitati lembi di calcareniti grigiastre, di calcareniti quarzose e di conglomerati. Questi ultimi sono costituiti da clasti quasi esclusivamente calcarei e da rari *slate*, sia angolosi che arrotondati, variabili da pochi millimetri a vari decimetri, immersi in matrice sia argillitica che ruditica fine, formata da granuli di quarzo, micelle di muscovite, clasti angolosi di varia natura, oltre a frammenti di granuli a rivestimento oolitico. In alcuni clasti calcarenitico-calciruditici, immediatamente al confine col Foglio "Lauria", CIARAPICA & PASSERI (2000), hanno riconosciuto *Meandrospira pusilla*.

All'interno del litotipo principale (**MOO**) si riconoscono diverse litofacies:

litofacies calcarea con biocostruzioni (MOO_a) - A diverse altezze sono presenti biolititi algali, costituite da calcari grigio-chiaro, con venature e cavità riempite da micrite colore ocra. All'interno di questa litofacies, nell'area di Tempa di Rocca Rossa, CIARAPICA & PASSERI (2000), riconoscono due diversi litotipi: uno "biocostruito" dominato dall'accumulo di organismi bentonici (organismi incrostanti, spugne, cloroficee, dasycladacee, e rari madreporari) e un'associazione a foraminiferi caratterizzata dalla costante presenza di *Lamelliconus*, indicativa del Triassico; l'altro litotipo è micritico "pelagico", con bivalvi a guscio sottile bentonici di mare aperto, e radiolari.

litofacies siliceo-calcareo-marnosa (MOO_b) e calcareo-dolomitica (MOO_c) - Nella zona di Tempa De Rose la parte alta dell'unità è costituita da un intervallo di 15 m di argilliti rosse e verdi, e calcari marnosi nodulari passanti a calcari con selce (**MOO_b**) alla base dei quali si intercalano calciruditi ad elementi micritici bene arrotondati, marne e radiolariti. Spesso, alla sommità dei calcari con selce è presente un ulteriore intervallo a diaspri, argilliti e radiolariti rossastre. Nelle aree del F. Calore la formazione è caratterizzata da facies di mare basso, con prevalenti argille grigio-avana e calcareniti avana a laminazione ondulata da *ripple* da onda. In quest'area l'intervallo sommitale della successione è costituito da corpi di calcari dolomitici cataclastici (**MOO_c**) intercalati in un'alternanza di argille verdastre prevalenti, arenarie di colore grigio-crema e calcareniti grigiastre.

La stessa formazione si rinviene talora alla base dell'intervallo dolomitico (**DOC**). Non si riesce a verificare se il contatto costituisce un passaggio stratigrafico, magari modificato tettonicamente. Pertanto in carta è stato riportato come contatto tettonico indifferenziato. Non si esclude tuttavia che la formazione **MOO** possa costituire un intervallo pelitico comune anche alla successione carbonatica dell'Unità Monti della Maddalena, così come interpretato nella CARTA GEOLOGICA

DEL BACINO DEL F. AGRI (1991), nella quale compare come “intervallo terrigeno-calcareo basale”. Esso potrebbe tra l’altro rappresentare un orizzonte di scollamento della successione carbonatica alloctona.

Spessore complessivo fino a 300 m.

L’età è Triassico.

1.2.1.2. - dolomie e calcari del Monte Foraporta (**FOP**)

Questa unità stratigrafica corrisponde all’insieme delle formazioni delle dolomie de La Calda e dei calcari della Serra del Palo, definite nei pressi di Lagonegro (Foglio “Lauria”) da BONI *et alii* (1974). Alla scala del Foglio è stato reputato conveniente questo accorpamento perché appare talvolta problematico, quando non si ritrovano livelli caratteristici o non è ricostruibile una successione stratigrafica più completa, attribuire a una determinata formazione dei lembi di ridotto spessore e limitati da contatti tettonici o da una fascia cataclastica dolomitizzata.

Nell’area di Timpa Petrazzola e della valle del F. Calore (a sud-ovest di Moliterno) è possibile, se non ricostruire una successione stratigrafica completa, almeno identificare per spezzoni dal basso verso l’alto una serie di intervalli caratteristici e rappresentativi dell’unità. I livelli stratigraficamente più profondi riconoscibili, affioranti ad esempio presso q. 981 sulla strada tra Moliterno e Lagonegro, corrispondono ad una alternanza di strati sottili e medi di calcari e calcari dolomitici grigio nerastri, generalmente a grana piuttosto fine, talora debolmente gradati, molto raramente con bande e listarelle di selce; questo intervallo appare corrispondere litologicamente al membro superiore, calcareo dolomitico, delle dolomie della Calda di BONI *et alii* (1974).

Seguono più a ovest calcari e calcari marnosi da grigio nerastri a giallo verdognoli, generalmente a grana non grossolana, in strati sottili e medi talora con interstrati molto sottili marnoso-argillosi giallastri, che sembrano rappresentare il passaggio alla formazione dei calcari di Serra del Palo di BONI *et alii* (1974), con il suo membro calcareo inferiore. Si hanno poi calcari più o meno marnosi grigio verdastri, giallastri all’alterazione, gradati e/o laminati e marne giallastre, con livelli ammonitiferi e/o contenenti embrioni di ammoniti, spicole di spugna, radiolari, bivalvi a guscio sottile, in strati medi e sottili, a volte marcatamente lentiformi, talora con deformazioni sinsedimentarie da *slumping*. Non di rado vi si possono ritrovare anche piste di limivori. Questi livelli appaiono corrispondere al membro calcareo marnoso dei calcari di Serra del Palo di BONI *et alii* (1974). Verso l’alto prevalgono infine calcareniti grigiastre talora biodetritiche o più raramente oolitiche, in strati prevalentemente medi, che paiono correlarsi al membro calcareo superiore dei calcari di Serra del Palo di BONI *et alii* (1974).

Nei livelli clastici della formazione sono in genere presenti foraminiferi ben-

tonici, alghe calcaree e altri fossili risedimentati, o eventualmente in parte rimanggiati da aree di piattaforma carbonatica adiacenti. L'intervallo più basso riconosciuto contiene tra l'altro *Nodosaridae*, *Earlandia* sp., *Valvulinidae*, *Ammobaculites* sp., spicole di Porifera, *Ophthamidium* cf. *leischneri* (KRISTAN-TOLLMANN), associazione riferibile ad un intervallo genericamente Triassico superiore-parte bassa del Giurassico inferiore; nell'area di Lagonegro nelle dolomie della Calda di BONI *et alii* (1974) sono state segnalate in ogni caso delle microfaune e delle associazioni a pollini di età Norico-Retico (TAVERNIER *et alii*, 1994). In calcari oolitici ben stratificati corrispondenti alla parte mediana della successione sono state ritrovate associazioni riferibili alla biozona a *Paleodasycladus mediterraneus* (*Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOTT, *Hoyenella* sp., prob. *Cymbraella lorigae* FUGAGNOLI, probabile *Lituosepta recoarensis* CATI). Tra i microfossili nell'intervallo più alto: prob. *Bosniella* sp. (biozona a *Bosniella croatica*, attribuibile alla parte bassa del Giurassico medio, vedi Appendice 2, Tab. 2).

A luoghi, verso il basso e in parte lateralmente, tutti gli intervalli calcarei descritti possono passare gradualmente e con contatto irregolare e trasversale alla stratificazione a delle litofacies dolomitiche (**litofacies dolomitica FOP_a**) rappresentate da calcari dolomitici e dolomie saccaroidi a grana fine, grigiastre, in genere prive di strutture sedimentarie primarie, o talora con lenti calcaree e calcareo dolomitiche non cartografabili. Generalmente questa litofacies, di spessore molto variabile, è tettonizzata e di frequente cataclastica e sembra corrispondere in buona parte a una zona di taglio alla base di **FOP**. La dolomitizzazione dell'intervallo basale **FOP_a** è connessa a fenomeni di diagenesi profonda presumibilmente posteriori o conseguenti al ricoprimento tettonico dell'intera unità **FOP** su quella lagonegrese.

La formazione **FOP** è limitata alla base e al tetto da contatti tettonici.

Lo spessore approssimativamente non è inferiore a 150 m.

I caratteri sedimentari, come strutture torbiditiche e da *slumping*, composizionali e del contenuto fossilifero fanno riferire le litofacies di **FOP** ad un ambiente deposizionale di pendio, probabilmente corrispondente al fianco di un bacino bordato da aree di piattaforma carbonatica, che rifornivano la componente detritica e bioclastica neritica risedimentata dei livelli calcarenitici; la frazione bioclastica pelagica che pure può esservi mescolata diventa più abbondante e dominante nei litotipi più fini e marnoso-argillosi a livello della porzione mediana della successione, probabilmente indicando episodi di minore rifornimento dalla piattaforma e di retrogradazione delle aree produttive.

Nel complesso l'unità può essere riferita all'intervallo Triassico superiore-Giurassico medio.

1.2.2. - Unità tettonica Monti della Maddalena

L'unità fu inizialmente definita regionalmente da BONI *et alii* (1974), anche se con differente estensione, includendo in essa le successioni carbonatiche affioranti nel settore montuoso tra Montesano sulla Marcellana e Paterno, che fanno parte del gruppo montuoso al confine campano-lucano conosciuto anche come Monti della Maddalena; estendendola regionalmente, ad essa era pressoché corrispondente, con alcune minori variazioni, l'unità tettonica Monte Marzano - Monti della Maddalena di BONARDI *et alii* (1992).

Tradizionalmente le successioni carbonatiche di età mesozoica e paleogenica dei Monti della Maddalena vengono riferite nel complesso ad ambienti di transizione a bacino (da settori relativamente esterni della piattaforma ad ambienti di scarpata), distinguendole da quelle proprie di piattaforma carbonatica interna che caratterizzano prevalentemente l'unità Alburno-Cervati-Pollino. Nel Foglio "Moliterno" l'unità dei Monti della Maddalena viene ritenuta molto più estesa di quanto reputato dai precedenti Autori e comprende la gran parte degli affioramenti carbonatici del Foglio, includendo in essa molti affioramenti in facies di piattaforma/laguna interna in precedenza attribuiti all'Unità Alburno-Cervati-Pollino. Entro l'Unità Monti della Maddalena possono essere quindi distinti dei settori dove variazioni di facies portano allo sviluppo di successioni in parte differenti. La posizione e la conformazione del margine della piattaforma mesozoica erano variabili sia nel tempo che nello spazio, ma è in ogni caso possibile tuttavia riconoscere che le facies più esterne, prossime al margine, si dispongono generalmente lungo una fascia che corrisponde agli affioramenti carbonatici più settentrionali e orientali del Foglio (Fig. 8).

In generale le successioni carbonatiche affioranti nel Foglio sono costituite in gran parte da litotipi alquanto omogenei nei principali caratteri macroscopici e da monotona o comunque frequente ripetizione delle litofacies, cosicché risulta spesso difficoltoso individuare caratteri diagnostici per suddividere gli affioramenti dal punto di vista litostratigrafico, come del resto accade per gran parte delle potenti successioni carbonatiche di mare basso mesozoiche dell'Appennino meridionale. In queste condizioni è opportuno dare speciale peso nel rilevamento al contenuto fossilifero.

Per quanto riguarda i caratteri biostratigrafici e cronostratigrafici di queste unità litostratigrafiche fin dove possibile si fa riferimento, quando non diversamente specificato, alle suddivisioni biozonali presentate e discusse in Appendice 2.

1.2.2.1. - dolomie indifferenziate (DOC)

Corrispondono in gran parte all'unità cartografata con la sigla **Ts** nel Foglio 210

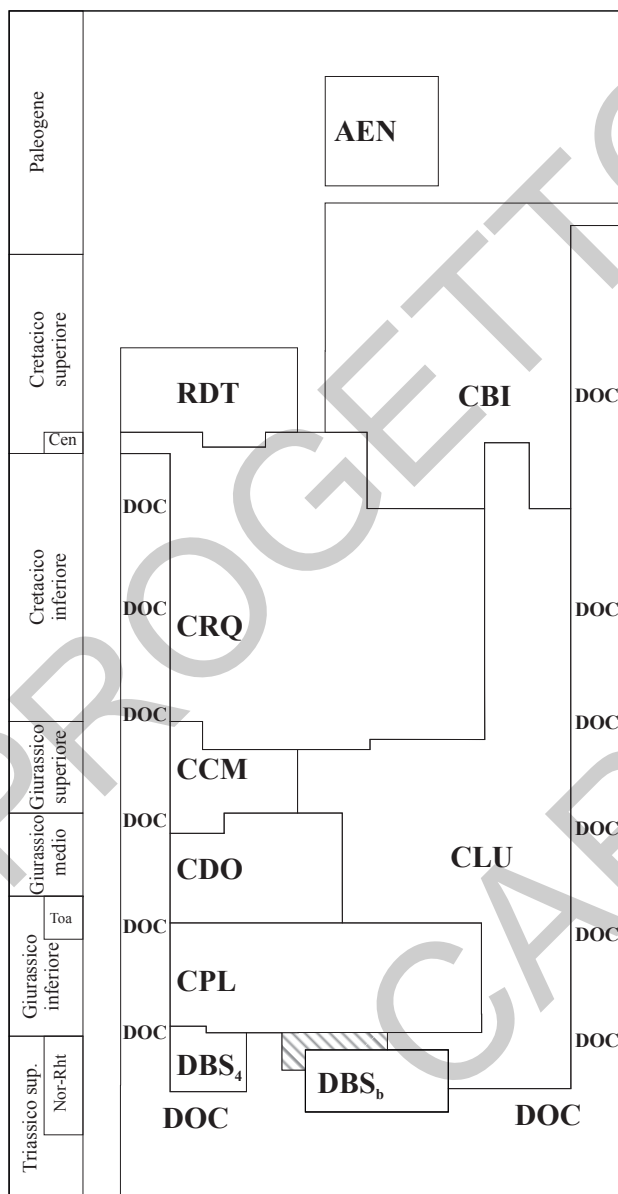


Fig. 8 - Schema cronostratigrafico delle unità litostratigrafiche carbonatiche nell'Unità tettonica Monti della Maddalena.

“Lauria” (II ed.) della Carta Geologica d'Italia 1:100.000. Al limite meridionale con l'adiacente Foglio “Lauria” corrispondono all'unità cartografata in quest'ultimo come **dolomia superiore (DBS)**.

Sono costituite da dolomie, dolomie calcaree saccaroidi e a grana fine e calcari dolomitici, in genere di colore grigio chiaro, prive di strutture sedimentarie primarie o a volte male o irregolarmente stratificate. Le sequenze sedimentarie originarie sono pressoché oscurate. Non di rado si trovano fortemente fratturate e talora allo stato cataclastico, fino a presentarsi come sabbie o farinose, di frequente biancastre per azione rifrattiva della luce, ma si rimarca che non necessariamente vi è precisa coincidenza e identità tra le litofacies dolomitiche massive e le fasce di intensa tettonizzazione. In **DOC** è poi compresa anche una litofacies subordinata prevalentemente calcarea, in genere costituita da calcari con un fitto reticolo di vene calcitiche o anche molto fortemente fratturati; nel vicino Foglio “Sala Consilina” tale litofacies, quando per contesto geologico ricollegabile a ben identificabili unità litostratigrafiche calcaree, è stata accorpata a queste ultime, evidenziandone con apposito sovrassegno l’eventuale stato cataclastico.

L’unità è limitata a letto da contatti tettonici e passa gradualmente e con contatto irregolare in alto e lateralmente, anche talora inglobandole come lenti non cartografabili, alle unità **DBS₄**, **DBS_b**, **CPL**, **CLU**, **CDO**, **CCM**, **CRQ**, **CBI**. Il limite stratigrafico, nel caso predominante di litofacies dolomitica, è posto in corrispondenza di un fronte di dolomitizzazione spinta sino all’oscuramento di caratteri sedimentari e stratigrafici primari distintivi delle unità litostratigrafiche a contatto. In base ai rapporti stratigrafici con queste, confermabili dai dati biostratigrafici risultanti dai rari relitti di successioni non cartografabili preservati all’interno di **DOC**, l’età degli intervalli interessati dalla diagenesi obliterativa varia dal Triassico superiore al Paleocene, con tendenza generale al ringiovanimento spostandosi da sud verso nord. Non è da escludere tuttavia potessero esservi originariamente compresi degli intervalli stratigrafici o altre unità della successione mesozoica non riconoscibili o riconosciuti nell’area del Foglio. La fascia dolomitizzata e/o tettonizzata è presente quasi costantemente al di sopra della superficie di sovrascorrimento che taglia obliquamente la successione carbonatica in falda, interessando da sud a nord termini dapprima triassici e via via più recenti fino a che nel limitrofo Foglio “Marsico Nuovo” sono i livelli maastrichtiano-paleogenici a poggiare direttamente sulle unità lagonegresi. La dolomitizzazione spinta sembra in buona parte legata a fenomeni di diagenesi profonda, posteriori al ricoprimento tettonico delle unità carbonatiche di piattaforma sulle unità tettoniche lagonegresi. In precedenza già **OGNIBEN** (1969) aveva ritenuto che la dolomitizzazione fosse connessa al ricoprimento.

Lo spessore dell’unità non è valutabile con precisione e appare molto variabile in affioramento, da nullo fino ad alcune centinaia di metri.

L’età è Triassico superiore-Paleocene.

1.2.2.2. - dolomia superiore (DBS)

Sono riferite alla formazione della dolomia superiore (DBS), riconoscibile in gran parte dell'Appennino carbonatico centro-meridionale, alla quale viene regionalmente attribuita un'età Norico-Giurassico inferiore p.p., due unità di rango inferiore, non in contatto stratigrafico: la **litofacies calcarea con bivalvi (DBS_b)** e il **membro dei calcari e dolomie a Megalodon (DBS₄)**.

litofacies calcarea con bivalvi (DBS_b): cartografabile nei pressi del M. Cosomale, nei monti a nord-est di Casalbuono, se ne ravvisano i caratteri anche in numerosi affioramenti non cartografabili all'interno dell'unità **DOC** nell'area a est di Casalbuono.

È costituita da calcari o calcari dolomitici, prevalentemente di colore grigiastro, stratificati generalmente in strati medi e spessi; a luoghi sono presenti dolomie cristalline. A est e sud-est di M. Cosomale affiorano litofacies calcilutitiche e calcarenitiche e a diverse altezze vi sono intervalli con frequenti intercalazioni di strati spessi e medi, raramente calcareo marnosi, ricchissimi di grandi lamellibranchi a guscio relativamente spesso, anche spatizzati.

Lo spessore pare non inferiore a 100 m.

L'associazione micropaleontologica ritrovata presso M. Cosomale, riferibile ad un generico intervallo Triassico medio-superiore, è data da molluschi, echinodermi, ostracodi, Anthozoa, Rivulariaceae, *Baccanella floriformis* PANTIC, *Globochaete* cf. *gregaria* SCHAFER & SENOWBARY-DARIAN, *Dissocladella* cf. *bystrickyi* SOKAC & GRGASOVIC, *Earlandia* cf. *gracilis* (PANTIC), *Planiinvoluta carinata* LEISCHNER, *Planiinvoluta* cf. *multilobata* KRISTAN-TOLLMANN, *Earlandia* cf. *amplimuralis* (PANTIC), prob. *Muranella sphaerica* BORZA, *Trochammina* sp., *Hoyenella* sp., spicole di spugne.

L'ambiente deposizionale varia dal lagunare alla piattaforma aperta.

Pur non essendo stati individuati passaggi stratigrafici a unità differenti da DOC, in considerazione dello spessore apparentemente non elevato, della presenza di associazioni microfossilifere del Triassico superiore attribuibili alle dolomie superiori talora riconosciute all'interno di **DOC** nelle aree circostanti, e della presenza segnalata in fogli vicini (Foglio "Lauria") di livelli con bivalvi nel Triassico superiore della stessa formazione, si possono rapportare questi affioramenti alle dolomie superiori, distinguendoli come litofacies informale per i loro caratteri peculiari.

membro dei calcari e dolomie a Megalodon (DBS₄): corrisponde a una piccola parte dell'unità cartografata come Ts nel Foglio 210 "Lauria" (II ed.) della Carta Geologica d'Italia 1:100.000, ed è costituito da dolomie biancastre e grigie, calcari grigi, talvolta nocciola, calcari dolomitici, in strati generalmente medi e spessi. A nord-est di Montesano sulla Marcellana (località Cerrita a nord-est di Fonte Vellaro) risultano talvolta preservate litofacies organizzate a scala metrica

in cicli peritidali e diagenetici di tipo *shallowing upward*. I depositi subtidali sono generalmente rappresentati da *wackestone*, *packstone* e *grainstone*, talora a megalodontidi (*floatstone* a molluschi), sia in posizione di vita che a guscio aperto. Le facies inter-sopratidali sono caratterizzate da stromatoliti e strutture da disseccamento. Raramente sono presenti sottili livelli e lenti calciruditiche intraclastiche.

Lo spessore affiorante è maggiore di 40 m.

L'unità può presentarsi spesso fortemente tettonizzata e dolomitizzata, sino alla totale oblitterazione dei caratteri diagnostici e distintivi, che segna il passaggio all'unità **DOC**. Il passaggio verso l'alto a **CPL** sembra graduale, ma non è ben osservabile in dettaglio per le condizioni di affioramento.

Gli affioramenti a megalodontidi e in facies peritidale di Montesano, correlabili con analoghi affioramenti nell'area campana-lucana e particolarmente ben distinguibili nei Monti Picentini e nel Foglio "Sala Consilina", sono attribuibili presumibilmente al Norico-Retico.

1.2.2.3. - Calcari a *Palaeodasycladus* (**CPL**)

Questa unità corrisponde all'unità litostratigrafica indicata con L nei fogli 210 Lauria e 199 Potenza della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (II ed.).

Nella parte più bassa, riconosciuta di frequente a sud di Montesano della Marcellana, ma presente anche nella dorsale della Maddalena, si ritrovano alternanze di calcilutiti e calcareniti spesso grigiastre, prevalentemente in strati di spessore medio e spesso. Sono alquanto diffuse in questo intervallo delle *wackestone* e *packstone*, non di rado con *fenestrae*.

Nei monti a sud di Montesano della Marcellana è caratterizzata da associazioni riferibili alla biozona a *Thaumatoporella parvovesiculifera*: *T. parvovesiculifera* (RAINERI), *Ostracoda*, *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Aeolisaccus duningtoni* ELLIOTT; la biozona è riconoscibile anche nella dorsale della Maddalena.

Verso la parte medio-alta si ritrovano calcari e calcari marnosi grigiastri e grigio avana, in strati medi, sottili e spessi, talora con venature o intercalazioni sottili marnose, e dei livelli e lenti con molluschi o ricchi di grandi bivalvi, talora a guscio relativamente spesso e di frequente spatizzato (facies o livelli a *Lithiotis* Auct.). Le litofacies a grandi lamellibranchi possono ritrovarsi in diversi affioramenti a sud e sud-est di Montesano della Marcellana. Nella dorsale dei Monti della Maddalena (Manca del Pozzo, Manca del Melo) si ritrovano calcareniti con frequenti oncoidi e intercalazioni di calcilutiti, grigiastre e grigio-azzurre, in strati medi.

Questa porzione dell'unità contiene associazioni riferibili alla biozona a *Palaeodasycladus mediterraneus* in cui è anche talvolta riconoscibile la subzona a *Orbitopsella praecursor* alla quale possono riferirsi i livelli con facies a *Lithiotis*: *P. mediterraneus* (PIA), *O. praecursor* GUEMBEL, *Hoyenella asiagonensis* RETTORI,

Amijella amiji (HENSON), *Lituosepta recoraensis* CATI, *Mayncina termieri* HOTTINGER; in particolare, tra i microfossili in associazione con livelli della facies a *Lithiotis* si sono ritrovati *Hoyenella asiagonensis* RETTORI e *Paleomayncina termieri* (HOTTINGER). Nella dorsale dei Monti della Maddalena, nella parte superiore dell'unità (Manca del Pozzo, MANCINELLI & COCCIA, 2003) tra i fossili sono relativamente frequenti echinodermi, gasteropodi, organismi coloniali (Anthozoa, Hydrozoa, Chaetetidae), o livelli più ricchi di foraminiferi bentonici e molluschi (Murgia del Corvo); nel contenuto microfossilifero, a Manca del Pozzo sono stati ritrovati (MANCINELLI & COCCIA, 2003) livelli riferibili alla biozona a *P. mediterraneus*: nella parte inferiore-media un'associazione con *P. mediterraneus*, *Duotaxis metula* KRISTAN, *Linoporella buseri* RADOICIC, *Fanesella sokaci* BARATTOLO & BIGOZZI, *Ophthalmidium leischneri* KRISTAN-TOLLMANN, *P. mediterraneus elongatus* PRATURLON, *Rivularia piaie* (FROLLO), *Agerina martana* (FARINACCI) e, nella parte superiore, *Orbitopsella* sp., *Lituosepta compressa* HOTTINGER, *Mayncina termieri*, *Lituosepta recoarensis* CATI, *Bosniella oenensis* GUSIC, *A. amiji*.

L'unità passa in basso e lateralmente con contatto irregolare e graduale a **DOC**; a nord-est di Fonte Vellaro è individuabile, mal visibile in dettaglio per le condizioni di tettonizzazione, il passaggio verso il basso alle litofacies ciclotemiche con megalodontidi tipiche di **DBS₄**. Verso l'alto la comparsa di livelli con frequenti calcari oolitici segna il passaggio alle unità **CDO** e **CLU**. I livelli a bivalvi spazzati che caratterizzano talvolta l'intervallo più alto di **CPL** sono correlabili ad analoghi livelli tipici della facies a *Lithiotis* ben conosciuti nella parte medio-alta del Giurassico inferiore nelle successioni di piattaforma carbonatica dell'Appennino centro-meridionale (CATENACCI *et alii*, 1964; DE CASTRO, 1987).

Lo spessore totale non è misurabile con precisione; lo spessore affiorante si può valutare in ogni caso non inferiore a 200 m.

L'età dell'unità è riferibile all'Hettangiano-Toarciano pro parte.

L'ambiente deposizionale per CELLO *et alii* (2003) e MANCINELLI & COCCIA (2003) è da riferire nell'area dei Monti della Maddalena (Manca del Pozzo, nella parte alta dell'unità) a un ambiente di piattaforma carbonatica situato in prossimità del margine, idrodinamicamente più attivo e variabile; la parte inferiore dell'unità e l'area a sud di Montesano sulla Marcellana sembra presentare in prevalenza caratteri più interni.

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

Questa unità informale di rango formazionale comprende l'unità **Gs-m** e può comprendere a luoghi parte di **C_s-T_s**, di **Ts**, **L** e della porzione bassa di **Cs-Ci** e **C₇₋₁** dei fogli 210 Lauria e 199 Potenza della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (II ed.). Corrisponde pertanto all'insieme delle formazioni dei calcari oolitici ed

oncolitici (**CDO**) e calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**) e a luoghi *p.p.* alle unità **DBS**, **CPL** e **CRQ** o anche, nella dorsale della Maddalena, **CBI**, riconosciute in gran parte dell'Appennino meridionale calcareo, e nello stesso Foglio "Moliterno". Questo accorpamento è stato operato per difficoltà pratiche nel differenziare e cartografare con uniforme accuratezza questi terreni. Tra i principali problemi si riscontra quello di attribuire a una determinata formazione dei lembi di ridotto spessore e limitati da contatti tettonici o da una fascia cataclastica dolomitizzata, quando non si ritrovano livelli fortemente caratteristici o non è ricostruita una successione stratigrafica più completa.

A luoghi (monti di Casalbuono e Montesano sulla Marcellana; aree meridionali della dorsale dei monti della Maddalena) possono ritrovarsi affioramenti prevalentemente costituiti da calcari fangosostenuti, la cui posizione stratigrafica nell'ambito della successione carbonatica è poco sicura. Non è da escludere che possano in parte correlarsi o corrispondere alle formazioni **DBS** e **CPL**, distinguibili in altre aree del Foglio. In quella che può corrispondere alla parte bassa e medio-bassa della successione si ritrovano in prevalenza strati di spessore medio, spesso, talora sottile, di calcareniti, oolitiche (con ooidi a struttura concentrica e ooidi superficiali), intraclastiche e oncolitiche, e di calcilutiti grigiastre. Questo intervallo pare corrispondere alla formazione dei calcari oolitici ed oncolitici (**CDO**). In affioramenti che possono corrispondere alla parte alta e medio-alta della successione si hanno calcilutiti e calcareniti in genere bioclastiche e intraclastiche, talora calciruditi intraclastiche, grigiastre, con tono scuro, avana, azzurro o biancastro, in strati per lo più di spessore medio, spesso o talora sottile. Questo intervallo, in particolare segnato dal passaggio da prevalenti *grainstone* a livelli a prevalente granulometria più fine e fangosostenuti, pare corrispondere alla formazione dei calcari con *Cladocoropsis* e *Clypeina* (**CCM**). In affioramenti probabilmente corrispondenti alla parte più alta della successione possono essere presenti a luoghi dei livelli confrontabili con la formazione **CRQ**. Nel settore settentrionale della dorsale della Maddalena possono essere più diffuse litofacies più grossolane calciruditiche confrontabili anche con **CBI** e nell'area più settentrionale, a ovest di Paterno, possono essere presenti litofacies con presenza di ellipsactinie, segnalate anche da SCANDONE & BONARDI (1968). In altri casi presenti in vari luoghi del Foglio prevalgono calcilutiti la cui posizione stratigrafica resta più incerta.

A parte i casi di passaggio con le formazioni prima citate, a luoghi **CLU** può presentarsi parzialmente dolomitizzata al passaggio (verso il basso o laterale, trasversale alla stratificazione) con l'unità **DOC**.

Lo spessore complessivo non è misurabile né calcolabile con precisione, ma potrebbe essere nel complesso non minore di molte centinaia di metri, fino a superare i 1000-1100 m.

Nella macrofauna sono presenti gasteropodi e bivalvi, talora resti di echinodermi, coralli isolati, calcispugne; a partire dagli intervalli medio-alti, nerineidi. I

microfossili sono rappresentati soprattutto da foraminiferi bentonici e alghe dasi-cladali.

L'ambiente deposizionale è riferibile a differenti settori di piattaforma carbonatica, da subtidale-lagunare sino a marginale o di piattaforma aperta; le facies calciruditiche potrebbero riferirsi in parte ad ambienti di scarpata.

La formazione localmente potrebbe estendersi verso il basso fino a comprendere livelli del Giurassico inferiore e forse anche del Norico-Retico. Verso l'alto potrebbe comprendere a luoghi livelli del Cretacico superiore. Nell'insieme pertanto a questa unità si può attribuire una generica età Triassico superiore?-Cretacico superiore?

1.2.2.5. - calcari oolitici ed oncolitici (CDO)

Questa unità corrisponde a parte delle unità litostratigrafiche G_{s-m} e C_s-T_s dei fogli 210 Lauria e 199 Potenza. È stata riscontrata in diversi settori del Foglio (rilievi immediatamente a est e sud-est di Montesano sulla Marcellana, cimitero di Marsicovetere, Monticello di Tramutola sud, Lago dell'Aquila, Pezza la Castagna, rilievi nella valle del T. Cavolo a nord di T.pa d'Elce, Fascitello, Rupe di Cavolo). L'unità è ancora riconoscibile in diverse aree della dorsale della Maddalena, come Serra Longa, Fontanella, Bocca d'Inferno; più rari affioramenti sono nel rilievo del Monte di Viggiano e Marsicovetere. Vi si ritrovano prevalenti calcareniti e calcilutiti grigiastre, in strati prevalentemente di spessore medio e spesso o a volte sottile; possono talora essere frequenti litofacies calcarenitiche oolitiche, intraclastiche e oncolitiche. Le litofacies stratificate oolitiche, a ooidi concentrici o superficiali (pseudooliti), e oncolitiche costituiscono in diversi casi intervalli molto spessi, potenti talora anche diverse decine di metri, a volte alternati a livelli di calcari prevalentemente fangosostenuti.

I caratteri di CDO si riconoscono talora anche entro alcuni affioramenti di CLU. Può passare talora con contatto irregolare a DOC. Il letto è definito dalla comparsa di litofacies prevalentemente oolitiche e granulari alla sommità di CPL. Il passaggio da litofacies a tessitura prevalente *grainstone* a calcari prevalentemente fini segna il tetto dell'unità.

Lo spessore non sembra inferiore a 200 m.

Nel contenuto fossilifero sono in genere rinvenibili piccoli gasteropodi e foraminiferi bentonici tra cui pfenderinidi e valvulinidi. I primi livelli oolitici e scarsamente fossiliferi possono corrispondere alla biozona a *Echinodermata*, *Mollusca* e *Favreina* sp.; sono riconosciute le biozone a *Bosniella croatica*, con il *taxon* indice *B. croatica* (GUSIC); a *Siphovalvulina variabilis*, con associazioni con *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE), *S. variabilis* SEPTFONTAINE, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK; a *Paleopfenderina salernitana*, con presenza del *taxon* indice *P.*

salernitana (SARTONI & CRESCENTI), *Pfenderella arabica* REDMOND, *Pfenderina trochoidea* SMOUT & SUGDEN. Nell'area di Serra Longa sono diffusi livelli riconducibili a **CDO** con associazioni riferibili al Giurassico medio-superiore: con echinodermi, gasteropodi (forse riferibili alla biozona a Echinodermata, Mollusca e *Favreina*); *Bosniella croatica* (biozona a *Bosniella croatica*); *Pfenderella arabica* REDMOND, *Siphovavulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE), associazione riferibile probabilmente alla biozona a *Paleopfenderina salernitana*. Nell'insieme l'età dell'unità **CDO** può estendersi dal Toarciano superiore alla parte più alta del Giurassico medio.

L'ambiente prevalente può essere riferito a quello di una piattaforma-retromargine, con intervalli caratterizzati da energia delle acque relativamente elevata. I potenti intervalli oolitici potrebbero rappresentare lo sviluppo di facies sabbiose (bassofondi, barre oolitiche) in un'area idrodinamicamente attiva e relativamente esterna della piattaforma.

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

La formazione corrisponde a parte delle unità **C_s-T_s** e **G_{s-m}** dei fogli 210 Lauria e 199 Potenza; ad essa possono correlarsi diversi affioramenti della formazione **CLU**.

Si ritrova ad esempio sui versanti meridionali del Monticello di Tramutola, di M. Calvarosa, di Arciacqua La Vaiana, ma se ne ravvisano i caratteri anche nella dorsale della Maddalena e nel Monte di Viggiano e Marsicovetere.

È costituita da calcilutiti e da calcareniti prevalentemente bioclastiche e intraclastiche, raramente calciruditi intraclastiche, grigiastre, grigio scure, grigio avana, grigio azzurre e grigio biancastre, in strati prevalentemente di spessore medio e spesso o talora sottile. Possono talvolta essere presenti livelli con chetetidi, particolarmente *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (ad esempio, Monticello di Tramutola, BARATTOLO & RUSSO, 1991). Nella dorsale della Maddalena si possono avere (Paratiello) alternanze di calcareniti con frequenti ooidi e oncoidi, e calcilutiti non di rado con cavità fenestrali, talora contenenti gasteropodi tra cui nerineidi e frammenti di echinodermi; nella parte medio-alta dell'unità affiorante nell'area più settentrionale si ritrovano non di rado intercalazioni e lenti di calciruditi intraclastiche.

A letto la formazione è limitata da **CDO**; il tetto è in genere marcato dalla presenza di livelli con frequenti ooidi fibroso-raggiati che segnano il passaggio a **CRQ**. A luoghi si può avere un passaggio irregolare, anche trasversale rispetto alla stratificazione, a **DOC**.

Lo spessore massimo non è inferiore a 230 m.

Nel contenuto fossilifero, ostracodi e milioliti sono frequenti nelle litofacies

calcilutitiche; nelle litofacies granulo-sostenute si possono ritrovare foraminiferi bentonici, echinodermi, oncoidi, alghe dasicladali, chetetidi, talora alghe tipo *Ca-yeuxia*, in alcune aree talora piccoli coralli. SCANDONE (1971) segnala la presenza di *Diceras* sp. presso il Monticello di Tramutola. In **CCM** sono presenti associazioni riferibili alla biozona a *Kurnubia* gr. *palastiniensis*, con *K. palastiniensis* HENSON, pfenderinidi, e *Cladocoropsis mirabilis* FELIX (in BARATTOLO & RUSSO, 1991); da MANCINELLI & COCCIA (2003) è riconosciuta la biozona a *Clypeina jurassica*, con il *taxon* indice *C. jurassica* FAVRE, *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *Favreina* cf. *salevensis* PAREJAS, *Campbelliella striata* (CAROZZI): in questo intervallo più alto sono anche segnalati, potendoli correlare a **CCM** (Paratiello, MANCINELLI & COCCIA, 2003) *Levantinella egyptiensis* (FOURCADE, ARAFA & SIGAL) verso la base e livelli con abbondanti microflora a *Rivularia*, *Hedstroemia*, *Garwoodia polytomica* DRAGASTAN. L'intervallo, in cui è ravvisabile il Giurassico superiore, potrebbe comprendere a luoghi alla base la parte alta del Giurassico medio.

L'ambiente deposizionale varia da prevalentemente subtidale-lagunare a peritidale. Nei settori più settentrionali (Il Monte di Viggiano, alcune aree della dorsale della Maddalena e presso Tramutola) sembra talora caratterizzato da più frequenti oscillazioni dell'energia delle acque e può corrispondere a una piattaforma-retromargine.

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

Questa unità corrisponde alla porzione inferiore delle unità litostratigrafiche **Cs-C₁** e **C_s-T_s** del Foglio 210 Lauria, **C₇₋₁** del Foglio Potenza e **C₁₋₉** del Foglio 211 Sant'Arcangelo della Carta Geologica d'Italia 1:100000 (II ed.) e a parte della porzione superiore dell'unità **Gs-m** del Foglio 210 Lauria.

Affiora estesamente nei monti di Montesano sulla Marcellana, Tramutola, Grumento Nova, e anche nella dorsale dei Monti della Maddalena e, talora con caratteri peculiari, nei monti di Viggiano e Marsicovetere. In base ai numerosi dati raccolti, è da ritenere che il rilevamento sistematico a scala di maggior dettaglio, con adeguata sensibilità al tipo particolare di successioni e alla loro precisa definizione stratigrafica, permetta di differenziare delle unità cartografabili col rango di membro o litofacies.

Nella parte più bassa sono frequenti (Monticello di Tramutola sud, Grumento Nova, Arciacqua La Vaiana, nord di Magorno, Montesano sulla Marcellana, Il Monte di Viggiano) delle litofacies corrispondenti a calcareniti grigiastre o biancastre ben stratificate spesso oolitiche e pseudoolitiche o intrabioclastiche, calcilutiti, più raramente calcareniti e brecciole carbonatiche mal stratificate; raramente si hanno calcari dolomitici. Questo livello definito dalla comparsa e dalla frequente presenza di litofacies con ooliti fibroso-raggiate, apparentemente anche non

continuo, può essere spesso anche fino a più di alcune decine di metri, e sembra correlabile con analoghi livelli riconosciuti e diffusi a livello della parte alta del Giurassico superiore-Neocomiano *p.p.* nelle successioni carbonatiche dell'Italia centro-meridionale (SIMONE, 1974, 1981; DE CASTRO *et alii*, 1975). Nel Foglio “Moliterno”, in accordo con gli adiacenti fogli “Sala Consilina” (dove è differenziato nel membro **CRQ₁**) e “Lauria”, questo intervallo viene compreso alla base di **CRQ**. Nella parte bassa della formazione sono anche talora frequenti delle litofacies con alghe dasycladali. Nelle aree più settentrionali (ad esempio Il Monte di Viggiano, alcuni affioramenti a nord di Tramutola) possono essere più frequenti calcareniti e calciruditi talora con presenza di ooliti, frammenti di echinodermi e coralli.

Nel contenuto microfossilifero di questa porzione dell'unità si ritrovano: *Clypeina jurassica*, *Parurgonina caelinensis*, livelli ricchi di *Campbelliella striata* (biozona a *Clypeina jurassica*); *Trocholina delphinensis* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC, *Trocholina cf. molesta*, *Verneuilina* sp., *Campbelliella striata* (biozona a *Favreina salevenis* e *Salpingoporella annulata*).

Nella dorsale dei Monti della Maddalena, dove MANCINELLI & COCCIA (2003) hanno studiato in dettaglio la successione nella sua parte basale (Paratiello), l'unità **CRQ** è costituita da calcilutiti con frequenti cavità fenestrali, talora con oncoidi, calcareniti grigiastre. In quest'area, tra la microfauna MANCINELLI & COCCIA (2003) segnalano sul Paratiello *Favreina salevensis* (PAREJAS), *Salpingoporella annulata* CAROZZI (biozona a *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata*); vi si ritrova tuttavia anche (Montagnone) *?Cuneolina scarsellai* DE CASTRO (biozona a *?Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*). L'età è quindi riferibile alla parte bassa del Cretacico inferiore (Berriasiano-Barremiano). Non è da escludere tuttavia che in questo settore del Foglio l'unità possa estendersi anche più in alto.

Nella parte medio-alta della formazione si hanno alternanze di calcilutiti e calcareniti, raramente calcareo dolomitiche, grigiastre, biancastre e avana; spesso biopeloidali o biointraclastiche, raramente stromatolitiche, talora si presentano con cavità fenestrali o con inclusioni marnose. Le litofacies fangosostenute o micritiche sono in genere prevalenti, e sembrano alquanto frequenti e dominanti sia nelle porzioni basse della successione sia verso l'alto dell'intervallo (calcilutiti a ostracodi e milioliti). I caratteri di questo intervallo si riconoscono ad esempio sul versante meridionale del Monticello di Tramutola, di Raia Caldarosa, presso Montesano sulla Marcellana, S.ra Capo di Spigno, Serra La Manca, Caradonna, Arciacqua La Vaiana, Varricella, Valico Faggeto, Petenella, T.pa di Mäuro-T. Acquabianca. In diverse aree (ad esempio Monticello di Tramutola, Il Monte di Grumento Nova, Barricelle, Il Monte di Marsicovètere) possono essere presenti livelli ricchi di rudiste, tra cui requenie, *Eoradiolites* sp., o di gasteropodi (acteonidi, nerineidi), anche come accumuli bioclastici. Gli strati in diversi casi sono organizzati in sequenze di tipo ciclotemico a scala metrica.

Tra i microfossili ritrovati in questa porzione dell'unità: *?Cuneolina scarsellai*,

cuneoline primitive, *Praechrysalidina infracretacea* LUPERTO SINNI, *Haplophragmoides joukowski* CHAROLLAIS, BOENNIMANN & ZANINETTI, *Campanellula capuensis* DE CASTRO (biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *C. camposaurii*); *Salpingoporella dinarica* RADOICIC (biozona a *Salpingoporella dinarica*); *Nezzazata gyra* (SMOUT), *Nezzazata simplex* OMARA, ostracodi e miliolidi (biozona a *Ostracoda* e *Miliolidae*).

Nell'area di Marsicovètere e Viggiano e particolarmente nel rilievo de Il Monte (settore nord-orientale), sono relativamente più frequenti le litofacies granuloso-stenute. Si hanno alternanze di strati spessi, molto spessi e medi, talora lentiformi, di calcareniti e/o calciruditi grigiastre, con rudiste (tra cui requienidi) e gasteropodi, di frequente allo stato bioclastico, talora calcilutiti, grigiastre; lenti di calciruditi intraclastiche e biodetritiche; calcilutiti grigiastre e grigio-bluastrae. A Viggiano, i livelli più bassi sono generalmente dominati da calcari fangosostenuti, mentre nella parte più alta (Viggiano centro) prevalgono calcareniti (*grainstone*).

Nel settore nord-orientale, in questa porzione della successione sono segnalate nel contenuto microfossilifero, in associazione o meno, *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Ortonella lemoineae* DRAGASTAN, *Montsalevia salevensis* CHAROLLAIS, BROENNIMANN & ZANINETTI, *Pseudocyclammina lituus* YOKOYAMA, *Haplophragmoides joukowski*, *Actinoporella podolica* (ALTH) (biozona a *Lithocodium aggregatum*); *Cuneolina camposaurii* SARTONI & CRESCENTI, *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT, *Praechrysalidina infracretacea*, *Belorussiella* sp., *Salpingoporella annulata* CAROZZI.

La parte alta della formazione si ritrova in diverse località (tra l'altro, sul versante orientale del Monticello di Tramutola, presso località Caradonna, in sommità e sul versante occidentale del rilievo Il Monte di Grumento Nova). È caratterizzata da calcilutiti (*wackestone*, *mudstone*) e calcareniti (*packstone*, *grainstone*) grigiastre in strati prevalentemente di spessore medio e sottile, talora con cavità fenestrali, e talora con rudiste o gasteropodi. Localmente (ad esempio alla base occidentale del rilievo La Gattina) prevalgono facies fangosostenute a miliolidi e ostracodi.

Tra i microfossili riconosciuti in questo intervallo: *Sellialveolina viallii* COLALONGO, *Vidalina radoicicae* (CHERCHI & SCHROEDER), *Nezzazata gyra*, *Nezzazata simplex*, ostracodi e miliolidi (biozona a *Ostracoda* e *Miliolidae*); *Pseudorhapydionina dubia* (DE CASTRO), *Biconcava bentori* HAMAOUÏ & SAINT-MARC, *Nezzazata conica* OMARA (biozona a *Pseudorhapydionina dubia* e *Pseudorhapydionina laurinensis*); *Pseudolituonella reicheli* MARIE (biozona a *Chrysalidina gradata* e *Pseudolituonella reicheli*).

Nel settore orientale in sinistra Agri (Il Monte di Marsicovètere e di Viggiano, Madonna di Viggiano) nella parte alta della formazione sono state riconosciute diverse litofacies la cui relazione reciproca non è sempre chiara in affioramento a causa di coperture e disturbi tettonici. Si ritrovano alternanze di strati lentiformi spessi e molto spessi, fino a qualche metro, di calcareniti (*grainstone*, *packstone*)

e/o calciruditi (*floatstone*, *rudstone* a molluschi con matrice *packstone*) grigiastre, con rudiste (caprinidi e radiolitidi) e nerinee, di frequente allo stato bioclastico, talora formanti biostrome; nella macrofauna, *Orthoptychus striatus* FUTTERER, *Caprina carinata* BOEHM, *Sphaerucaprina forojuliensis* BOEHM, *Schiosia schiosensis* BOEHM, radiolitidi. Si hanno poi strati medi e spessi di calcareniti (*grainstone*) e calciruditi (*rudstone*) grigiastre bioclastiche a frammenti di rudiste, gradati e laminati, o talora strati compositi calciruditici con nella parte alta calcareniti sottili laminate; a luoghi contengono gasteropodi e rari coralli, e verso l'alto nerinee, interi o talora come bioclasti arrotondati. Tra essi, *Cossmannia annulata* (GEMM.), *Plesioptygmatis nobilis* (MUNSTER), *Nerinea edoardi* (PARONA). Presso Madonna di Viggiano, strati prevalentemente spessi e molto spessi calcarenitici fini, calciruditici con rudiste (caprinidi, radiolitidi), anche in frammenti, calcilutitici; talora vi si ritrovano clasti neri o arrossati. Gli strati possono presentare nelle diverse litofacies base erosiva. Tra i macrofossili, *O. striatus*, *C. carinata*, *S. forojuliensis*, *N. edoardi*, *Polyconites* sp., *Eunerinea ernesti* (PARONA).

Tutte queste associazioni a rudiste e a nerinee (determinazione a cura di A. LAVIANO, Università della Basilicata) ritrovate nella parte alta della formazione a Il Monte di Viggiano sono riferibili al Cenomaniano.

Inferiormente **CRQ** è limitata in molte aree dalla comparsa e diffusione di livelli calcarenitici con ooliti fibroso-raggiati o intrabioclastici, che ne segnano la base; nell'area della dorsale della Maddalena (Paratiello), il letto è posto in corrispondenza di livelli caratterizzati da facies fangosostenute decisamente prevalenti e con frequenti cavità fenestrali. A luoghi **CRQ** può passare, verso il basso e lateralmente e con contatto irregolare in genere trasversale alla stratificazione, a **DOC**; in altri casi, può passare a **CLU**. Al tetto, passa a **RDT**, in genere alquanto nettamente per la sostituzione di facies predominantemente micritiche a quelle intrabioclastiche con foraminiferi bentonici. Il passaggio è marcato dalla scomparsa degli alveolinidi che a luoghi possono caratterizzare la porzione superiore di **CRQ**. In alto può passare (sinistra Agri) gradualmente o per alternanza a **CBI**. La parte più alta della formazione può passare lateralmente (sinistra Agri) a **CBI**, di cui è pertanto, almeno in parte, eteropica.

In generale nella formazione sono presenti nella macrofauna gasteropodi, tra cui nerineidi, e bivalvi, tra cui rudiste, talora resti di echinodermi, coralli isolati, calcispugne. Tra le rudiste, nelle aree nord-orientali, si ritrovano con più frequenza caprinidi. I microfossili sono rappresentati soprattutto da foraminiferi e alghe dasicladali costituenti a volte delle ricche associazioni. Alcune litofacies fangosostenute presentano invece associazioni oligotipiche, caratterizzate nei livelli stratigraficamente più alti dalla particolare diffusione di ostracodi e piccoli miliolidi.

Lo spessore massimo complessivo è stimato non minore di 600 m.

All'unità **CRQ** potrebbero correlarsi alcuni affioramenti calcarei di **CLU**. Rispetto all'equivalente formazione cartografata in questo Foglio come **CRQ**

nell'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino, essa appare affiorare più completamente e con maggiore variabilità di facies. L'ambiente deposizionale che in generale è riferibile ad un ambiente compreso tra il subtidale-lagunare e il peritidale, per CELLO *et alii* (2003) e MANCINELLI & COCCIA (2003) è da riferire a una piattaforma carbonatica interna (*shelf-lagoon*). Nella generalità sembra notarsi una variazione laterale, spostandosi verso settentrione e oriente, verso facies di ambiente più aperto. A luoghi, nell'area in sinistra Agri (ad esempio, alcuni affioramenti presso Il Monte di Viggiano), si può passare ad ambienti prossimi o corrispondenti a un margine di piattaforma.

L'età della formazione si può estendere dal Titonico *p.p.* al Cenomaniano. La presenza della parte più alta del Giurassico può essere giustificata dall'attribuzione a questa formazione del livello basale oolitico.

1.2.2.8. - calcari biolitoclastici con rudiste (CBI)

Corrispondono, in parte, ai depositi cartografati **Cs-T₆**, e **G₁₁** nel Foglio 199 Potenza (II ed.) della Carta Geologica d'Italia 1:100.000.

Si tratta di un insieme di depositi affioranti nel settore nord-occidentale del Foglio. Nella base dell'unità a luoghi è presente un intervallo calciruditico lito-bioclastico a matrice bioclastica discontinuo, in cui si ritrovano talora clasti di età giurassica o basso cretacea, talvolta con frammenti di ellipsactinie o di requienidi. Prevalentemente la formazione è costituita da calcareniti grigio chiare e biancastre in strati medi, spessi e molto spessi, bioclastiche con frammenti di rudiste (per lo più radiolitidi), ostreidi e altri bivalvi, e foraminiferi, tra cui a volte orbitoidi. Le calcareniti talora presentano aspetto pseudosaccaroide (*grainstone* corrispondenti ai calcari cristallini *Auctt.*). Subordinatamente si hanno calciruditi litoclastiche e intra-bioclastiche in strati e banchi talora lenticolari, più frequenti nella parte bassa dell'unità, o, in alcuni casi, intercalazioni di calcilutiti, calcisiltiti e calcareniti bioclastiche fini grigio chiare, in strati sottili.

Oltre che nei Monti della Maddalena, affiorano diffusamente nei rilievi carbonatici in sinistra Agri, talvolta riducendosi tuttavia a piccole placche non cartografabili. In queste ultime aree corrispondono per lo più a calcareniti grigie bioclastiche, con frammenti di bivalvi tra cui rudiste e ostreidi, talora anche grossolani in matrice calcarenitica, a cemento spatico, di frequente pseudosaccaroidi o di aspetto cristallino (calcari cristallini *Auctt.*), in strati spessi e molto spessi (Il Monte di Marsicovetere).

L'unità passa in basso e lateralmente con contatto irregolare e graduale a **DOC**; in discordanza può poggiare su differenti livelli di **CLU**. Localmente (Il Monte di Marsicovetere, sinistra Agri) può aversi, nella parte più bassa, passaggio verso il basso, graduale o per alternanza, o passaggio laterale con la porzione più alta di

CRQ, di cui pertanto la formazione è parzialmente eteropica. In alto si può avere passaggio a depositi riferibili a **AEN** (in disconformità) o in discordanza a **SIE**.

Lo spessore affiorante è maggiore di 250 m.

La presenza nella microfauna di *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC), in affioramenti in sinistra Agri li può far riferire alla biozona a *Orbitolina*. In calcari cristallini affioranti presso Il Monte (Viggiano) MANCINELLI & COCCIA (2003) segnalano il ritrovamento di foraminiferi pelagici (*Dicarinella* sp., *Marginotruncana* sp.), che mostrano età non più antica del Turoniano. Nel settore nordoccidentale del Foglio, CARANNANTE *et alii* (1999) segnalano (Serra di Capurso a nord-ovest di Paterno) foraminiferi planctonici: *Helvetoglobotruncana helvetica* BOLLI nella matrice di livelli calciruditici (biozona a *Helvetoglobotruncana* e *Hippuritidae*, Turoniano inferiore-medio), e superiormente, in calcareniti biodetritiche, *Dicarinella* sp. (?Turoniano superiore-Senoniano). Tra i microfossili nella matrice, generalmente allo stato biodetritico si ritrovano (area di Paterno): *Orbitoides* gr. *media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitropoides* LAMARCK, *Cymopolia barattoi* PARENTE, *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitoides* cf. *apiculata* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), riferibili alla biozona a *Orbitoides* del Campaniano superiore-Maastrichtiano; probabile *Disticoplax* sp. (non più antico del Paleocene).

I caratteri deposizionali e tessiturali delle calciruditi, la presenza di organismi come ellipsactinie nei clasti e locali variazioni nella successione stratigrafica possono indicare la presenza di un ambiente transizionale più o meno articolato in parziale erosione, forse anche interessato da eventi tettonici; la dominanza di sedimenti granulari scheletrici suggerisce l'apporto abbondante di materiali bioclastici convogliati con vari meccanismi di trasporto dalle aree produttive; le intercalazioni più fini in cui possono ritrovarsi microfaune pelagiche (CARANNANTE *et alii*, 1999) possono rappresentare episodi di ridotto rifornimento e sedimentazione. L'ambiente deposizionale può essere riferito a settori relativamente esterni di rampa carbonatica e ad ambienti di scarpata e di piede di scarpata (*talus* di peripiattoforma).

Nei settori più marginali della piattaforma i depositi di **CBI** sostituiscono pertanto quelli della parte alta di **CRQ**, come del resto confermato dai rapporti stratigrafici, e quelli di **RDT** (con cui tuttavia non vengono a contatto nell'area del Foglio).

È presumibile che in **CBI** siano rappresentate successioni di differente età ed estensione stratigrafica da luogo a luogo. Pur non escludendo che alcuni intervalli clastici alla base della formazione nell'area dei Monti della Maddalena possano a luoghi risultare di età più antica, nel complesso l'unità è riferibile a un intervallo Albiano superiore-Paleocene.

1.2.2.9. - calcari a radiolitidi (**RD**T)

Questa unità corrisponde a gran parte della porzione superiore delle unità litostratigrafiche **Cs-C₁** del Foglio 210 Lauria.

Affiora tra il M. La Gattina e M. Vaiana, a nord-ovest di Montesano sulla Marcellana e nel Monticello di Tramutola.

Comunemente vi si ritrovano calcari fangosostenuti, calcareniti, calciruditi grigiastre, biancastre e avana, in strati da medi a spessi, o talora sottili. Più raramente sono presenti calcari dolomitici. Tra le litofacies più comuni, tipicamente nella parte bassa dell'unità (ad esempio Monticello di Tramutola, versanti a est della piana di Magorno), sono prevalenti le litofacies fangosostenute (*wackestone-mudstone* a ostracodi, piccoli miliolidi). Talvolta si hanno calcari con cavità fenestrali, sino a loferitici, intercalazioni subordinate di *wackestone-packstone* o calcari granulostenuti a foraminiferi bentonici, talora con taumatoporelle. Occasionalmente sono presenti calcari dolomitici microcristallini laminati e a bande. Queste litofacies possono essere interpretate come deposte prevalentemente in un ambiente a bassa energia, presumibilmente corrispondente ad aree relativamente interne di una piattaforma o rampa carbonatica. Verso oriente (Il Monte di Grumento Nova) sembrano essere segnalati con più frequenza delle subordinate intercalazioni lenti-formi di *rudstone-floatstone* a radiolitidi come accumuli allo stato bioclastico, o di calcareniti bioclastiche talora laminate. Queste litofacies sono interpretabili come depositi da corrente anche alla base di canali o come tempestiti.

L'unità passa inferiormente a **CRQ**; il letto è in genere segnato dalla comparsa di litofacies micritiche dominanti (Monticello). A luoghi nell'area a occidente della piana di Magorno per la maggiore diffusione di facies micritiche la base di **RD**T può risultare più bassa stratigraficamente, in parziale eteropia con la parte più alta di **CRQ**.

Nella macrofauna anche allo stato bioclastico si possono ritrovare talora radiolitidi. Tra la microfauna miliolidi, ostracodi, discorbidi, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), e associazioni riferibili alle biozone a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummuloculina* cf. *irregularis* (Turoniano), tra cui *N.* cf. *aegyptiaca* SAID & KENAWY, *Discorbis* cf. *turonicus* SAID & KENAWY, e a *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai* (Coniaciano-Santoniano), tra cui *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI), *R. scarsellai* TORRE, *Decastronema barattoloi* (DE CASTRO), *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO. A luoghi (ad esempio, La Gattina ovest) la parte più bassa di **RD**T può contenere associazioni con *Miliolidae*, *Ostracoda*, *Cuneolina* gr. *pavonia*, *Nezzazata gyra*, *N. simplex*, *Chrysalidina* sp., riferibili alla parte più alta (Cenomaniano p.p.) della biozona a *Ostracoda* e *Miliolidae*.

Lo spessore raggiunge i 200 m.

Tendendo conto anche delle possibili relazioni con i depositi coevi della formazione **CBI**, l'ambiente deposizionale nel complesso è riferibile a una piattaforma

carbonatica aperta, da settori relativamente più interni, caratterizzati da successioni subtidali di bassa o variabile energia, a settori più esterni, a più alta energia.

L'età di **RDT** regionalmente è generalmente riferita al Turoniano-Senoniano. Nelle successioni dell'Unità Monti della Maddalena del Foglio è accorpato alla formazione per uniformità litologica, a luoghi verso il basso, un intervallo attribuibile alla parte medio-alta del Cenomaniano. I livelli più giovani riconosciuti nel Foglio si estendono verso l'alto sino al Coniaciano-Santoniano.

1.2.2.10. - calcareniti con alveolinidi e nummulitidi (**AEN**)

L'unità affiora in un piccolo lembo sul rilievo L'Amoroso e presso il bordo occidentale del Foglio, a Bosco l'Accettura, qui con estensione non cartografabile, ma meglio visibile nell'adiacente Foglio "Sala Consilina".

È costituita da strati di calcareniti bioclastiche grigiastre, o più raramente calciruditi grigiastre in matrice calcarenitica bioclastica, con macroforaminiferi, tra cui alveolinidi, nummuliti e orbitoidi.

L'unità giace in disconformità sui calcari bio-litoclastici con rudiste (**CBI**), mentre il passaggio a tetto non è visibile.

Lo spessore è massimo 40 m.

L'ambiente di deposizione può corrispondere a quello di una scarpata carbonatica *s.l.*

Successioni simili affioranti nei Monti della Maddalena sono state riferite all'Eocene inferiore (SCANDONE, 1971) o comunque ad un intervallo eocenico (SCANDONE, 1963b; SCANDONE & BONARDI, 1968; PAPPONE, 1990; VECCHIO, *com. pers.*, 2004) o al Paleocene medio-Eocene (PALLADINO *et alii*, 2008); gran parte degli affioramenti segnalati dalla letteratura precedente sono tuttavia ritenuti risedimenti alla base della formazione miocenica di Monte Sierio (**SIE**) da CASTELLANO & SGROSSO (1996) e CIVILE (2004).

L'età complessiva assegnata alla formazione è Eocene.

1.2.2.11. - formazione del Bifurto (**BIF**)

Sono stati attribuiti alla formazione del Bifurto (SELLI, 1957) lembi di depositi terrigeni affioranti in più punti nei monti tra Paterno e Montesano, generalmente in zone depresse morfologicamente dove si sono potuti preservare dall'erosione.

Si tratta di argilliti e argilliti marnose grigio-brune, grigio-avane e grigio-giallastre con intercalazioni di strati e lenti sottili e medi di brecciole e calcareniti brune a macroforaminiferi, quarzoareniti fini e sublitareniti brune, calcari marnosi grigi; raramente siltiti grigio avana (Sorgente Sorgitora, Fontana Cavete a sud-ovest di

Paterno). A luoghi, sono presenti lenti di calciruditi litoclastiche, clastosostenute, con clasti in facies di piattaforma *s.l.* (**BIF_a**).

Nelle calcareniti sono state riconosciute *Miogypsina* sp. e *Miogypsinoidea* sp., oltre a nummuliti e discocicline.

In affioramento i livelli litoidi si ritrovano di frequente disarticolati come blocchi con giacitura caotica.

L'unità poggia su termini di età differente della successione dei Monti della Maddalena.

Lo spessore massimo è di circa 20 m.

L'ambiente deposizionale è di tipo bacinale, con presenza di processi torbidity e di flussi gravitativi, provenienti presumibilmente, per la loro diversa composizione, da differenti aree alimentatrici.

In letteratura la formazione viene assegnata al Miocene inferiore - Miocene medio *p.p.*

1.2.3. - *Unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino*

All'unità tettonica Alburno-Cervati-Pollino, individuata regionalmente in BONARDI *et alii* (1992), sono attribuite le successioni carbonatiche affioranti nel settore sud-occidentale del Foglio, presso Casalbuono, e nel settore sud-orientale, nel massiccio del M. Raparo. Le prime sono in continuità fisica con quelle attribuite all'Unità Alburno-Cervati-Pollino nei vicini fogli "Sala Consilina" e "Lauria", nei quali la successione carbonatica affiora con maggior estensione e completezza stratigrafica. Nell'isolato gruppo montuoso del Raparo, in parte ricadente nei vicini fogli "Lauria", "Sant'Arcangelo" e "Senise", è presente la porzione più alta, cretacico-miocenica, della successione carbonatica più tipica di questa unità tettonica. Il monte Raparo può ricollegarsi ad essa anche per la presenza, riconosciuta a est del Foglio (FIANO, 2004), di lembi di successioni mioceniche (Piaggine, Raganello) che rappresenterebbero un ciclo discordante sinorogeno testimoniante il coinvolgimento dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino nella catena (SGROSSO, 1998).

Dell'intera successione carbonatica in facies prevalentemente di mare basso, di età triassico superiore-miocenica e potente oltre 4000 m, che caratterizza questa unità tettonica, affiorano nel Foglio, con alcune lacune minori, solo le porzioni più alte di età cretacico-miocenica. Le formazioni cretache **CRQ** e **RDT** sono confrontabili con le analoghe qui attribuite all'Unità dei Monti della Maddalena; si preferisce darne una descrizione separata per la scarsità di dati disponibili fino ad oggi sulle successioni carbonatiche di quest'area.

1.2.3.1. - calcari con requienie e gasteropodi (CRQ)

Questa unità corrisponde alla porzione inferiore delle unità litostratigrafiche **Cs-C₁** del Foglio 210 Lauria e **C_{1,9}** del Foglio 211 Sant'Arcangelo della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (II ed.) e a parte della porzione superiore dell'unità **Gs-m** del Foglio 210 Lauria.

Affiora nei monti di Casalbuono. In queste aree è costituita da calcari fangosostenuti e calcareniti, calciruditi grigiastre, biancastre e avana, talora calcari dolomitici, in strati da medi a spessi, o talora sottili.

Lo spessore complessivo è valutato fino a 500 m. La formazione passa superiormente a **RDT**.

Tra i microfossili sono presenti miliolidi, ostracodi, foraminiferi bentonici e dasicladali, e sono state riconosciute associazioni riferibili alla biozona a probabile *Favreina salevensis* e *Salpingoporella annulata*, tra cui *Salpingoporella annulata*, *Trocholina dalphinensis*, *Trocholina* cf. *molesta*, e alla biozona a ?*Cuneolina scarsellai* e *Cuneolina camposaurii*, tra cui *Praechrysalidina infracretacea*, ?*Cuneolina scarsellai*, *Salpingoporella* cf. *cemi*, *Sabaudia* sp.

L'ambiente di deposizione è riferibile a settori di piattaforma carbonatica relativamente interni, variabile da subtidale-lagunare a peritidale.

L'età della formazione, a livello regionale, si può estendere dal Giurassico superiore *p.p.* al Cenomaniano.

1.2.3.2. - calcari a radiolitidi (RDT)

Questa unità corrisponde a gran parte della porzione superiore delle unità litostratigrafiche **Cs-C₁** del Foglio 210 Lauria e **C_{1,9}** del Foglio 211 Sant'Arcangelo della Carta Geologica d'Italia 1:100.000 (II ed.).

Affiora estesamente nei pressi di Casalbuono e nel gruppo montuoso del Monte Raparo. Comunemente vi si ritrovano calcari fangosostenuti, calcareniti, calciruditi grigiastre, biancastre e avana, in strati da medi a spessi, o talora sottili. Più raramente sono presenti calcari dolomitici. Tra le litofacies più comuni, tipicamente nella parte bassa dell'unità (aree intorno a Casalbuono), sono prevalenti le litofacies fangosostenute (*wackestone-mudstone* a ostracodi, piccoli miliolidi); talvolta si hanno calcari con cavità fenestrali e laminati, sino a loferitici, intercalazioni subordinate di *wackestone-packstone* o calcari granulo-sostenuti a foraminiferi bentonici, talora con taumatoporelle; occasionalmente, calcari dolomitici microcristallini laminati e a bande grigiastri e grigio-giallognoli in strati da medi a spessi.

Queste litofacies potrebbero essere interpretate come deposte prevalentemente in un ambiente a bassa energia, con idrodinamismo occasionalmente variabile

ed episodi di esposizione in ambienti sopratidali, presumibilmente corrispondente ad aree interne di una piattaforma (s.l.) o rampa carbonatica. Verso oriente (M. Raparo) sembrano essere segnalati con più frequenza delle subordinate intercalazioni lentiformi di *rudstone-floatstone* bioclastiche a radiolitidi, o di calcareniti bioclastiche talora laminate. Queste litofacies sono interpretabili come depositi da corrente anche alla base di canali o come tempestiti.

Lo spessore affiorante è valutato non inferiore a 150 m. La formazione passa inferiormente a **CRQ** e superiormente a **TRN**. Sul versante meridionale de La Bannera presso il M. Raparo sono state studiate delle serie stratigrafiche (CIARANFI, 1965; LUPERTO SINNI, 1967; RIZZO, 1992-93) in cui sono ravvisabili lungo sezione entrambi i rapporti, a letto, poco all'esterno rispetto ai limiti del Foglio, e a tetto.

Nella macrofauna anche allo stato bioclastico si possono ritrovare talora radiolitidi. Tra la microfauna miliolidi, ostracodi, discorbidi, *Montcharmontia apenninica* (DE CASTRO), associazioni riferibili probabilmente alla biozona a *Nezzazatinella* cf. *aegyptiaca* e *Nummuloculina* cf. *irregularis* (Turoniano), tra cui *Discorbis* cf. *turonicus* SAID & KENAWY, e associazioni della biozona ad *Accordiella conica* e *Rotorbinella scarsellai* (Coniaciano-Campaniano p.p.), tra cui *R. scarsellai* TORRE, *Decastronema barattoloi* (DE CASTRO), *Sgrossoella parthenopeia* DE CASTRO. Sul versante meridionale del rilievo La Bannera presso il M. Raparo RIZZO (1992-93) riferisce un intervallo inferiore, caratterizzato dalla presenza di Mayncinidae e *Nummuloculina* sp. e scarsamente fossilifero, alla zona a *Mayncina* sp. (Turoniano) di DE CASTRO (1991), e un intervallo superiore alla zona ad *Accordiella conica* e *Montcharmontia apenninica* (Senoniano) di DE CASTRO (1991), per la presenza di *M. apenninica* e *A. conica* FARINACCI (segnalata anche da LUPERTO SINNI, 1967 nella parte alta della serie "La Bannera").

L'età complessiva dell'unità litostratigrafica è Turoniano-Campaniano p.p.

1.2.3.3. - formazione di Trentinara (TRN)

Istituita da SELLI (1962), successivamente fu stratigraficamente meglio definita in una serie di lavori in aree che vanno dal Cilento al confine calabro-lucano (tra questi, SARTONI & CRESCENTI, 1962; MARINI & ANDRI, 1966; BARATTOLO & PARENTE, 1991; BARATTOLO *et alii*, 2000; VECCHIO, 2003; VECCHIO *et alii*, 2007).

Nel territorio del Foglio a questa formazione sono stati riferiti alcuni affioramenti a sud-est di Casalbuono, e del M. Raparo.

Si tratta di prevalenti calcilutiti (per lo più *wackestone*) e di calcareniti fini (meno frequenti *packstone*, e più rare *grainstone*) di colore da grigio chiaro ad avana, o più raramente biancastre, in strati da 10 cm a 1 m, raramente fino a 2 m, generalmente paralleli o a base ondulata, calcari marnosi in strati di spessore medio, con subordinate intercalazioni di calcari nodulari e pseudoconglomeratici

ben cementati; a luoghi, marne verdastre spesse fino ad 1 m.

La formazione è paraconcordante su **RDT**.

Nella macrofauna si possono ritrovare gasteropodi a guscio sottile e bivalvi; nella microfauna sono relativamente abbondanti miliolidi e forme riferibili al genere *Spirolina*. Vi sono stati riconosciuti Miliolidae, *Spirolina* sp., *Discorbis* sp., *Chrysalidina* (*Pfendericonus*) sp., *Chrysalidina* cf. *alva* (SILVESTRI), *Hottingerina* cf. *anatolica* SIREL. Sono segnalate anche Rotalidae, Orbitolinidae, ostracodi e, tra le dasicladali, carofite e *Clypeina* spp. (RIZZO, 1992-93). L'associazione è riferibile alla biozona a *Spirolina* sp. e a un intervallo compreso tra il Thanetiano terminale e l'Eocene inferiore.

Alcuni studi recenti sulla formazione di Trentinara in Appennino meridionale (BARATTOLO & PARENTE, 1991; BARATTOLO *et alii*, 2000; VECCHIO, 2003) vi hanno riconosciuto tre intervalli, e identificato tre significativi livelli con alveolinidi (VECCHIO *et alii*, 2007), datati con riferimento allo schema biocronostratigrafico SBZ di SERRA-KIEL *et alii* (1998) basato sui foraminiferi bentonici d'acqua bassa. Il livello inferiore, alla base della formazione, viene riferito alla biozona SBZ6 (zona a *Alveolina ellipsoidalis*, Ilerdiano inferiore, ovvero passaggio Thanetiano terminale/Ypresiano o, in accordo con VECCHIO *et alii*, 2007, da considerare già come Ypresiano basale); il secondo, all'intervallo SBZ7-SBZ12 (Ilerdiano medio-Cuisiano superiore); il terzo, nella parte alta della formazione, a SBZ13 (zona ad *Alveolina stipes*, Luteziano inferiore), senza escludere tuttavia che possa estendersi anche più in alto, ricadendo probabilmente nell'intervallo Luteziano-Priaboniano (BARATTOLO *et alii*, 2000; VECCHIO *et alii*, 2007).

L'età da attribuire alla base della formazione pertanto dipende da quella cui viene riferita la biozona SBZ6 che di recente, nella definizione del limite Paleocene-Eocene (sezione di Gebel Dababiya in Egitto, OUDA, 2003), è considerata ricadere al di sopra di esso (cfr. VECCHIO *et alii*, 2007; v. Appendice 2, Tab. 3).

Lo spessore affiorante della formazione non è inferiore a 50 m.

L'ambiente di deposizione è da riferirsi a una piattaforma, variabile da lagunare protetto, in prevalente condizione di scarso idrodinamismo, a francamente marino; le intercalazioni marnoso-argillose possono indicare condizioni di esposizione ad ambiente subaereo; i livelli nodulari e pseudoconglomeratici potrebbero derivare almeno in parte da fenomeni diagenetici di compattazione di sedimenti carbonatici contenenti una frazione argillosa o fittamente alternati ad argille.

1.2.3.4. - formazione del Bifurto (**BIF**)

Alla formazione del Bifurto (SELLI, 1957) sono stati riferiti sedimenti terrigeno-calcarei affioranti in discordanza al tetto delle successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica.

L'unità è costituita da argilliti silicifere di colore bruno o vinaccia e da argille marnose grigio-brune con intercalazioni di arenarie silicoclastiche. La composizione delle arenarie varia da quarzoareniti di colore rossastro nei livelli basali ad arcosi fino a litareniti grigio-verdastre, in strati sottili, nella parte alta. Il legante delle areniti è dato da abbondante matrice costituita da minerali argillosi, ossidi e idrossidi. Il cemento, quando presente, è siliceo. Localmente tra i livelli argillosi si rinvencono intercalazioni di brecciole gradate di colore ocre a macroforaminiferi, di calciruditi e calcareniti litoclastiche brune clasto-sostenute in strati da sottili a spessi, di calcisiltiti e di calcilutiti marnose verdi laminate. I clasti presenti nelle calciruditi sono risedimenti di litotipi carbonatici di piattaforma di età mesozoico-paleogenica.

La formazione può apparire a luoghi paraconcordante su **TRN**. I contatti con unità inferiori mesozoiche e paleogeniche, di regola non esposti in affioramento, sono considerati di tipo meccanico, acquisiti per scollamento per differente competenza di litologia (PERRONE, 1982).

Le calcareniti contengono resti di echinodermi, alghe e otoliti; sono inoltre presenti resti di *Rotaliidae*, *Anomalinidae*, *Miliolidae* e *Buliminidae* e anche individui di *Paragloborotalia* sp., *Globigerina* sp., che permettono una attribuzione al Miocene inferiore. Tale età trova conferma nel limitrofo Foglio "Sant'Arcangelo", dove le calcareniti contengono frammenti di litotamni, nummuliti e discocicline, echinodermi, briozoi, e ove sono stati riconosciuti *Eulepidina* cf. *dilatata* (MICHELOTTI), *Nephrolepidina* sp., *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp., *Miogypsinoidea* cf. *complanata* SCHLUMBERGER, e rari individui di *Globoquadrina* spp. negli orizzonti più alti.

Alla base della formazione, presso il versante occidentale del Monte Raparo, sono tuttavia segnalati (OGNIBEN, 1969a) alcuni metri di calcareniti bioclastiche con *Miogypsinoidea*, che sembrano corrispondere alla formazione di Cerchiara (SELLI, 1957), non distinta cartograficamente per la ridotta estensione.

Lo spessore affiorante, difficilmente calcolabile, raggiunge i 100 m circa.

Questi depositi possono essere riferiti a dei sistemi torbiditici di acque profonde, impostatisi dopo l'annegamento della piattaforma meso-cenozoica nel dominio campano-lucano. Alcune facies litoclastiche possono suggerire intensa tettonica sinsedimentaria.

In letteratura la formazione del Bifurto è stata attribuita all'Aquitaniense (OGNIBEN, 1969a, 1969b; CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE, 1988; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL'AGRI, 1991; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), o all'Aquitaniense-Burdigaliano (GRANDJACQUET, 1971; SCANDONE, 1972). Tuttavia DE CAPOA & PERRONE (1989) vi hanno accertato presenza di nannoplancton calcareo di età non più antica dell'Aquitaniense superiore; da PATACCA *et alii* (1992b) l'età della formazione è riferita regionalmente al Burdigaliano *p.p.*-Langhiano, in particolare al Langhiano per gli intervalli che presentano facies numidiche con

quarzo arrotondato. Pertanto l'età della formazione è Miocene inferiore-Miocene medio *p.p.*

1.3. - UNITÀ TETTONICA SILENTINA

I terreni che costituiscono questa unità tettonica fanno parte di una successione che raggruppa litotipi sedimentari di età Cretacico-Miocene inferiore, in appoggio su un'unità di basamento oceanico caratterizzato da ofioliti e da metasedimenti, interpretati quali relitti del dominio oceanico alpino-tetideo. OGNIBEN (1969a, 1969b) li inserì nel Complesso Liguride, considerandoli come un'unica sequenza di età Giurassico superiore-Eocene medio, formata in basso dalle ofioliti epimetamorfiche della formazione del Frido (VEZZANI, 1968a, 1969, 1970a), seguite dai sedimenti delle formazioni delle Crete Nere (VEZZANI, 1968b) e del Saraceno (VEZZANI, 1968c), e infine dal "Flysch di Albidona" (VEZZANI, 1970b). A partire dal 1970 viene riconosciuta la sovrapposizione tettonica tra terreni metamorfici e le sovrastanti successioni sedimentarie (SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; LANZAFAME *et alii*, 1978). In particolare AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) suddividono il Complesso Liguride in due differenti unità tettoniche: l'Unità del Frido, comprensiva di tutti i terreni epimetamorfici, e l'Unità del Cilento e/o Unità Silentina (*sensu* D'ARGENIO *et alii*, 1973), che raggruppa tutti i terreni sedimentari che rappresentano le coperture torbiditiche depositatesi in "bacini sospesi" al di sopra del cuneo di accrezione tetideo all'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Fig. 9).

Nell'area del Foglio i terreni riferiti all'Unità Silentina non hanno ampia distribuzione; sono presenti dall'alta Val d'Agri sino al versante occidentale del M. Raparo, e sono formati da una sequenza argillitica di colore nero-blauastro (formazione delle Crete Nere) e dalla successione torbiditica della formazione del Saraceno in basso, cui segue in continuità la formazione di Albidona.

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

Istituita da SELLI (1962), costituisce il primo deposito in facies pelagica, discordante sui terreni epimetamorfici e metaofiolitici (Fig. 9), ampiamente affioranti tra il confine calabro-lucano e il Cilento.

Nel territorio del Foglio l'unità è presente nell'estremità meridionale, a sud di Moliterno, in sinistra idrografica del F. Maglia, presso la borgata Candarelle, e a nord-ovest di Casalbuono al confine col Foglio "Sala Consilina" (per quest'ultima località cfr. con TNC-marne e calcareniti del Torrente Trenico).

La formazione è caratterizzata da torbiditi quarzarenitiche fini di colore grigio-

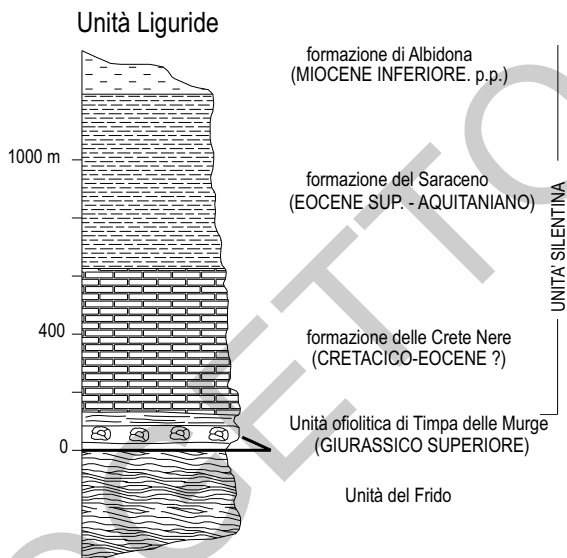


Fig. 9 - Colonna stratigrafica schematica dell'Unità Liguride in Appennino Meridionale.

verde in strati medio-spessi, alternate ad argilliti grigio-verdastre o bluastre in strati medio-sottili e *black shales* con intercalazioni di litareniti fini e, nella parte alta, da torbiditi calciclastiche a grana arenitico-ruditica.

Nel Foglio “Moliterno” affiora solo la parte alta della successione, costituita da argilliti nere o bluastre e da calcilutiti silicifere grigie, con intercalazioni di torbiditi calcaree a grana fine.

Il passaggio alla soprastante formazione del Saraceno è netto.

Alla formazione delle Crete Nere sono state assegnate età differenti: Neocomiano-Albiano da OGNIBEN (1969a) per la coppia “Frido-Crete Nere”; Cretacico inferiore-superiore (SCANDONE, 1972 e AMODIO MORELLI *et alii*, 1976) e infine Malm-Eocene medio? (BONARDI *et alii*, 1988).

I campioni esaminati nel territorio del Foglio “Rotondella” (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, in stampa), contengono associazioni a nannofossili del Cretacico superiore caratterizzate da *Stradneria crenulata* BRAMLETTE & MARTINI, *Corolithion kennedyi* CRUX, *Prediscosphaera cretacea* (ARKHANGELSKY), *Eiffellithus turrisieffellii* DEFLANDRE. I foraminiferi, rappresentati da *Bifarina* sp., *Globigerinelloides* sp., *Spiroplecta* sp., indicano un'età dubitativamente paleocenica. Se fosse accreditata l'età paleocenica fornita dai foraminiferi, sarebbero da ritenersi rimaneggiate le nannoflore cretache. Nel limitrofo Foglio “Lauria” la presenza di blocchi di calcareniti e calciruditi a nummuliti estenderebbe l'età almeno all'Eo-

cene inferiore-medio, confermando l'età dei livelli superiori fornita da BONARDI *et alii* (1988).

Lo spessore, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, è circa 30 m.

L'ambiente è bacinale profondo caratterizzato da torbiditi distali.

L'età complessiva della formazione è Cretacico-Eocene?

1.3.2. - *formazione del Saraceno (SCE)*

Denominata da SELLI (1962) e definita da VEZZANI (1968c), affiora solamente a sud di Moliterno lungo le sponde del F. Maglia e a Fosso Avezzita.

La porzione basale della successione è costituita da un'alternanza di calcilutiti e calcareniti gradate grigio-brune con liste di selce nera, in strati da sottili a medi, e di argilliti plumbee o verdi con livelli arenitici, più frequenti verso l'alto, alternati ad argille siltose grigio-avana. Le arenarie, variabili tra litareniti ed arcose, sono subordinate alle calcareniti; verso l'alto si infittiscono costituendo un'alternanza argilloso-arenacea che prelude alla formazione di Albidona, cui l'unità fa graduale passaggio (Fig. 9).

Datata Albiano superiore-Daniano (VEZZANI, 1968c; OGNIBEN, 1969a; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969), è stata riferita da DE BLASIO *et alii* (1978) all'Eocene medio-superiore, e all'Eocene superiore-Oligocene superiore da BONARDI *et alii* (1988). Sebbene indirettamente, MONACO (1993) attribuisce i termini basali della successione all'Oligocene superiore, con una probabile estensione al Miocene inferiore di quelli apicali, come sostenuto da GHEZZI & BAYLISS (1963). Infine DI STASO & GIARDINO (2002), nell'area tipo di affioramento (T. Saraceno, cfr. Foglio "Trebisacce"), riconoscono associazioni a nannofossili di età Oligocene superiore sin dalle prime decine di metri dalla base della formazione, e nei restanti due terzi, dinocisti che indicano un'età non più antica del Miocene inferiore.

Nel Foglio "Rotondella" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2006a) la formazione presenta scarse associazioni a nannofossili con *Coccolithus eoelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Discoaster saipanensis* BRAMLETTE & RIEDEL, *Reticulofenestra dictyoda* (DEFLANDRE), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE, di età non più antica dell'Eocene superiore, mentre i rari foraminiferi, quali *Spiroplecta* spp., *Globigerinelloides* sp. e *Hedbergella*, del Cretacico superiore sono rimaneggiati.

Lo spessore affiorante è circa 50 m.

L'ambiente di sedimentazione è marino profondo caratterizzato da torbiditi distali carbonatiche e silicoclastiche, ed emipelagiti bacinali.

L'età della formazione è Eocene superiore-Aquitano.

1.3.3. -formazione di Albidona (ABD)

Alla formazione di Albidona (SELLI, 1962), riferita al Langhiano superiore-Elveziano inferiore con il significato di “deposito mesoautoctono” (deposto cioè tra le “coltri nord-calabresi” e le “coltri lucane”), sono state attribuite, nella letteratura geologica, età differenti: Miocene (GHEZZI & BAYLISS, 1963, GHEZZI & MARCHETTI, 1964; CRESCENTI, 1966), Oligo-Miocene (ZUPPETTA *et alii*, 1984), Eocene (PAVAN & PIRINI, 1963; MOSTARDINI *et alii*, 1966; VEZZANI, 1966, 1970b; OGNI-BEN, 1969a; BARUFFINI *et alii*, 2000). BONARDI *et alii* (1985) le assegnano un’età compresa tra il Burdigaliano medio ed il Langhiano-Serravalliano, vincolando l’attribuzione della formazione a domini più esterni con l’originario significato di “deposito mesoautoctono”. Per LENTINI *et alii* (1987) l’appoggio del “Flysch di Albidona” su varie unità, in particolare su quelle carbonatiche appenniniche (CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRI, 1991), è stratigrafico e pertanto è considerato un deposito di bacino satellite relativamente esterno, discordante sulle coltri e ulteriormente deformato nelle successive fasi tettoniche. L’unità torbiditica viene riferita da questi ultimi Autori ad un “Bacino pre-irpino” sospeso su falde in via di strutturazione che, in seguito alle deformazioni del Langhiano inferiore, avrebbe assunto la configurazione del “Bacino Irpino” (COCCO *et alii*, 1972).

Le diverse datazioni proposte per la formazione di Albidona costituiscono un notevole vincolo nella scansione temporale degli eventi tettono-sedimentari, che hanno originato le unità interne della Catena Appenninica, e comportano differenti interpretazioni sul ruolo da essa giocato all’interno dell’edificio alloctono. I dati ottenuti nell’ambito del progetto CROP mare (FINETTI, 2005) e i rilevamenti condotti per il progetto CARG (v. fogli “Rotondella” e “Marsico Nuovo”) mostrano che la formazione di Albidona e i flysch del Cilento, ad essa equivalenti, costituiscono una “famiglia” di flysch di età Miocene inferiore ricoperti tettonicamente dalle unità sicilidi e discordanti sulle coltri nord-calabresi o silentine. Il significato paleotettonico di questo deposito è legato ad una “fase balearica” con consumazione della crosta tetidea. Esso costituiva un deposito di avanfossa delimitato all’esterno dalla Piattaforma Appenninica e suturava in parte il cuneo ligure originatosi nella fase eo-alpina. Con la successiva “fase tirrenica”, che comporta la consumazione della crosta ionica e la traslazione della Piattaforma Appenninica al di sopra delle unità bacinali lagonegresi e di queste sulle unità apule, la formazione di Albidona è stata passivamente trasportata ancora più all’esterno, fino alla posizione odierna. Il trasporto è stato accompagnato da scollamenti e da “sostituzioni di coperture”, per cui la formazione di Albidona è andata a sostituire il coevo flysch numidico, affiorante attualmente lungo il cuneo frontale della Catena Appenninica (LENTINI *et alii*, 2002; FINETTI *et alii*, 2005) (Fig. 5).

Lungo il F. Maglia, nei pressi del confine meridionale del Foglio, la formazione

mostra un graduale passaggio in basso alla formazione del Saraceno (CATALANO & MONACO, 1990). In letteratura tuttavia prevale l'opinione che le due formazioni siano discordanti a causa di una maggiore deformazione della formazione del Saraceno. L'appoggio "discordante" della formazione di Albidona sulla formazione del Saraceno, sulle Crete Nere, su diversi livelli stratigrafici della piattaforma carbonatica e/o sulle unità lagonegresi può essere attribuita ad estesi fenomeni di scollamento (LENTINI *et alii*, 1990). La superficie di scollamento può interessare vari orizzonti dell'Unità Silentina, oppure può rimanere confinata nel livello basale della formazione di Albidona.

La formazione è suddivisa in tre membri, tutti presenti nell'area del Foglio.

membro caotico (ABD₁): corrisponde all'intervallo "facies a blocchi del Flysch di Albidona" di BONARDI *et alii* (1985), o alla formazione del Vallone Cavolo *Auctt.* affiorante tra Sarconi e Tramutola, attribuita da CARBONE *et alii* (1991) a un "orizzonte caotico del Flysch di Albidona".

Si tratta di argilliti fissili plumbee, inglobanti microbreccie ad elementi cristallini, *pillow-lavas* e diaspri, blocchi di rocce cristalline, marne calcaree e lembi di alternanze calcareo-arenaceo-pelitiche della formazione del Saraceno, calcareniti a lepidocicline, nummuliti e miogipsine, oltre a olistoliti eterometrici di calcari mesozoici biocostruiti, massivi, parzialmente dolomitizzati (**cb**).

L'assetto di questo intervallo è estremamente caotico e gli originari rapporti stratigrafici con i litotipi degli altri due membri sono spesso modificati in contatti meccanici di vario tipo. Esso va interpretato come un orizzonte di scollamento.

Lo spessore apparente varia da pochi metri a 100 m circa.

In questo membro nei campioni analizzati, quasi sempre sterili, le scarse associazioni sia a foraminiferi (*Asterigerinata* sp., *Globigerinatheka* sp., *Acarinina* sp., *Morozovella* sp., *Hormosina ovulum* GRZYBOWSKI, *Rzehakina minima* CUSHMAN & RENZ, *Globorotalia* sp.) che a nannoflore indicano età variabili dal Cretacico all'Oligocene-Miocene inferiore.

membro marnoso-calcareo (ABD₂): (cfr. Flysch di Albidona Interno -FAI-, Foglio "Sant'Arcangelo"): alternanza di arenarie grigio-ocracee a grana fine, in strati da sottili a medi e di marne, marne argillose e argille siltose grigie con lenti di marne calcaree biancastre, in grossi banchi. Le arenarie hanno grana fine e generalmente non sono classate. L'analisi petrografica dei campioni analizzati indica una composizione che va da litarenite calciclastica ad arcose litica a cemento carbonatico, talora anche micaceo-quarzoso. La parte medio-inferiore di questo intervallo è caratterizzata da areniti fini prevalenti con sequenze di Bouma complete e da megastrati carbonatici canalizzati a base erosiva (ABD_{2a}), spessi fino a 80 m, la cui continuità laterale è sovente mascherata da copertura boschiva o interrotta da faglie. Nella porzione mediana prevalgono alternanze pelitico-arenitiche e peliti-

che con sequenze di Bouma tronche alla base e livelli slumpizzati. Nella parte alta di questo intervallo sono presenti banchi conglomeratici ad elementi prevalentemente granitici di derivazione da terreni cristallini calabridi.

Spessore del membro **ABD₂** fino a 500 m.

In questo intervallo i campioni analizzati per lo studio micropaleontologico sono risultati sterili, fatta eccezione per alcuni contenenti associazioni di età eocenica.

membro arenaceo-argilloso (ABD₃) (cfr. Flysch di Albidona Esterno -FBI-, Foglio "Sant'Arcangelo"): alternanza di arenarie grigio-ocracee in strati da sottili a medi e di marne, marne argillose ed argille siltose grigio-brune, cui si intercalano lenti di calcari marnosi e di marne calcaree a frattura concoide, in strati da medi a banchi spessi fino a 20 m, a base non erosiva e con notevole continuità laterale (**ABD_{3a}**). Le arenarie hanno grana fine, generalmente non classata. La composizione varia da litarenite calciclastica ad arcose litica fino ad arcose a due niche. La frazione carbonatica costituisce emipelagiti bacinali e torbiditi calciclastiche intrabacinali. A questo membro sono stati assegnati i terreni affioranti sul versante nord-occidentale di M. Raparo, e quelli presenti su entrambi le sponde del F. Maglia, a sud di Sarconi-Moliterno. Nella prima area la litofacies poggia con contatto di scollamento sui vari termini della successione carbonatica, nel secondo caso, e con medesima tipologia di contatto, su vari litotipi della formazione di Moliterno.

Lo spessore massimo è valutabile intorno ai 250 m.

Relativamente a questo membro i pochi campioni analizzati sono risultati sterili all'analisi micropaleontologica. Raramente sono stati riconosciute nannoflore di età eocenica.

La formazione di Albidona presenta limite inferiore graduale con la formazione del Saraceno; superiormente l'unità è limitata dai livelli basali discordanti, medio langhiani, del flysch di Gorgoglione.

Lo spessore complessivo della formazione, considerati gli spessori massimi dei tre membri, arriva a 850 m.

Lungo tutta l'area di affioramento della successione, nei campioni analizzati, quasi sempre sterili, le scarse associazioni sia a foraminiferi che a nannoflore indicano età variabili dal Cretacico al Miocene inferiore. Al di fuori del Foglio (v. fogli "Trebisacce" e "Rotondella") l'età della formazione è comunque precisata dalle associazioni a nannofossili che presentano rare *Helicosphaera carteri* (WALLICH) nei livelli basali, e *H. carteri* e *H. scissura* MILLER nei livelli sommitali, specie indicative del Miocene inferiore.

L'intera unità costituisce un sistema torbiditico-emipelagico di bacino profondo, interessato da mobilità tettonica, come dimostrano le megatorbiditi carbonatiche e silicoclastiche, cui si associano depositi da scivolamento in massa, colate di detrito, discordanze interne alla successione e *slump*.

1.4. - DEPOSITI SINOROGENI MEDIO-MIOCENICI

Sono depositi a composizione da silicoclastica a calciclastica che, al Miocene medio, riflettono la posizione paleogeografica dei bacini satellite o di avanfossa. Nell'area del Foglio sono rappresentati dal flysch di Gorgoglione, in appoggio discordante su varie unità tettoniche della catena. Il flysch di Gorgoglione riveste il significato di deposito di copertura sulle coltri della Catena in evoluzione ed è correlabile con i coevi "Flysch Esterni" che in quel momento si depositavano nell'avanfossa. Questi ultimi non affiorano nel territorio del Foglio "Moliterno", ma sono presenti in sottosuolo tettonicamente ricoperti dalle Unità Lagonegresi (v. Capitolo Tettonica e sezione geologica).

1.4.1. - *flysch di Gorgoglione* (**FGO**)

Il Flysch di Gorgoglione (CIARANFI, 1972) (Formazione di Gorgoglione, SELLI, 1962), attribuito al Langhiano-Tortoniano inferiore da BOENZI & CIARANFI (1970), si è depositato sulle coltri della catena che bordavano all'interno l'avanfossa medio-miocenica (Bacino Irpino, COCCO *et alii*, 1972). Il flysch di Gorgoglione costituisce un *marker* litostratigrafico nella determinazione delle età delle deformazioni relative alla "Fase Tirrenica" del Miocene medio-Pliocene inferiore (FINETTI *et alii*, 2005). Esso, infatti, sutura le strutture originatesi dall'accavallamento tra le unità appenniniche durante la "Fase Balearica dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (FINETTI *et alii*, 2005) e, a sua volta, risulta coinvolto nelle strutture di età post-tortoniana, contemporaneamente alla deformazione dei Flysch Esterni (CATALANO *et alii*, 1993).

La formazione è smembrata in due unità tettoniche: la porzione di flysch di Gorgoglione più esterna e geometricamente in posizione inferiore (**FGO₁**) è rimasta solidale ai terreni del substrato ed ha mantenuto nel tempo la posizione originaria; la porzione interna e geometricamente superiore (**FGO₂**) ha subito, solidalmente con i terreni sicilidi della Falda di Rocca Imperiale (Fig. 5), una traslazione tardiva sulle unità più esterne della Catena Appenninica. Nell'area del Foglio il membro **FGO₂** non affiora.

Per l'interpretazione della distribuzione delle facies e per le analisi di bacino della formazione si rimanda ai lavori di PESCATORE *et alii* (1980), LOIACONO (1981, 1993), CRITELLI & LOIACONO (1988) e di BOIANO (1997). Per gli Autori citati la deposizione del flysch di Gorgoglione si colloca in un bacino di tipo collisionale controllato dalla tettonica, in cui si sono sviluppati depositi torbiditici da prossimali a distali.

L'unità affiora prevalentemente nel settore nord-orientale del Foglio, nel trian-

golo compreso tra Vallone della Rocca (a nord-est di Marsicovètere) e Spinoso; ricompare nella depressione tettonica ad ovest di Tramutola bordata, ad occidente, dai terreni carbonatici della dorsale appenninica.

Si tratta di un'alternanza di areniti torbiditiche in strati da sottili a spessi, di argille siltose grigio-verdastre e di argille marnose in strati sottili (**FGO₁**). Le arenarie sono grigio-giallastre sulla superficie di alterazione e grigio-ferro al taglio, discretamente diagenizzate e comunque sempre con cemento spatico. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti megastrati lenticolari di arenarie grossolane incoerenti e di conglomerati in abbondante matrice sabbiosa (**FGO_{1a}**). Tra Costa Molina, Serra del Mancuso e Tempa del Demanio (a nord di Montemurro) (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo") sono presenti intercalazioni, spesse fino a 30 m, di marne siltose calcaree grigie (**FGO_{1b}**).

La composizione delle arenarie, relativamente omogenea, varia lungo l'intera successione da litareniti feldspatiche ad arcosi litiche. Campioni di arcosi prelevati a sud di Bosco Piana Cancelli (a nord di Viggiano) all'analisi modale microscopica hanno evidenziato, in percentuale decrescente: quarzo (monocristallino prevalente e policristallino subordinato) di forma subarrotondata con bordi generalmente interessati da processi di corrosione; plagioclasio prevalente e K-feldspato subordinato; prevalenti frammenti, talora spigolosi, di rocce carbonatiche; frammenti litici di metamorfiti di basso grado (quarzoso-micacee) e di subordinati granitoidi; miche (biotite e muscovite) e clorite prevalenti (fino al 15%), oltre a minerali pesanti (opachi, zircone e tormalina) ben rappresentati. La matrice, data dagli stessi elementi che costituiscono lo scheletro e da prodotti della loro alterazione, può raggiungere il 7% della roccia. Il cemento è carbonatico e arriva a costituire il 4% della roccia.

A Fosso di Concetta, tra Serra del Mancuso e Montemurro, è presente un'intercalazione olistostromica (**ol**) costituita da frammenti litici e da blocchi di formazioni sicilidi *l.s.* e della formazione di Albidona, oltre a selci, radiolariti, calcareniti e argilliti plumbee, caoticizzate.

Le peliti, di colore grigio-verde e a frattura concoide, sono abbondantemente siltose e contengono una discreta percentuale di CaCO_3 ; anche queste possono formare livelli di elevato spessore.

A ovest di Tramutola gli affioramenti del flysch di Gorgoglione presentano le stesse caratteristiche sedimentologico-petrografiche di quelli dei settori orientali del Foglio. In destra idrografica del Vallone La Fornace e Acqua di Tasso, affiora un blocco pluridecametrico di magmatiti basiche (**rv**) interpretabile come elemento clastico di tipo olistolitico. Analisi petrografiche su queste rocce, già segnalate in letteratura da MIGLIORINI (1944) e SCANDONE & SGROSSO (1965) e ritenute olistoliti entro il Flysch del Cilento (DIETRICH & SCANDONE, 1972) e in particolare entro la formazione di Albidona (SCANDONE, 1967; BONARDI *et alii*, 1985), ne mostrano una struttura ofitica con fenocristalli di olivina e plagioclasio, con sequenza

di cristallizzazione tipica di basalti di fondo oceanico e ofiolitici ricchi in Ti e con evidenze di metamorfismo di alta temperatura e alto gradiente geotermico caratteristico di dorsali medio-oceaniche (DI GIROLAMO *et alii*, 1994). Dal punto di vista geochimico queste metabasiti mostrano chiara affinità con i MORB, in particolare con tholeiiti abissali di tipo transizionale (DI GIROLAMO *et alii*, 1994).

Nel territorio del Foglio la formazione giace in discordanza con appoggio *on-lap* sui membri **ABD₁** e **ABD₂** della formazione di Albidona, o è in parte ricoperta per sovrascorrimento da **ABD₁**, come è possibile osservare tra Tempa Pracina e Ferruzzo (versante sud-est di M. S. Enoc).

L'unità raggiunge lo spessore di 800 m.

Per la determinazione dell'età della formazione, relativamente all'area del Foglio, non sono state condotte analisi mirate, ma soltanto campionature sparse. In campioni prelevati a sud di Tempa del Demanio, nell'intercalazione calcareo-marnosa (litofacies **FGO_{1b}**), sono stati riconosciuti nannofossili rimaneggiati di età eocenica: *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster deflandrei* BRAMLETTE & RIEDEL, *Dictyococcites* spp., *Ericsonia formosa* (KAMPFNER), *E. obruta* PERCH-NIELSEN, *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER), *S. radians* DEFLANDRE, *Zygrhablithus bijugatus* DEFLANDRE, e foraminiferi del Miocene: *Bolivina* sp., *Globoquadrina* sp., *Globigerina* spp., *Globorotalia* spp., *Brizalina* sp.

Analoghe forme sono presenti in un campione prelevato in una porzione marnosa dell'olistostroma (**ol**) di Fosso di Concetta (versante meridionale di Serra del Mancuso).

Campioni prelevati nell'area di M. Masana (a nord-est di M. S. Enoc), nelle intercalazioni marnose della litofacies **FGO_{1a}**, hanno dato associazioni a nannofossili dell'Oligocene superiore: *Braarudosphaera bigelowii* (GRAN & BRAARUD), *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Cribrocentrum reticulatum* (GARTNER & SMITH), *Cyclicargolithus floridanus*, *Dictyococcites* spp., *D. bisectus*, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, *H. euphratis* HAQ, *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *S. distentus* (MARTINI), *S. moriformis*, *Triquetrorhabdulus carinatus* MARTINI, *Zygrhablithus bijugatus*, mentre sono risultati privi di foraminiferi.

La formazione è stata studiata in successione continua nei confinanti fogli "Marsico Nuovo" e "Sant'Arcangelo".

Nel Foglio "Marsico Nuovo", nelle marne calcaree della litofacies **FGO_{1a}**, dai livelli inferiori a quelli più alti, sono state riconosciute associazioni a *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e a *Praeorbulina glomerata* s.l. (BOLLI), e nannofossili come *Sphenolithus heteromorphus* DEFLANDRE e *Helicosphaera carteri* (biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii*, 1996) del Langhiano medio.

Nel Foglio "Sant'Arcangelo", in una sezione completa affiorante subito a valle della diga del Lago del Pertusillo (Fig. 10) (cfr. SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), la porzione basale del flysch contiene quasi esclusivamente nannoflore ri-

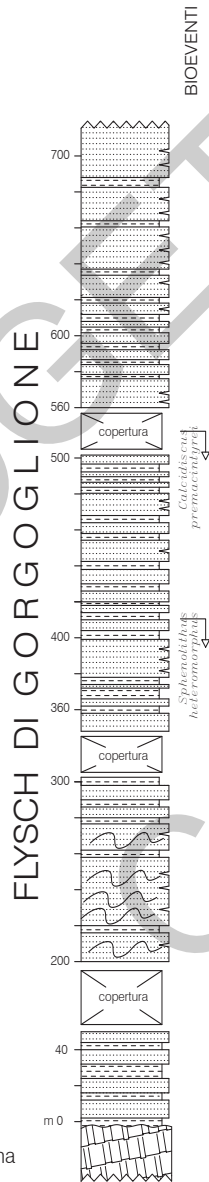


Fig. 10 - Colonna stratigrafica del flysch di Gorgoglione misurata a valle del Lago di Pietra del Pertusillo, al limite tra i fogli "Moliterno" e "Sant'Arcangelo" (da LENTINI et alii, 2005, modificato).

maneggiate, prevalentemente eo-oligoceniche, meno frequentemente del Miocene inferiore (*Helicosphaera carteri*) e cretacicci (*Micula* spp., *Watznaueria* spp.), e livelli con associazioni riferibili alla biozona MNN4b, caratterizzata dal paracme di *Sphenolithus heteromorphus* (FORNACIARI *et alii*, 1996), riferibile al Langhiano basale. La parte mediana della sezione contiene, insieme a specie rimaneggiate, associazioni indicative di un'età medio-miocenica, riferibili alle biozone MNN5b (*Helicosphaera carteri*, *H. walbersdorfensis* (MÜLLER), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *C. premacintyreii* THEODORIDIS, *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Geminolithella rotula* (KAMPTNER), *Sphenolithus moriformis*, *Sphenolithus heteromorphus*) e MNN6 (caratterizzata dall'estinzione di *S. heteromorphus*) di FORNACIARI *et alii* (1996) dell'intervallo Langhiano superiore-Serravalliano inferiore. I nannofossili presenti nella parte sommitale sono invece riferibili alla biozona MNN7 di FORNACIARI *et alii* (1996), caratterizzata dalla LCO (*Last Common Occurrence*) di *Calcidiscus premacintyreii*, che indica il Serravalliano superiore.

Pertanto l'età dell'unico membro del flysch di Gorgoglione (**FGO₁**) affiorante nell'area del Foglio è Miocene medio.

1.5. - UNITÀ SICILIDI

1.5.1. - Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale

L'Unità di Rocca Imperiale comprende i terreni di derivazione interna riferiti al paleodominio "sicilide" (Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1960, 1969b), attualmente in ricoprimento su orizzonti del Miocene medio. Corrisponde alla Falda di Rocca Imperiale di LENTINI (1979), suddivisa nelle sottounità Corleto Perticara, quella inferiore, e Torrente Cerreto, la più alta.

La sottounità Corleto Perticara è costituita da una successione regolare di argille varicolori cretache, da un'alternanza argilloso-calcareo-arenacea (Formazione di M. Sant'Arcangelo) del Cretacico superiore-Eocene medio, da argille varicolori eo-oligoceniche e infine dalle Tufiti di Tusa e/o arenarie di Corleto dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, rispettivamente a composizione vulcanoclastica e silicoclastico-calcioclastica.

La sottounità T. Cerreto rappresenta un *mélange* tettonico fatto a spese di elementi della successione sicilide sottostante e comprende lembi del flysch di Gorgoglione (Fig. 11).

Nell'area del Foglio "Moliterno" i terreni riferiti all'Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale hanno una distribuzione molto limitata, affiorando quasi esclusivamente nel settore nord-orientale.

1.5.1.1. - sottounità Corleto Perticara

I terreni di questa sottounità, di cui nel Foglio affiorano solo i termini dell'Eocene-Miocene inferiore, sono presenti esclusivamente nella zona di Difesa Matinelle.

Argille Varicolori Superiori (ALV)

Questa unità litostratigrafica corrisponde al “membro argilloso superiore” delle Argille variegata di OGNIEN (1969b) di età eo-oligocenica.

È costituita da argille marnose di colore bruno e verde, scagliettate, in strati da 5 a 50 cm, con intercalazioni di calcari marnosi grigi, in strati medio-sottili, e con lenti di calcareniti bioclastiche e breccie carbonatiche grigie a nummuliti, discocycline ed alveoline in strati medio-spessi.

Nel territorio del Foglio la base dell'unità non affiora. Il passaggio alle soprastanti Tufti di Tusa è netto (Fig. 11).

Lo spessore apparente dell'unità, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, non supera i 100 m.

I dati biostratigrafici riportati per la formazione si riferiscono a quelli ottenuti

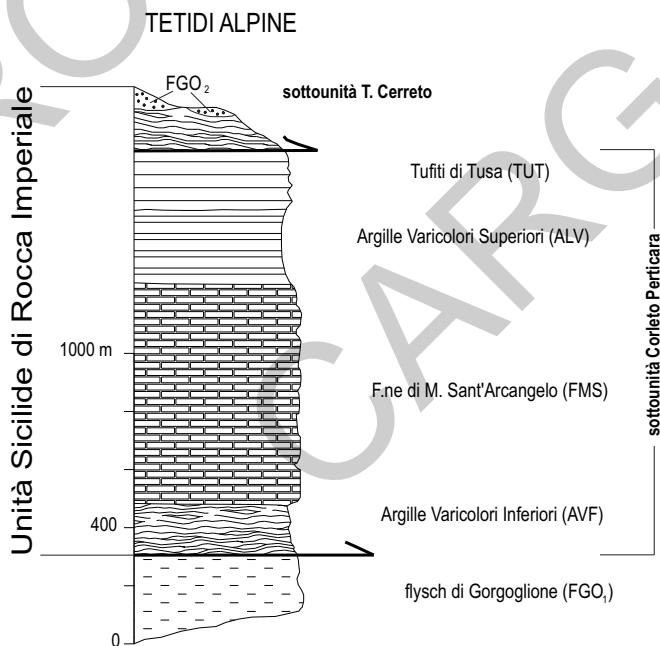


Fig. 11 - Colonna stratigrafica schematica dell'Unità Sicilide di Rocca Imperiale in Appennino Meridionale.

da campionature effettuate in fogli limitrofi, ove essa è più ampiamente affiorante, ovvero a dati di letteratura. Nell'area di Corleto Perticara (Foglio "Sant'Arcangelo") sono state riconosciute sporadiche nannoflore di età cretacea rimaneggiate, mentre gli affioramenti della "stretta di Monticchio" (confluenza fiumi Agri-Sauro) (cfr. fogli "Sant'Arcangelo" e "Pisticci") sono stati attribuiti all'Oligocene (LIPPARINI, 1950; IPPOLITO *et alii*, 1954). L'età di questo intervallo è comunque deducibile dalla sua posizione stratigrafica, compreso tra la formazione di M. Sant'Arcangelo alla base e quella delle Tufiti di Tusa al tetto, e sarebbe pertanto Eocene-Oligocene. Sul versante settentrionale del M. Caldarosa, immediatamente a nord, nel Foglio "Marsico Nuovo", sono presenti lenti di calcareniti e breccie bioclastiche ad elementi risedimentati di *Nummulites*, *Discocyclina*, *Heterostegina* sp., *Operculina* sp., *Amphistegina* sp., *Pellatispira* sp. e *Alveolina* sp., attribuibili all'Oligocene superiore.

L'ambiente di sedimentazione è marino bacinale, con torbiditi distali carbonatiche e silicoclastiche, emipelagiti e con risedimenti carbonatici di piattaforma.

Tufiti di Tusa (TUT)

Le Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1969b) o Arenarie di Corleto (LENTINI, 1979) sono depositi flyschoidi a carattere torbiditico costituiti da litofacies differenti, che occupano, in zone geograficamente diverse, la stessa posizione stratigrafica (LENTINI, 1979). Costituiscono l'intervallo stratigrafico apicale della sottounità Corleto Perticara, in appoggio stratigrafico sulle Argille Varicolori Superiori.

L'unità affiora nel settore nord-orientale del Foglio, nei pressi di Difesa Matinelli e di Mass. Catillo e si collega fisicamente ai placconi dei limitrofi fogli "Marsico Nuovo" a nord, e "Sant'Arcangelo" ad est.

È costituita da due litofacies eteropiche nell'intervallo medio-alto: arenaceo-marnosa (**TUT_a**) quella prevalentemente inferiore, e arenaceo-argilloso-calcareo (**TUT_b**) quella superiore.

Nel territorio del Foglio affiora la litofacies **TUT_a**, caratterizzata da un'alternanza di areniti micacee, di tufiti grigio-verdi generalmente poco cementate, in strati di 15-40 cm fino a banchi di 2 m con interstrati sottili argilloso-siltoso-marnosi e, subordinatamente, di calcari marnosi biancastri a fratturazione concoide e di calcareniti a grana medio-grossa in livelli sottili. La granulometria delle areniti è omogenea da fine a media. La composizione varia da arcossica a subarcossica fino a vulcanoarenitica. La matrice è molto scarsa, il cemento è carbonatico. I litotipi carbonatici presentano scarsi frammenti litici, localmente il contenuto biogenico è rappresentato da frammenti di foraminiferi.

Nell'area del Foglio la formazione raggiunge lo spessore massimo di 70 m.

Il contenuto faunistico è scarso in tutta la successione; in mancanza di dati biostratigrafici originali significativi, ci si è avvalsi del confronto con analoghe successioni di questa formazione affioranti in aree limitrofe al Foglio in esame.

Nel Foglio “Marsico Nuovo” i livelli pelitico-marnosi contengono rari nannofossili calcarei, rappresentati da forme rimaneggiate di prevalente età cretacea (*Micula* spp., *Prediscosphaera* spp., *Nannoconus* spp., *Watznaueria* spp.), mentre i foraminiferi sono mal conservati e di dubbia identificazione. Nel medesimo Foglio, i livelli basali della formazione contengono nannofossili quali *Sphenolithus ciperoensis*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera recta*, indicativi del Chattiano superiore (biozona MNP25a di FORNACIARI & RIO, 1996). In letteratura (LENTINI, 1979; SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2005, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA Foglio “Pisticci”, in stampa) l’età è estesa al Miocene inferiore per la presenza, nei litotipi calcarenitici, di *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Eulepidina* sp., *Miogypsinoides* cf. *complanatus* SCHLUMBERGER.

Torbiditi silicoclastiche e carbonatiche di ambiente marino profondo, cui si associano depositi da colata di detrito e da scivolamento in massa.

1.5.1.2. - sottunità Torrente Cerreto

La sottunità Torrente Cerreto (Unità del T. Cerreto di LENTINI & VEZZANI, 1974), nell’Appennino Lucano, rappresenta la porzione apicale della Falda di Rocca Imperiale. Nel Foglio “Moliterno” essa (Fig. 11) costituisce l’elemento strutturale più alto della pila tettonica, successivamente ricoperta in fuori sequenza dai terreni dell’Unità Lagonegrese II (v. anche Fig. 5).

I terreni riferiti a questa sottunità affiorano nell’angolo nord-est del Foglio, a Matinelle, da dove si collegano a quelli più ampi, presenti lungo il T. Cerreto, nel limitrofo Foglio “Sant’Arcangelo”.

Gruppo delle Argille Variegata (AV)

Si tratta di una tettofacies argillitica, in cui sono inglobati lembi di successioni calcaree riferibili alla Formazione di M. Sant’Arcangelo, areniti delle Tufiti di Tusa e olistoliti di calcari biocostruiti a rudiste, derivanti dalla Piattaforma Appenninica, non cartografabili singolarmente alla scala del Foglio.

La componente pelitica è costituita da argille grigie, verdi e rosse, estremamente caotiche e scagliettate, contenenti livelli di diaspri varicolori in strati molto sottili e discontinui, e pezzame litoide vulcanogenico.

Lo spessore dell’unità non è valutabile a causa dell’intensa tettonizzazione.

Nelle peliti sono presenti associazioni a radiolari e sporadiche globotruncane, che fanno ritenere la formazione originaria di età Cretacico superiore, mentre tra i blocchi inglobati sono stati riconosciuti calcari ad *Orbitoides* e rudiste e calciruditi a nummuliti e lepidocicline.

Nell’insieme l’unità litologica forma un *mélange* tettonico; l’età dei terreni che lo costituiscono si estende dal Cretacico superiore al Miocene inferiore.

1.6. - DEPOSITI POSTOROGENI

1.6.1. - formazione di Monte Sierio (SIE)

Questa unità litostratigrafica, con denominazione introdotta nel Foglio 199 Potenza (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969), è rappresentata da una placca di estensione limitata, affiorante nel settore nord-occidentale del Foglio, a sud-ovest di Cozzo Vaccaro presso il rilievo di quota 1204 m.

Si tratta di calcareniti grigiastre e grigio-brunastre, gradate e talora laminate, in strati medi e spessi, a base per lo più irregolare ed erosiva, contenenti macroforaminiferi rimaneggiati, tra cui nummulitidi, e intercalazioni sottili di marne brunastre.

Nel territorio del Foglio la formazione poggia con contatto inconforme direttamente su **FYG_b**; il limite di tetto è erosionale e coincide con la superficie topografica.

Lo spessore è di circa 10 m.

Le datazioni regionali di CASTELLANO & SGROSSO (1996) sulla base di foraminiferi planctonici (*Globorotalia acostaensis* BLOW, *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY) attribuiscono alla formazione di Monte Sierio un'età non più antica del Tortoniano inferiore. Il ritrovamento in aree più settentrionali di forme come *Globorotalia* cf. *suterae* e *Globigerinoides* cf. *obliquus extremus* (CIVILE, 2004; AMORE *et alii*, 2005), e l'età di tracce di fissione su apatiti derivate da coeva attività vulcanica in arenarie (AMORE *et alii*, 2005; 7.5 ± 1.8 Ma, ALDEGA *et alii*, 2005) può suggerire per **SIE** un'età non più antica del Tortoniano superiore.

I depositi della formazione di Monte Sierio sono interpretati come flussi gravitativi sedimentatisi in ambiente di base di scarpata, in un bacino ristretto legato a intensa tettonica sinsedimentaria, rappresentando un ciclo sinorogeno discordante posteriore a un evento tettogenetico (CASTELLANO & SGROSSO, 1996; SGROSSO, 1998; CASTELLANO *et alii*, 2000) che coinvolge l'unità tettonica dei Monti della Maddalena; una diversa interpretazione era data da PATACCA *et alii* (1992b) che li consideravano depositi trasgressivi di ambiente di scarpata e li riferivano al Langhiano.

2. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI (S.I. Giano)

Il rilevamento dei depositi quaternari affioranti nel Foglio "Moliterno" è stato condotto utilizzando il criterio di suddivisione in Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU) di SALVADOR (1987, 1994), come proposto dai Quaderni del Servizio Geologico. Le unità sintematiche riconosciute nell'area del Foglio sono

delimitate a letto e a tetto da superfici di natura erosionale, che corrispondono in parte alle superfici di appoggio basale di CARRARO (1996), mentre in altri casi coincidono con la superficie topografica attuale.

Le successioni continentali quaternarie, distribuite arealmente in buona parte del Foglio, sono costituite da depositi prevalentemente clastici in facies alluvionale cui si interdigitano, nelle fasce pedemontane che raccordano i rilievi bordieri al fondovalle dei bacini dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano, depositi di versante più o meno stabilizzati. Il *top* deposizionale dei numerosi bacini endoreici di origine tettono-carsica quaternari presenti lungo la dorsale carbonatica dei Monti della Maddalena è rappresentato da depositi pelitici in facies lacustre, con episodi di palustrinità ad intermittenza stagionale ancora attivi. Le coltri colluvio-eluviali (comprese le terre rosse di alterazione dei carbonati) sono distribuite in maniera più o meno uniforme nell'intero Foglio, con buone frequenze di affioramento nelle aree a morfologia depressa.

Alle unità non distinte in base al bacino di pertinenza, che si collocano in senso stratigrafico alla base delle successioni continentali riconosciute nel bacino dell'alta Val d'Agri, appartengono i conglomerati di La Serra (**LSE**), che affiorano esclusivamente nel settore sud-orientale del Foglio e le breccie di Galaino (**GAO**) distribuite principalmente in quello settentrionale.

Si sottolinea che per i riferimenti geocronologici relativi ai depositi del Pleistocene inferiore, tra cui **LSE** e **GAO**, è stato adottato quanto proposto nella “*Global Stratigraphic Chart*” dell'IUGS (1989) che posizionava la base del Quaternario a 1.6 Ma, anche se nel 2010 tale età è stata formalmente abbandonata a seguito dello spostamento della base del Quaternario a 2.56 Ma (GIBBARD *et alii*, 2010, e bibliografia contenuta).

Le unità distinte in base al bacino di pertinenza sono formate dai depositi clastici continentali che colmano le depressioni tettoniche quaternarie dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano, attraversate rispettivamente dai fiumi Agri e Tanagro. Le successioni clastiche che ricadono nel bacino idrografico del F. Agri (Fig. 12) sono rappresentate dal supersintema del Pertusillo (**PS**) suddiviso, dal basso verso l'alto, nei sintemi di Grumento (**SGM**), di Bosco dell'Aspro (**BOA**) e di Bosco di San Lorenzo (**SLR**). L'attività tettonica estensionale medio-pleistocenica unitamente a quella trascorrente sinistra infra-pleistocenica (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997a, 1997b; SCHIATTARELLA *et alii*, 1998) sono responsabili della strutturazione del bacino dell'alta Val d'Agri. In particolare, i maggiori rigetti verticali acquisiti nel bacino con la tettonica estensionale del Pleistocene medio (BOENZI *et alii*, 2004) segnano il debutto della sedimentazione alluvionale *s.s.* con il sintema di Grumento (**SGM**), che rappresenta il ciclo deposizionale fluviale più basso in senso stratigrafico riconosciuto in affioramento. Nella porzione meridionale del bacino, compresa tra Montemurro e Spinoso, i terreni del sintema di Grumento poggiano direttamente, attraverso una superficie di appog-

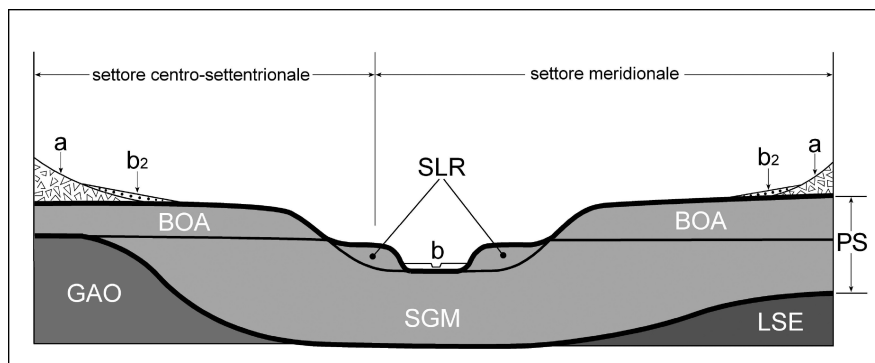


Fig. 12 - Rapporti stratigrafici dei depositi quaternari nel settore centro-settentrionale e meridionale del bacino dell'alta Val d'Agri. Le linee a tratto più marcato indicano il limite inconforme a tetto e a letto del supersistema del Pertusillo (PS); le linee a tratto meno marcato comprese in PS rappresentano i limiti inconformi dei sintemi di Grumento (SGM), Bosco dell'Aspro (BOA) e Bosco di San Lorenzo (SLR). L'unità litostratigrafica delle breccie di Galaino (GAO) affiora esclusivamente nel settore centro settentrionale del bacino, mentre quella dei conglomerati di La Serra (LSE) in quello meridionale. Le unità non distinte in base al bacino di appartenenza sono formate dalle alluvioni recenti (b_p), dal deposito di versante (a) e dalla coltre eluvio-colluviale (b_2).

gio basale di tipo discordante, sui termini miocenici del flysch di Gorgoglione e della formazione di Albidona e sui conglomerati di La Serra. L'unità si compone di tre litofacies con una diversa architettura delle geometrie deposizionali, che riflettono, quindi, diversi ambienti deposizionali nell'ambito di un sistema fluviale complesso. In tale sistema, infatti, non è stato possibile tracciare limiti inconformi che rispondessero ai criteri identificativi dei subsintemi. È da notare, tuttavia, la presenza di superfici di erosione con estensione locale e non estrapolabili alla scala del bacino idrografico legate, probabilmente, a cicli erosivo-deposizionali del sistema fluviale di minore rango gerarchico (MIALLE, 1985, 1996). Il sintema di Bosco dell'Aspro (BOA) è stato suddiviso in due subsintemi: Sarconi (BOA_1) e Villa d'Agri (BOA_2), caratteristici rispettivamente della parte centro-meridionale e centro-settentrionale del bacino. Il sintema di Bosco di San Lorenzo (SLR) chiude verso l'alto la sequenza deposizionale pleistocenica-olocenica del riempimento alluvionale del bacino dell'alta Val d'Agri (Fig. 12).

Le successioni continentali clastiche, relative al bacino idrografico del F. Tanagro, che aggradano il fondovalle del Vallo di Diano sono racchiuse nel supersintema del Vallo di Diano (VD, istituito nel limitrofo Foglio "Sala Consilina"). L'area inclusa nel Foglio "Moliterno" comprende sia il sintema di Buonabitacolo (BUO) sia quello della Certosa di Padula (PAD), già codificati nella legenda del Foglio "Sala Consilina" (Fig. 13).

Alle unità recenti non distinte in base al bacino di pertinenza appartengono, infine, le successioni ubiquitarie distribuite nell'intera area del Foglio e che sono

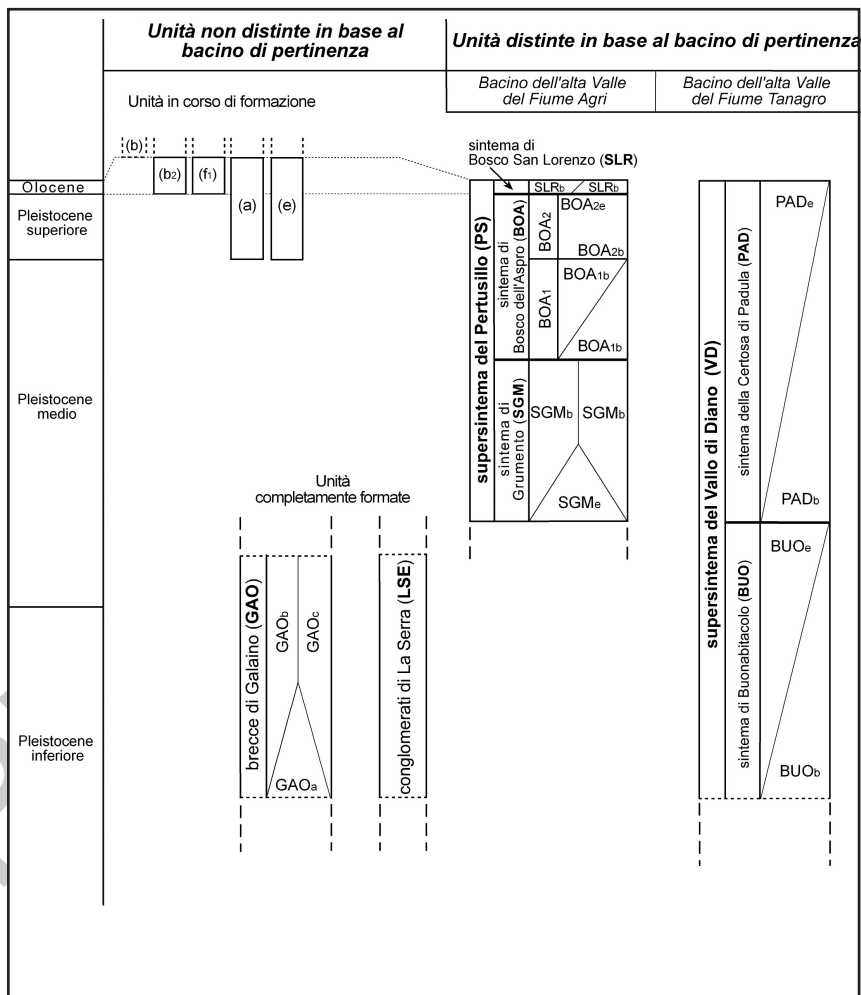


Fig. 13 – Schema cronostratigrafico delle successioni continentali quaternarie che affiorano nel Foglio “Moliterno”. Per la descrizione delle sigle si rimanda al testo.

in parte ancora in via di formazione. Fanno parte di questo gruppo i depositi lacustri e palustri (e), il detrito di versante (a), le coltri eluvio-colluviali (b₂), i depositi alluvionali attuali (b), i depositi antropici (h) e i depositi di frana (a₁).

2.1. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

2.1.1. - conglomerati di La Serra (LSE)

I depositi di quest'unità sono distribuiti lungo il fianco settentrionale del rilievo di La Serra, a 1062 metri s.l.m. e verso nord a varie quote fino al centro abitato di Spinoso intorno ai 700 metri di quota.

La successione è costituita da conglomerati eterometrici e ben arrotondati, con clasti di natura prevalentemente arenacea nella frazione grossolana e subordinatamente calcareo-silicea in quella di taglia inferiore. I conglomerati sono a supporto di matrice sabbioso-argillosa di colore rosso con intercalazioni di lenti siltoso-argillose e siltoso-sabbiose e localmente si presentano in elevate condizioni di alterazione chimico-fisica, soprattutto nella frazione arenacea, che fa assumere al deposito un caratteristico colore rossastro. Buone esposizioni dei depositi si osservano lungo la strada provinciale per Spinoso, con spessori che raggiungono i 20 m circa. La facies dei conglomerati riflette un ambiente deposizionale di alta energia tipo *debris flow* e permette di assegnare il deposito ad un conoide alluvionale con caratteri di prossimalità.

Una superficie di erosione separa fisicamente la base della successione che poggia in contatto discordante direttamente sul substrato pre-quadernario rappresentato, in quest'area, dal flysch di Gorgoglione e dalla formazione di Albidona. Una superficie di erosione che corrisponde in parte alla superficie topografica attuale è presente a tetto dei conglomerati di La Serra su cui poggiano, in contatto discordante nei pressi di Spinoso, le alternanze conglomeratico-sabbiose di SGM. Il deposito appare dislocato lungo faglie normali orientate in direzione N70°-90°, in parte responsabili della strutturazione della soglia morfologica del bacino dell'alta Val d'Agri nel corso del Pleistocene medio (DI NIRO *et alii*, 1992). Tali faglie hanno, inoltre, dislocato la superficie di erosione in parte modellata nei conglomerati di La Serra ad altezze comprese tra 500-1000 metri s.l.m.

In assenza di dati bio- e cronostatigrafici e sulla base di correlazioni morfostatigrafiche e morfotettoniche, la successione è stata dubitativamente assegnata al Pleistocene inferiore (Calabrian) - Pleistocene medio *p.p.*

2.1.2. - brecce di Galaino (GAO)

I depositi di quest'unità sono distribuiti in maniera più o meno continua in tutta la parte centro-settentrionale del bacino dell'alta Val d'Agri, dal settore apicale in prossimità di Galaino, fino all'altezza di Viggiano in quello centrale. Sono ampiamente diffusi sia lungo la fascia pedemontana del bacino che, in maniera

più discontinua, a quote maggiori fino a 1200 metri s.l.m., con una maggiore frequenza di affioramenti lungo il bordo orientale rispetto a quello occidentale. In quest'ultimo settore, infatti, affiorano in piccoli lembi nella valle del T. Cavolo, nei dintorni di Acqua del Tasso, a circa 700 m di altezza s.l.m., e a valle della dorsale carbonatica di Serra Mare.

L'unità è formata da tre litofacies che riflettono diversi ambienti di sedimentazione e segnatamente una di conoide alluvionale (GAO_a), una detritica s.s. (GAO_b) ed una detritico-alluvionale (GAO_c).

La litofacies fluviale (GAO_a), come già segnalato da BOENZI *et alii* (2004), è potente all'incirca 20 m ed è costituita da livelli metrici di conglomerati eterometrici e poligenici con clasti a diverso grado di arrotondamento, a supporto di matrice sabbioso-argillosa di colore rosso-bruno e con intercalazioni lenticolari di silt argillosi e sabbiosi di colore grigio o marrone; la natura dei clasti, prevalentemente calcarea e subordinatamente silicea, è il riflesso di un'area di alimentazione collegata alle successioni di piattaforma carbonatica e di bacino pelagico che costituiscono il substrato prequaternario dell'area. I caratteri sedimentari della litofacies GAO_a sono ascrivibili a quelli di un conoide alluvionale prossimale che passa lateralmente ad un'area alluvionale localmente sottoalimentata e caratterizzata da episodi di impaludamento. In questo settore del bacino la superficie di appoggio basale è sempre scolpita nel substrato pre-quaternario; il *top* deposizionale non segue la superficie topografica attuale che forma invece un *glacis* d'erosione terrazzato e sospeso rispetto al fondovalle attuale in seguito all'approfondimento verticale della rete idrografica. Il deposito è, inoltre, rigettato dalla faglia bordiera meridiana di Serra Mare. La litofacies fluviale GAO_a affiora solo nelle aree distali del pedemonte di Serra Mare ed è sostituita verso l'alto dalla litofacies detritica GAO_b rappresentata da breccie di versante, ampiamente diffuse lungo il bordo orientale del bacino e già attribuite da DI NIRO & GIANO (1995) alla parte alta del Pleistocene inferiore. Nel settore orientale dell'alta Val d'Agri due aree si sono rivelate particolarmente importanti per la presenza di significativi affioramenti detritici: una nei pressi di Galaino, alle pendici di Monte S. Nicola e l'altra lungo il versante occidentale de Il Monte.

La litofacies più diffusa è costituita da una successione detritica (GAO_b) formata da livelli decimetrici ben organizzati di brecciole a supporto di matrice argilloso-sabbiosa e di colore rossastro, con clasti di dimensioni uniformi a spigoli vivi e di natura prevalentemente calcarea, che si alternano a livelli di ordine metrico rappresentati da breccie eterometriche, con struttura da *partially open-work* a *matrix supported* e con clasti a spigoli vivi che raggiungono dimensioni di 20-30 cm. I clasti allungati si presentano quasi sempre isorientati in giacitura parallela alla base degli strati; la loro natura è prevalentemente calcarea ma si ritrovano anche elementi silicei. Localmente il deposito mostra intercalazioni di paleosuoli e di lenti sabbioso-siltose di colore rossastro. Nei pressi di Galaino la successione



Fig. 14 - Affioramento delle breccie di Galaino (**GAO**) nei pressi dell'omonimo abitato. Sulla sinistra il detrito stratificato (**GAO_b**) mostra una struttura di crescita sintettonica lungo un flesso di una faglia trascorrente sinistra N120° prodotta da una struttura a fiore positiva (GIANO *et alii*, 1997a). Sulla destra si noti la litofacies **GAO_c** ruotata contro monte.

passa lateralmente alla litofacies **GAO_c** costituita da un deposito poco organizzato e in assetto stratoide, formato da livelli decimetrici di brecciole a supporto di matrice argilloso-siltosa di colore rossastro e con clasti a spigoli vivi di natura calcarea e silicea.

I depositi detritici di **GAO_b** e **GAO_c** affiorano in parete all'interno di una piccola cava nei pressi di Galaino (Fig. 14) per circa 20 m ed appaiono deformati e dislocati da faglie orientate in direzione N120° con carattere polifasico (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997a; GIANO *et alii*, 2000). Lungo i piani di faglia rilevati alla mesoscala sono presenti due generazioni di strie tettoniche: una più antica con cinematica trascorrente sinistra ed una recente con cinematica diretta. Un flesso lungo la faglia principale N120° è responsabile, inoltre, della deformazione in traspressione sinistra delle breccie che formano strutture plicative con asse meridiano (GIANO *et alii*, 1997a). I depositi detritici di **GAO_b** che affiorano nei pressi di Marsicovètere sono distribuiti in una fascia posta tra 730 e 1.250 m circa lungo il versante carbonatico del Monte di Viggiano e risultano dislocati da faglie normali orientate in direzione N120° (DI NIRO & GIANO, 1995).

Alle pendici del Monte S. Nicola si osservano le breccie di Galaino in appoggio discordante sui depositi pelagici delle unità lagonegresi, mentre lungo la strada provinciale che da Marsicovètere porta alla dorsale del Monte della Madonna di Viggiano affiora il contatto con i carbonati della piattaforma campano-lucana. La superficie di tetto dell'unità è erosiva e coincide talvolta con la superficie topografica, ma più di frequente è ricoperta in discordanza dai depositi recenti delle unità non distinte in base al bacino di pertinenza e dalle alluvioni del sintema di Bosco dell'Aspro (**BOA**).

Spessore fino a 30 m.

Sulla base delle considerazioni morfostratigrafiche regionali espresse da DI NIRO & GIANO (1995) e BOENZI *et alii* (2004) il deposito è attribuito al Pleistocene inferiore (Calabriano) - Pleistocene medio *p.p.*

2.2. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

2.2.1. - *Bacino dell'alta valle del Fiume Tanagro*

2.2.1.1. - supersintema del Vallo di Diano (VD)

Le successioni clastiche continentali che affiorano lungo il bordo orientale della depressione tettonica del Vallo di Diano (SANTANGELO, 1991) sono legate all'aggradazione del fondovalle nel corso del Pleistocene-Olocene da parte della rete idrografica, di cui il Fiume Tanagro rappresenta attualmente il corso d'acqua di maggiore rango gerarchico.

Esse affiorano in maniera molto sporadica al margine orientale del Foglio "Moliterno", ma sono ben più ampiamente distribuite nel contiguo Foglio "Sala Consilina". Per tali considerazioni è stata adottata la medesima nomenclatura sintematica del Foglio "Sala Consilina", che vede comprese nel supersintema del Vallo di Diano (VD) due unità sintematiche di rango inferiore: il sintema di Buonabitacolo (BUO) e il sintema della Certosa di Padula (PAD). Per i depositi ubiquitari che affiorano nel Vallo di Diano è stata, invece, conservata la terminologia elaborata nel presente Foglio.

Il sintema di Buonabitacolo (BUO) è formato da una successione pelitica con caratteri di facies tipici di un ambiente lacustre che, in eteropia latero-verticale, passa ad un deposito conglomeratico in facies di conoide alluvionale. Il sintema della Certosa di Padula (PAD) è formato da un deposito con caratteri di facies simili a quelli di BUO, con una successione lacustre che passa lateralmente a conglomerati di conoide alluvionale. La discontinuità alla base del supersintema è di tipo erosivo ed è modellata sul substrato pre-quadernario, mentre la superficie a tetto dell'unità taglia sia i depositi del sintema di Buonabitacolo (BUO) che quelli del sintema della Certosa di Padula (PAD); localmente la superficie erosiva è ricoperta da orizzonti di alterazione pedogenizzati, o dalla coltre eluvio-colluviale.

L'età è compresa tra il Pleistocene inferiore(?) e l'Olocene.

sintema di Buonabitacolo (BUO)

La successione affiora arealmente in pochi chilometri quadrati, a valle dell'area

compresa tra Montesano sulla Marcellana ed Arenabianca e appare intensamente dissecata dagli impluvi che scorrono lungo i versanti retrostanti.

Il deposito è costituito da argille grigie contenenti livelli piroclastici, con intercalazioni di lenti e livelli sabbiosi e ghiaiosi (**BUO_o**), che riflettono una sedimentazione avvenuta in un ambiente lacustre. In eteropia latero-verticale la successione passa a conglomerati e ghiaie poligenici, con clasti ben arrotondati, immersi in matrice sabbiosa e con intercalazioni di lenti sabbiose e limose (**BUO_b**), che evidenziano un ambiente di piana e/o di conoide alluvionale. In località Prato Comune nei pressi di Montesano sulla Marcellana, intercalata ai conglomerati di **BUO_b**, affiora una litofacies travertinosa (già segnalata da SANTANGELO, 1991) costituita da modesti lembi di calcari ad aspetto tipicamente spugnoso, di colore grigio-giallastro, ricchi di frustoli vegetali continentali incrostati da calcite, con frequenti laminazioni che conferiscono alla massa una struttura listata ricca di vacuoli o con inclusioni siltoso-sabbiose. Localmente il deposito è associato a paleosuoli in corpi a geometria lenticolare e di spessore centimetrico o a lenti di argille siltose grigie.

Nelle peliti lacustri campionate in località Pantanelle sono stati riconosciuti da SANTANGELO (1991) resti di molluschi dulcicoli tra cui *Dreissena polymorpha* PALLAS, *Pisidium* cfr. *amnicum* MÜLLER, *Planorbis* sp., *Valvata piscinalis* MÜLLER, *Nematurella subovata* SETTEPASSI, opercoli di *Bythinia* sp. e di ostracodi tra cui *Candona* sp. e *Ilyocypris gibba* (RAMDOHR).

Lo spessore complessivo dell'unità, misurato in sondaggio, raggiunge i 200 m circa (KARNER *et alii*, 1999), ma in affioramento non supera i 150 m. La superficie di appoggio basale (*sensu* CARRARO, 1996) è interamente modellata in successioni pre-quaternarie; la superficie sommitale, di natura erosionale, funge da superficie di appoggio basale sia per i terreni del sintema della Certosa di Padula (**PAD**) che per quelli ubiquitari. La successione è terrazzata per l'approfondimento verticale del F. Tanagro e dei suoi affluenti e in alcuni casi presenta alla sommità dei terrazzi orizzonti di alterazione o paleosuoli. Dati geocronologici recenti attribuiscono un'età di 596 ± 6 ka alla porzione basale dei depositi lacustri del sintema che più in basso passano a conglomerati, ghiaie e sabbie in facies di conoide (KARNER *et alii*, 1999). È dunque possibile assegnare ai depositi del sintema di Buonabitacolo un'età compresa tra il Pleistocene inferiore(?) e il Pleistocene medio *p.p.*

sintema della Certosa di Padula (PAD)

I depositi di questa unità sono stati cartografati lungo il bordo orientale del Vallo di Diano e affiorano in una piccola fascia che si estende da Murgia del Pesco fino a Pantanelle.

La successione è costituita da peliti lacustri rappresentate da argille grigie con frequenti intercalazioni di marne e, a luoghi, di torbe (**PAD_o**); in rapporto di eteropia latero-verticale si passa a ghiaie eterometriche e con clasti ben arrotondati,

a supporto di matrice sabbioso-limosa a luoghi abbondante e con rara presenza di strutture da correnti trattive (**PAD_b**).

I depositi pelitici costituiscono il riempimento lacustre più recente del Vallo di Diano, ancora attivo probabilmente in epoca romana quando viene avviata l'opera di bonifica conclusa dai Borbone nel 1800 (SANTANGELO, 1991). Lungo la zona pedemontana del bacino le peliti passano lateralmente a depositi di conoide alluvionale. La superficie di appoggio basale (*sensu* CARRARO, 1996) è modellata sia sui depositi del sintema di Buonabitacolo (**BUO**) che sul substrato pre-quadernario, mentre la superficie sommitale, corrispondente al fondovalle subpianeggiante del Vallo di Diano, coincide con la superficie topografica. Lo spessore complessivo delle due litofacies che affiorano nel Foglio è di circa 30 m.

L'età del sintema è riferita al Pleistocene medio *p.p.* – Olocene.

2.2.2. - Bacino dell'alta Valle del Fiume Agri

2.2.2.1. - supersintema del Pertusillo (**PS**)

Le successioni clastiche continentali più antiche del supersintema affiorano nella porzione meridionale del bacino dell'alta Val d'Agri, grazie all'approfondimento verticale prodotto dalla rete drenante; l'incisione supera il centinaio di metri nella soglia morfologica di Montemurro-Spinoso e si annulla all'altezza dell'abitato di Villa d'Agri. Il settore immediatamente a monte è, invece, completamente aggradato dai depositi più recenti dell'unità.

Il supersintema del Pertusillo si compone di tre sintemi, separati da superfici di erosione (Fig. 12) riconosciute in buona parte del bacino. Il sintema più basso in termini stratigrafici riconosciuto in affioramento è quello di Grumento (**SGM**). È formato da depositi di ambiente alluvionale *s.l.* e si compone di tre litofacies: una francamente lacustre (**SGM_e**) ed una alluvionale (**SGM_b**), entro cui sono ulteriormente distinte una litofacies di conoide ed una di piana, in parte coincidenti con quanto già cartografato da DI NIRO *et alii* (1992) nel settore meridionale dell'alta Val d'Agri. I terreni di questo sintema poggiano in contatto erosivo sul substrato pre-quadernario e sui conglomerati di La Serra (**LSE**), mentre la discontinuità a tetto è rappresentata da una netta superficie di erosione, riconosciuta in diversi punti del bacino, che segna il passaggio al sovrastante sintema di Bosco dell'Aspro (**BOA**), suddiviso a sua volta nei subsintemi di Sarconi (**BOA₁**) e di Villa d'Agri (**BOA₂**). Il subsintema di Sarconi mostra un'organizzazione delle sequenze sedimentarie riconducibile ad ambienti deposizionali di conoide alluvionale, da prossimale a distale e di piana inondabile (**BOA_{1b}**) ed è localizzato prevalentemente nella parte centro-meridionale del fondovalle del bacino; il subsintema

di Villa d'Agri è formato, invece, da una litofacies pelitica di ambiente lacustre (**BOA_{2c}**) e da una conglomeratica di conoide alluvionale (**BOA_{2b}**) e si colloca in prevalenza nel settore centro-settentrionale dell'area di fondovalle.

La superficie erosiva a tetto di **BOA** indica un evento erosivo generalizzato all'intero fondovalle che ha prodotto l'approfondimento verticale del reticolo idrografico e un abbassamento del livello di base locale dell'erosione. In tale contesto geomorfologico si è, dunque, deposto il sintema di Bosco San Lorenzo (**SLR**), che rappresenta l'ultimo evento deposizionale nel supersintema del Pertusillo, che è stato successivamente inciso e terrazzato in diversi ordini per un nuovo abbassamento del livello di base locale. I depositi del sintema di Bosco San Lorenzo (**SLR**) poggiano in contatto erosivo sulle successioni clastiche di **SGM** e di **BOA**, mentre la discontinuità di tetto è rappresentata dalla superficie topografica attuale coincidente in parte con il *top* dei terrazzi fluviali generati dall'approfondimento della rete idrografica attuale.

L'età del supersintema è compresa in un intervallo temporale che va dal Pleistocene medio *p.p.* all'Olocene.

sintema di Grumento (SGM)

Quest'unità comprende i depositi alluvionali stratigraficamente più bassi del supersintema del Pertusillo, che poggiano in contatto erosivo sul substrato pre-quaternario e sui conglomerati di La Serra (**LSE**). Gli affioramenti più significativi sono distribuiti in tutto il settore meridionale del bacino, da Montemurro fino al Torrente Alli.

Il sintema di Grumento corrisponde in parte all'intervallo intermedio e basale del "Complesso Val d'Agri" di Di Niro *et alii* (1992) e si compone di tre distinte facies sedimentarie, legate ad altrettanti ambienti deposizionali, talvolta separate da superfici erosive localizzate e prive di estensione bacinale.

L'unità è formata da successioni clastiche continentali in facies di conoide da prossimale a distale e di piana di inondazione (**SGM_p**) e da alternanze pelitiche più tipicamente lacustri (**SGM_c**).

Le alternanze argillose ed argilloso-sabbiose della litofacies **SGM_c** affiorano in settori limitati del Foglio, localizzati tra gli abitati di Montemurro e Spinoso e in misura minore nella valle del T. Sciaura. In contatto erosivo discordante sui depositi del flysch di Gorgoglione, affiora una successione pelitica costituita da un'alternanza di argille siltose grigie, silt argillosi marrone chiaro, silt sabbiosi e sabbie; localmente sono presenti lenti metriche di argille torbose nere e conglomerati eterometrici e poligenici a supporto di matrice siltosa, con clasti prevalentemente arenacei e subordinatamente calcarei. Il deposito è costituito da tutti i termini granulometrici che vanno dalle argille alle sabbie ed è caratterizzato da un grado di plasticità e di coesività variabile e da diverse tonalità cromatiche. Gli affioramenti più significativi sono localizzati a Ponte dell'Avena, nelle vallecole che

bordano l'abitato di Montemurro e nelle valli del F. Maglia e del T. Sciaura. Lo spessore in affioramento raggiunto dalla successione pelitica è superiore a 10 m.

Nelle argille grigie campionate nei pressi del Ponte dell'Avena sono stati riconosciuti (DI NIRO *et alii*, 1992) frammenti di molluschi dulcicoli tra cui *Dreissena polymorpha* PALLAS. La posizione geometrica e stratigrafica dei depositi pelitici che formano la litofacies SGM_c e le frequenti interdigitazioni di materiale clastico grossolano osservato al suo interno fanno ritenere, in accordo con quanto sostenuto da DI NIRO *et alii* (1992), che si tratti di un'area sottoalimentata del sistema alluvionale, caratterizzata da episodi di lacustrinità.

In eteropia latero-verticale le peliti di SGM_c passano ad un deposito conglomeratico-sabbioso che si estende da Montemurro fin quasi all'abitato di Villa d'Agri. La successione è costituita da conglomerati poligenici prevalenti, massivi o leggermente stratoidi, a supporto di matrice argilloso-siltosa marrone o rossastro e con intercalazioni di lenti o livelli di sabbie quarzose, sabbie siltose e silt argillosi di colore marrone che presentano una stratificazione piano parallela o incrociata concava; i clasti sono subarrotondati, eterometrici e di natura prevalentemente arenacea e calcareo-marnosa (SGM_b). Localmente sono presenti paleosuoli di diverso spessore (località S. Laviero) e/o superfici di erosione comprese nella sequenza deposizionale di questa subunità e non correlabili in tutto il bacino, che testimoniano cicli sedimentari di rango gerarchico inferiore (*sensu* MIAL, 1996). Il colore rossastro che caratterizza alcuni livelli conglomeratici rappresenta, infine, il prodotto del rimaneggiamento di suoli fossili o di materiali eluvio-colluviali.

L'architettura del deposito riflette i caratteri di un ambiente deposizionale in facies di conoide alluvionale da prossimale a distale procedendo da nord verso sud in senso ortogonale all'attuale direzione di deflusso del F. Agri.

In affioramento i terreni di questa litofacies raggiungono spessori superiori agli 80 m. Le migliori esposizioni sono rappresentate nelle pareti subverticali prodotte dall'approfondimento della rete idrografica, come quelle del F. Maglia, dei torrenti Vella, Casale, Rifreddo, Alli e in località Valloni.

I depositi di SGM_b descritti passano lateralmente ad una litofacies sabbioso-conglomeratica formata da livelli e/o lenti di sabbie siltose, silt argillosi e argille siltose marrone chiaro, a stratificazione piano parallela e con intercalazioni di conglomerati poligenici in assetto massivo o leggermente stratoide a supporto di matrice argilloso-siltosa di colore marrone chiaro o rossastro; i clasti sono subarrotondati, eterometrici e di natura prevalentemente calcareo-marnosa o silicea (SGM_p).

L'organizzazione interna del deposito permette di riconoscere facies di piana d'inondazione con caratteri da prossimali a distali con, all'interno, superfici erosive interpretate come cicli erosivo-deposizionali di minore rango gerarchico. La successione affiora in assetto sub-orizzontale, come evidenziato da variazioni granulometriche e da numerose strutture sedimentarie quali canali, lenti, livelli, e



Fig. 15 - Superficie terrazzata sommitale del fondovalle del bacino, alla confluenza del F. Agri con il T. Vella, incisa nei depositi di **SGM_b** e **BOA** dall'approfondimento verticale della rete drenante.

superfici di erosione a volte messe in luce da effetti di morfoselezione. Le migliori esposizioni di questa litofacies si hanno lungo gli impluvi che drenano la piana di Grumento (Fig. 15), e non superano complessivamente i 100 m di spessore.

In quest'unità la superficie di appoggio basale è di tipo erosivo sia nel substrato pre-quadernario che nei conglomerati di La Serra (**LSE**). In località Ponte dell'Avena si osserva l'appoggio delle peliti di **SGM_c** sulla superficie erosiva modellata nelle arenarie del flysch di Gorgoglione. Il contatto erosivo delle due distinte litofacies di **SGM_b** sul substrato pre-quadernario e sui conglomerati di **LSE** è, invece, visibile in tutta la zona di soglia del bacino compresa tra gli abitati di Montemurro e Spinoso. La discontinuità a tetto è rappresentata da una superficie erosiva modellata in **SGM_b** e/o da suoli relitti. I depositi del sintema di Grumento sono generalmente coperti dai conglomerati a prevalente matrice arrossata del subsintema di Sarconi (**BOA₁**) e dai depositi fluviali del sintema di Bosco San Lorenzo (**SLR**).

In un livello di conglomerati posto all'incirca al *top* della litofacies **SGM_b**, lungo il T. Sciaura, sono stati ritrovati i resti di un apparato mascellare di *Ursus* sp., che unitamente ai resti di altri vertebrati (tra i quali *Elephas antiquus* FALCONER) già riconosciuti da DE LORENZO (1898), hanno permesso di riferire l'età del deposito al Pleistocene medio *p.p.*, così come riconosciuto da DI NIRO *et alii* (1992).

sintema di Bosco dell'Aspro (BOA)

L'unità affiora lungo tutto il fondovalle del bacino e nelle aree pedemontane, dal bordo settentrionale fino all'altezza di Montemurro, passando per la piana di Grumento ed è costituita dai subsintemi di Sarconi (**BOA₁**) e di Villa d'Agri

(BOA₂). Il primo è caratterizzato da una successione prevalentemente conglomeratica e subordinatamente sabbiosa con facies variabili da conoide a piana alluvionale, mentre il secondo riflette una sedimentazione pelitica di ambiente lacustre cui si associa nelle aree pedemontane una facies di conoide alluvionale o detritico-alluvionale di tipo prossimale.

La superficie di appoggio basale dell'unità, di natura erosiva, è modellata sia nelle diverse facies che formano i depositi conglomeratico-sabbiosi del sintema di Grumento (SGM), sia nel substrato pre-quadernario ed affiora in più punti del fondovalle nelle pareti subverticali prodotte dall'approfondimento della rete drenante. La discontinuità a tetto coincide generalmente con la superficie di deposizione sommitale corrispondente alla superficie topografica, ma in alcuni casi è di natura erosiva ed è coperta dai depositi del sintema di Bosco San Lorenzo (SLR), da **b₂** ed **a**. Talora al *top* dell'unità si rinvencono orizzonti di alterazione o suoli relitti di colore rosso intenso che testimoniano momenti climatici aridi durante i quali la rete idrografica ha approfondito il suo alveo. L'appoggio stratigrafico del subsintema di Villa d'Agri (BOA₂) sui termini più antichi del supersintema del Pertusillo, o sul substrato pre-quadernario, non è visibile in affioramento, ma è stato interpretato interpolando rilievi di campagna e sondaggi geognostici.

I depositi del sintema di Bosco dell'Aspro, presenti nella parte centro-meridionale del fondovalle, corrispondono ad una parte dell'intervallo sommitale di DI NIRO *et alii* (1992), e risultano terrazzati e sospesi rispetto al livello di base attuale della rete drenante.

Considerando la posizione stratigrafica relativa e morfologica dei depositi appartenenti all'unità, si attribuisce loro un'età compresa tra la parte alta del Pleistocene medio e il Pleistocene superiore.

subsintema di Sarconi (BOA₁): I depositi del subsintema sono distribuiti in prevalenza nella parte centro-meridionale del fondovalle, tra il T. Alli e la zona di soglia del bacino, e sono costituiti da conglomerati e ghiaie eterometriche in assetto massivo o leggermente stratoide, a supporto di matrice argilloso-terrosa di colore rosso intenso, con rare intercalazioni di lenti sabbioso-siltose (BOA_{1b}); l'organizzazione interna del deposito è di tipo *debris flow* con assetto massivo che testimonia una facies di conoide alluvionale prossimale. In eteropia laterale il deposito di conoide, prevalentemente conglomeratico-ghiaioso, passa ad una successione clastica formata da una alternanza di conglomerati, sabbie e limi con frequenti lenti e/o livelli di silt argillosi e argille siltose grigie o marroni che caratterizzano un ambiente di piana inondabile (BOA_{1b}).

La superficie di appoggio basale è di tipo erosivo e i depositi del subsintema si trovano o direttamente sulle successioni clastiche del sintema di Grumento (SGM) come ad esempio in prossimità di Madonna delle Grazie (Fig. 16), sulle brecce di Galaino (GAO) o sul substrato pre-quadernario. La superficie a tetto



Fig. 16 - Limite inconforme tra la litofacies conglomeratica del sistema di Bosco dell'Aspro (BOA_b) a tetto e le alternanze sabbioso-conglomeratiche del sistema di Grumento (SGM_b) a letto, in località Madonna delle Grazie.

coincide con la superficie topografica ed è localmente ricoperta da BOA_2 o da b_2 . Affioramenti significativi oltre a quelli descritti sono ubicati lungo i numerosi impluvi presenti in località Valloni.

Lo spessore dell'intera successione varia in affioramento da un minimo di 3 m (nelle zone prossime ai rilievi) fino ad un massimo di 10 m come in località S. Giovanni, poco a sud di Viggiano.

L'età dei depositi è compresa nella parte alta del Pleistocene medio.

subsistema di Villa d'Agri (BOA_2): Quest'unità è distribuita lungo tutta la fascia pedemontana del bacino e nel settore centro-settentrionale del fondovalle, dall'apice settentrionale fino all'abitato di Villa d'Agri.

La successione è costituita da un'alternanza di argille e argille siltose di colore grigio o marrone, contenenti pezzame litoide, con intercalazioni di sabbie siltose e lenti e/o livelli di ghiaie poligeniche a supporto di matrice argillosa (BOA_{2e}), e costituisce il deposito lacustre e/o palustre di un'area sottoalimentata compresa nella parte settentrionale dell'alta Val d'Agri; la soglia morfologica relitta che ostacolava parzialmente il drenaggio era ubicata lungo la direttrice d'Agri-Monticello. Il deposito non si rinviene in affioramento ma solo in sondaggio poiché in questo settore del bacino il fondovalle non è re-inciso dalla rete drenante. La litofacies pelitica BOA_{2e} analizzata in sondaggi geognostici, realizzati nei pressi di Galaino e Villa d'Agri, raggiunge almeno 20 m di spessore.

Lungo la fascia pedemontana dell'intero bacino affiora la litofacies conglome-

ratica costituita da ghiaie poligeniche ed eterometriche da subarrotondate a poco arrotondate, a supporto di matrice argilloso-sabbiosa, disposte in assetto massivo o leggermente stratoide e con lenti sabbioso-siltose (**BOA_{2b}**); l'organizzazione del deposito riflette un ambiente di sedimentazione in facies di conoide detritico-alluvionale con caratteri prossimali.

I depositi di questo subsintema poggiano in contatto erosivo sui conglomerati di **SGM**, sulle brecce di Galaino (**GAO**) e sul substrato pre-quadernario; superfici erosive di ordine gerarchico inferiore separano i depositi del subsintema **BOA₂** da quelli sottostanti di **BOA₁**. La superficie di tetto ricalca il *top* deposizionale della successione, nella parte centro-settentrionale del fondovalle ed è localmente ricoperta, lungo le aree di pedemonte, da **a** o **b₂**.

Ai depositi di questo subsintema è stata attribuita un'età Pleistocene superiore.

sintema di Bosco San Lorenzo (SLR)

I depositi di quest'unità sono morfologicamente agganciati ai fondovalle alluvionali attuali, sono delimitati a tetto e a letto da superfici di erosione e da paleosuoli *sensu* CARRARO (1996), formano terrazzi fluviali attualmente in erosione e non più inondabili. I corpi deposizionali sono incisi e terrazzati in diversi ordini sia lungo l'asta fluviale del F. Agri e del Maglia, che lungo i torrenti Vella, Sciaura, Rifreddo e Casale.

La successione è costituita da ghiaie poligeniche ed eterometriche rosse, brune e giallastre, a supporto di matrice sabbiosa e argilloso-sabbiosa; la forma dei clasti varia da prevalentemente sub-angolosa ad arrotondata con dimensioni che oscillano da 2 a 50 cm. La loro composizione, che riflette quella del substrato sedimentario su cui poggiano, è data da diaspri, quarzoareniti, marne ed argilliti verdi e rosse. Sono presenti subordinatamente sabbie, limi argillosi e suolo agrario in spessori modesti. Il deposito si presenta in assetto massivo con un'organizzazione tipo *debris flow* nelle facies di conoide alluvionale a composizione ghiaioso-conglomeratica; in eteropia laterale è presente una litofacies conglomeratico-sabbiosa caratterizzata da stratificazione incrociata concava e obliqua e più in generale da una distribuzione delle strutture sedimentarie tipiche di una piana alluvionale (**SLR_b**). La superficie di letto è modellata nei depositi del sintema di Grumento (**SGM**), mentre quella di tetto corrisponde al *top* erosivo-deposizionale dei vari ordini di terrazzi fluviali ed è localmente ricoperta da **b₂** e **b**. Lo spessore varia da pochi metri a meno di 10 m. A questo sintema è stata attribuita un'età olocenica.

2.3. - UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

Le successioni descritte in questo paragrafo sono quelle ancora in corso di formazione con carattere ubiquitario e perciò non sono legate a uno specifico bacino

di appartenenza. Nelle unità in formazione sono compresi i depositi ancora legati alla dinamica evolutiva attuale del paesaggio, che si localizzano sia nei fondovalle alluvionali che lungo le zone pedemontane dei bacini, o in tutti i bassi morfologici ereditati dalla morfogenesi più antica.

2.3.1. - *Unità in formazione*

2.3.1.1. - deposito lacustre e palustre (e)

I depositi di quest'unità sono compresi in settori limitati del Foglio e sono localizzati nei bacini endoreici di Magorno, Spigno, Perillo, Tardiano, Mandrano e Mandranello, ubicati sulla sommità dei rilievi, nella parte centrale della dorsale dei Monti della Maddalena.

La loro genesi è da imputare a processi tettono-carsici che hanno consentito la formazione di aree palustri entro cui si sono accumulate diverse decine di metri di depositi pelitici. Attualmente queste conche tettono-carsiche, o *polje*, vengono impaludate stagionalmente nei periodi invernali in occasioni di abbondanti precipitazioni.

La successione, ricostruita in parte da sondaggi geognostici, è costituita da argille e silt argillosi con colori variabili dal grigio al rosso intenso e con intercalazioni di sabbie silteose, sabbie argillose che passano lateralmente e verso le zone prossimali a detrito di versante e/o colluvioni.

La superficie di appoggio basale dell'unità (*sensu* CARRARO, 1996) è di natura erosionale e impostata su successioni pre-quadernarie di varia natura ed età, mentre il *top* deposizionale coincide con la superficie di accumulo del fondovalle dei bacini endoreici.

L'età è Pleistocene superiore-Attuale.

2.3.1.2. - deposito di versante (a)

I depositi di quest'unità sono, più o meno, uniformemente distribuiti in tutta l'area del Foglio, con una maggiore frequenza lungo i versanti che delimitano le depressioni dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano.

La successione si presenta incoerente, in assetto massivo o stratificato, a supporto di matrice argilloso-siltosa di colore marrone, con clasti a spigoli vivi, eterometrici e poligenici e con intercalazioni di paleosuoli che possono raggiungere spessori metrici; localmente alcuni corpi deposizionali sono formati da grossi blocchi.

Il deposito, che raggiunge anche i 5 m in affioramento, è in genere localizzato lungo le fasce pedemontane ed in corrispondenza di bassi morfologici anche ad alta quota ed è distribuito in falde detritiche lungo i versanti, o sotto forma di conoidi detritiche o detritico-alluvionali allo sbocco di assi vallivi.

Nella successione detritica che affiora nei pressi dell'abitato di Viggiano è intercalato un paleosuolo rosso-marrone di spessore metrico che ha fornito un'età radiometrica ^{14}C convenzionale di circa 32 ka (GIANO *et alii*, 2000). Il deposito è inoltre dislocato di alcuni metri da una faglia normale orientata N120°.

L'età è Pleistocene superiore-Attuale.

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

Appartengono a questa categoria sia i depositi sedimentati per gravità o per dilavamento areale nei bassi morfologici preesistenti, che le coltri detritico-colluviali incoerenti, nonché le terre rosse generate per alterazione in *situ* di rocce carbonatiche costituite da materiale fine pelitico e/o sabbioso e attualmente in formazione a spese del substrato degradato.

La successione è costituita da detrito incoerente, massivo o stratoide, a supporto di matrice terroso-argillosa, con clasti eterometrici, a spigoli vivi e di piccole dimensioni; in alcuni casi alla base della successione sono presenti allineamenti di clasti che formano strutture del tipo *stone lines*. L'unità è stata cartografata solo quando lo spessore del deposito supera i 2 m.

L'età è Olocene-Attuale.

2.3.1.4. - travertino (**f₁**)

Si tratta di modesti lembi di calcari ad aspetto tipicamente spugnoso, di colore grigio-giallastro, ricchi di frustoli vegetali continentali, incrostati da calcite, con frequenti laminazioni che conferiscono alla massa una struttura listata, ricca di vacuoli o con inclusioni siltoso-sabbiose; si ritrova, localmente associato a paleosuoli, in corpi lenticolari o come incrostazione su rocce sia carbonatiche che terrigene.

Affiora in lembi limitati ancora in corso di formazione e talora non è cartografabile alla scala della carta. Lembi sporadici di spessore metrico affiorano pochi chilometri a sud di Montesano sulla Marcellana in località S. Cono, ed appaiono sospesi rispetto all'alveo del Torrente S. Nicola.

L'età è Olocene-Attuale.

2.3.1.5. - deposito alluvionale attuale (**b**)

Il deposito, attualmente in formazione in alveo, è rappresentato da un'alternanza di ghiaie, sabbie e limi con diversa percentuale di abbondanza e con stratificazione incrociata concava e obliqua; le migliori esposizioni si hanno nei corsi d'acqua di più elevato rango gerarchico e per pochi metri nelle incisioni dei letti di piena lungo gli alvei di magra. I corsi d'acqua di basso rango gerarchico scorrono, generalmente, in valli incassate ed hanno andamenti rettilinei, mentre quelli di alto rango gerarchico scorrono in valli a fondo piatto con presenza di un materasso alluvionale e mostrano generalmente canali *braided* o anastomizzati come i fiumi Agri e Maglia.

Età: Attuale.

2.3.1.6. - deposito di frana (**a₁**)

Sono corpi geologici la cui messa in posto è avvenuta esclusivamente attraverso processi di trasporto gravitativo e di cui attualmente si può riconoscere oltre al deposito anche la nicchia di distacco, più o meno conservata, e l'eventuale superficie di scorrimento (nelle tipologie roto-traslazionali); i corpi di frana sono distribuiti in maniera localizzata laddove prevalgono le litologie a componente argillosa o argillo-siltosa.

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

Età: Attuale.

2.3.1.7. - deposito antropico (**h**)

Quest'unità comprende le diverse tipologie di terreni di riporto, legati all'attività antropica e in genere rappresentati da pezzame lapideo di varia natura immerso in matrice argilloso-terrosa. Sono stati cartografati i corpi che superano i 2 metri di spessore, come il rilevato stradale realizzato a scopo acquedottistico che da Paterno attraversa il fondovalle fino a Mass. Romagnano.

Rifiuti solidi urbani e più in generale materiale di riporto antropico stoccati in discariche costituiscono i depositi di discarica areale (**h₁**) la cui estensione varia entro poche centinaia di mq.

PROGETTO
CARG

V - TETTONICA

(F. Lentini, S. Carbone)

1. - GENERALITÀ

Per una corretta lettura della carta geologica, i vari contatti vanno interpretati col significato di seguito espresso. In ordine cronologico, rispetto alla deformazione, i **sovrascorrimenti principali** rappresentano i contatti di ricoprimento relativi alle diverse unità tettoniche di rango superiore. Questi contatti corrispondono solitamente a sovrascorrimenti con geometria a basso angolo di estensione regionale, lungo i quali si è avuto un trasporto tettonico di notevole entità e che ha causato la sovrapposizione di unità tettoniche riferibili generalmente a diversi bacini di sedimentazione e a contesti paleogeografici spesso differenti. Contatti di sovrascorrimento principale delimitano, per esempio, le Unità Sicilidi dai vari substrati sui quali poggiano in ricoprimento; altrettanto avviene tra le unità carbonatiche appenniniche (unità Foraporta, dei Monti della Maddalena, Alburno-Cervati-Pollino) e di queste su quelle lagonegresi, nonché all'interno di queste ultime suddivise in due unità tettoniche principali.

Nella carta sono stati distinti inoltre i **sovrascorrimenti secondari**. Essi possono presentarsi come *thrust* con geometria a rampa, sono caratterizzati da superfici che confluiscono alla base (*sole thrust*) e costituiscono degli embrici presenti all'interno delle singole unità (v. sezione geologica). Si tratta di strutture compressive generatesi successivamente ai sovrascorrimenti principali, in seguito ai fenomeni di *breaching* che hanno interessato l'intero edificio orogenico alloctono. In alcuni casi si tratta di sovrascorrimenti caratterizzati da superfici ad alto angolo, che solitamente ritagliano le strutture precedenti e che si sono originati nelle fasi tardive della deformazione della catena. Molte di queste strutture sono riferibili ai processi di accavallamento, avvenuti nel Pliocene, dell'intero edificio appenninico

sulle successioni carbonatiche apule e alla successiva strutturazione a *duplex* dello stesso substrato apulo, databile al Pleistocene inferiore (LENTINI *et alii*, 1990). L'attività lungo tali strutture ha portato all'individuazione di bacini satellite, riempiti da sedimenti plio-pleistocenici, come parte del Bacino di Sant'Arcangelo e quelli di Calvello e di Potenza. Non sempre i contatti in superficie hanno un collegamento diretto con il sistema apulo sepolto. Infatti dalle linee sismiche risulta ben delineato che difficilmente il singolo *thrust* attraversa la coltre alloctona, perché tende a "disperdersi" in strutture di adeguamento delle coltri stesse, o a trasferirsi in superfici suborizzontali che affiorano in una posizione molto più avanzata verso l'avampaese. Tuttavia è chiaro che le strutture rilevate nel Foglio hanno un qualche collegamento con quelle del substrato apulo; per esempio i "bacini" plio-pleistocenici di Calvello, di Sant'Arcangelo e di Potenza, sono delle depressioni intrappolate in bassi strutturali che nelle linee sismiche corrispondono ad una "caduta" del tetto del carbonatico apulo. D'altra parte anche le culminazioni dell'Unità Lagonegrese I, quelle dell'area di M. Vulturino e di Viggiano, sono in qualche modo connesse alla risalita del substrato apulo. Tali culminazioni sono ben note dai dati di sottosuolo, perché sede di giacimenti di idrocarburi.

Le strutture di tipo distensivo interessano tutta l'area del Foglio e sono raggruppabili in sistemi orientati in prevalenza NO-SE e NE-SO. Esse possono essere interpretate come la risposta superficiale ad un regime che, dal quadro strutturale regionale, appare compressivo. Ciò vale anche per le sopra citate faglie a basso angolo e per le superfici di scollamento, che sembrano rappresentare l'adeguamento dell'intero edificio alloctono ai movimenti delle strutture apule profonde. L'esperienza maturata con lo studio di queste aree e con l'utilizzo dei dati di sottosuolo ha dimostrato che la difficoltà nel riconoscere la presenza di faglie dirette a basso angolo apulo-vergenti risiede nel fatto che esse sono contemporanee ai *thrust*, che solitamente vengono ad essere riattivati e che ritagliano le faglie sopracitate, rendendole meno continue.

Alcuni sistemi di faglie distensive come quelle della Val d'Agri sono da collegarsi alle deformazioni del Sistema a *Thrust* Apulo e spesso sono legati a un regime trascorrente. L'Appennino Campano-Lucano infatti è nel suo insieme interessato da sistemi **trascorrenti con prevalente componente sinistra**, la cui orientazione va da N110° a N140°. Ad essi si associano sistemi **antitetici destri** orientati mediamente N50°, che dislocano l'intero edificio a *thrust*. Ai primi si possono associare strutture compressive, spesso rappresentate da *thrust* minori, come quelli presenti sul versante orientale del Vallo di Diano.

Nell'area del Foglio il sistema di faglie trascorrenti sinistre, attivo nel corso del Pleistocene inferiore (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et al.*, 1997), sarebbe stato successivamente riattivato in trazione destra nel Pleistocene medio. L'attività tettonica lungo questo sistema ha prodotto rigetti di molte centinaia di metri, dando origine alla depressione tettonica dell'alta Val d'Agri (SCHIATTARELLA *et alii*, 1998; GIANO *et alii*, 2000).

Le **strutture plicative**, rappresentate da pieghe a medio ed ampio raggio, interessano principalmente i terreni lagonegresi e sono talora collegate ai sistemi a *thrust* prima descritti. Le formazioni a carattere flyschoides presentano talora pieghe strette, spesso connesse a scollamenti interni alla formazione, ovvero a *slumping* così come avviene nella formazione di Albidona che, nonostante le molteplici deformazioni alla scala dell'affioramento, nell'insieme risulta caratterizzata da pieghe ad ampio raggio che non modificano l'originaria successione stratigrafica.

Nelle unità lagonegresi un'anticlinale molto spettacolare è quella di Monte Sant'Enoc; l'asse della piega, con piano N-S e vergenza ad est, interessa il flysch di Gorgoglione ed è pertanto relativa ad una fase deformativa post-tortoniana.

Altro sistema di pieghe, associate a faglie inverse o rovesciamenti, sono quelle di Murgia La Gorpa e di Balzo di Donna Viola – Manca Lanzavecchia a sud-ovest di Moliterno. Gli assi sono orientati NE-SO e la vergenza è a SE.

Da ultimo nella carta geologica sono stati distinti anche i contatti di scollamento e/o **contatti tettonici indifferenziati**, per esprimere accostamenti meccanici di dubbia posizione geometrica, o la posizione occupata da alcuni terreni per effetto di sostituzione di copertura, come nel caso della formazione di Albidona che è andata a sostituire il flysch numidico al tetto dell'Unità lagonegrese II. Evidenze di scollamenti di minore entità sono comunque riconoscibili anche alla base delle coperture mioceniche rimaste solidali sulle unità più interne. In questa tipologia di limite rientrano anche i contatti che delimitano i blocchi immersi all'interno di *mélange* tettonici.

1.1. - DESCRIZIONE DELLO SCHEMA TETTONICO

Nello schema tettonico a scala 1:200.000 (Fig. 17) compaiono solamente le unità della Catena Appenninica (**CA**); il Sistema a *Thrust* Apulo (**STA**) invece rimane sepolto in sottosuolo. Tale schema pertanto è utile per illustrare i rapporti tra le unità tettoniche della **CA**; mentre i rapporti con i carbonati apuli sono chiariti nella Fig. 5 e nella sezione geologica in campo carta. L'elemento più profondo della pila tettonica è rappresentato dalle unità lagonegresi. Si tratta di due unità in raddoppio tettonico, distinte non solo in base alla posizione strutturale, ma anche per alcune differenze nella successione stratigrafica, come sopra ampiamente riportato. Le sequenze lagonegresi I e II a tetto sono limitate agli orizzonti cretaci e oligocenici, essendo troncate rispettivamente a livello del Flysch Galestrino e della formazione di M. Malomo o delle argilliti del T. Serrapòtamo. Le restanti porzioni oligo-mioceniche risultano scollate e vanno a costituire parte del cuneo frontale della catena. Le unità lagonegresi sono interessate dal ricoprimento tettonico delle unità di piattaforma carbonatica e, dove queste chiudono, dalla diretta sovrapposizione delle Unità Sicilidi.

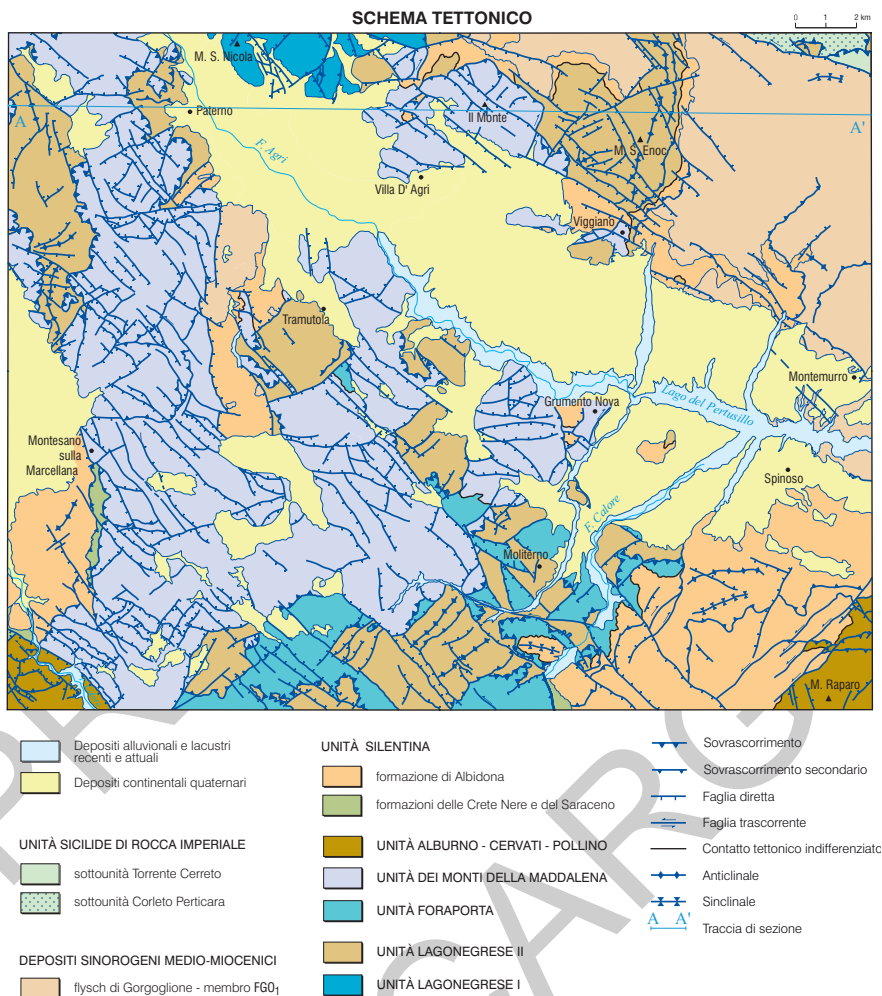


Fig. 17 - Schema tettonico dell'area del Foglio "Moliterno".

Il meccanismo ed i tempi di propagazione del sistema a *thrust* pellicolare hanno comportato fenomeni di *breaching*, con inversione dei rapporti originari. Ciò non solo ha prodotto spesso la parziale sovrapposizione in sottosuolo dell'Unità Lagonegrese I sulla II (v. Fig. 5), ma anche di queste ultime al disopra delle Unità Sicilidi e del flysch di Gorgoglione, e dell'intero sistema sugli orizzonti pliocenici profondi del Sistema a *Thrust* Apulo. Tale assetto geometrico è riconoscibile nella sezione geologica allegata al Foglio "Moliterno", dalla quale si evince che i contatti tettonici tra le varie unità della pila di falde sono più recenti man mano che

si procede verso il basso (v. anche profilo geologico del Foglio “Sant’Arcangelo”, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2005).

Nella sezione è evidente che la tettonica recente, che ha prodotto la sovrapposizione dell’edificio della catena sul Sistema a *Thrust* Apulo, ha causato una generale inversione delle posizioni strutturali: le unità lagonegresi infatti tendono a ricoprire i Flysch Esterni, a loro volta sovrapposti ad orizzonti pliocenici al tetto delle unità carbonatiche apule.

Il ricoprimento tettonico delle unità della Piattaforma Appenninica, affioranti con continuità nel settore occidentale del Foglio o come *klippen*, più o meno estesi, tra Viggiano e Marsicovètere, e a M. Raparo, dimostra che l’originario fronte si attestava all’incirca in corrispondenza dell’allineamento Monte di Viggiano-M. Raparo. Più ad est di questo allineamento i terreni carbonatici sono presenti solamente come blocchi immersi nei depositi terrigeni e spesso come olistoliti inclusi nelle unità sicilidi.

Nell’area del Foglio sono state distinte tre unità tettoniche costituite da successioni carbonatiche: l’Unità Foraporta inferiormente, cui si sovrappongono l’Unità dei Monti della Maddalena e l’Unità Alburno-Cervati-Pollino. Mentre per la prima la posizione strutturale alla base della pila tettonica è chiara, per le altre due essa non è ben determinabile, così come non è ben definibile la loro originaria posizione paleogeografica. La posizione basale dell’Unità Foraporta e le facies pelagiche di alcuni livelli carbonatici farebbero ritenere che la successione mesozoica si fosse depositata in una fascia di transizione tra la piattaforma carbonatica ed il bacino lagonegrese, mentre per la letteratura geologica si sarebbe trattato di un bacino interno alla piattaforma.

L’Unità Foraporta, i cui terreni si estendono dal Triassico inferiore al Giurassico medio, affiora nel settore meridionale del Foglio; essa è sovrapposta direttamente all’Unità Lagonegrese II nella zona di Murgia Del Tasso e scompare in corrispondenza del Piano di Perillo. Non sono riconoscibili livelli più recenti: ciò fa supporre che potesse avere in origine rapporti di eteropie latero-verticali con la successione dell’Unità Monti della Maddalena e che pertanto il rigetto orizzontale tra le due unità tettoniche non sia tanto elevato.

Secondo CELLO *et alii* (2003) la Piattaforma Appenninica doveva essere interessata da eventi tettonici sinsedimentari, che controllavano la genesi e l’evoluzione di una serie di sub-domini caratterizzati da aree tettonicamente depresse e da alti strutturali. Ciò farebbe ritenere che le variazioni di facies non possono di per sé giustificare il riconoscimento di unità tettoniche differenti, specie se i rapporti di sovrapposizione tettonica non sono evidenti.

Tra le unità della CA è da ricordare l’Unità Silentina, poco rappresentata nell’area studiata, ad eccezione della formazione di Albidona. Questa, con il membro ABD₁, giace sull’Unità Lagonegrese II con un contatto di scollamento nel settore nord-orientale del Foglio (fianco orientale della dorsale di M. S. Enoc);

con analogo contatto essa (membro **ABD₃**) poggia sulla successione carbonatica di M. Raparo. Poiché la successione meso-cenozoica lagonegrese doveva in origine evolvere al flysch numidico, che attualmente si ritrova scollato a far parte del cuneo di accrezione, si deve ammettere che vi sia stata una “sostituzione di copertura”; per cui il contatto alla base della formazione di Albidona non è di tipo stratigrafico, ma va interpretato come contatto tettonico generico ovvero come contatto di scollamento.

Osservazioni sul terreno al di fuori del Foglio indicano con certezza che la formazione di Albidona è stata ricoperta da unità sicilidi e su queste poggiano a loro volta depositi del Miocene medio (v. per es. Foglio “Rotondella”, SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, in stampa). Anche sul coevo flysch numidico giacciono terreni sicilidi appartenenti alla “Falda di Cirigliano”. Inoltre l’intervallo apicale dello stesso flysch contiene nella zona di Valsinni *slumping* costituiti da alternanze argilloso-arenacee molto simili a quelle che caratterizzano la formazione di Albidona; ciò dimostrerebbe la contiguità delle due coperture oligo-mioceniche (v. Fig. 5).

Durante il Miocene medio e superiore il sistema si è ulteriormente raccorciato, come dimostra il coinvolgimento del flysch di Gorgoglione e la sua collocazione in posizioni geometriche differenti. Pertanto l’attuale posizione degli ingenti volumi di Unità Sicilidi, limitati a sporadici affioramenti nel Foglio “Moliterno”, ma diffusi nel limitrofo Foglio “Sant’Arcangelo”, è spiegabile unicamente con un trasporto passivo al tetto delle stesse coperture flyschoidi, riversatesi avanti fino a raggiungere, a causa della loro estrema “mobilità tettonica”, le aree esterne al margine dell’Avanfossa Bradanica.

Il trasporto dell’intero edificio della **CA** al disopra delle unità carbonatiche apule è da ricondurre ad età molto recenti comprese tra il Pliocene inferiore ed il medio, fino a proseguire nel Plio-Pleistocene nelle aree ad est del Foglio, come dimostrato dall’età degli orizzonti al disotto dell’edificio alloctono. Ciò significa che tutte le formazioni di età più antica del Pliocene sono state interessate da fenomeni di deformazione e riattivazione (v. anche sezione geologica in campo carta).

1.2. - DESCRIZIONE DELLA SEZIONE GEOLOGICA

È stata eseguita una sezione geologica, orientata E-O dai rilievi ad ovest di Paterno fino al Torrente Casale, passando da Marsicovetere ed il Monte di Viggiano (v. carta geologica). Lo scopo è quello di mettere in evidenza le strutture con andamento N-S e vergenza ad est. I dati utilizzati sono quelli di campagna, cui si aggiungono, per la parte orientale, quelli di sottosuolo ricavati dall’interpretazione della stratigrafia di alcuni pozzi (Monte Enoc W - 4010 m, Monte Enoc 1 - 4300 m, Tempa La Mannara - 5384 m, Costa Molina - 4400 m) ubicati nei pressi della traccia della sezione geologica.

È chiaro che l'attendibilità della ricostruzione delle strutture diminuisce mano a mano che si va più in profondità. Nella prima parte della sezione viene attraversata la finestra tettonica di Mandranello, dove affiora l'Unità Lagonegrese II, che forma un'anticlinale con asse N-S. Il rilievo del monte l'Amoroso è costituito dalla piattaforma carbonatica appenninica, alla base della quale è presente l'intervallo di dolomie cataclastiche (**DOC**), che quasi ovunque marca il contatto di ricoprimento tettonico. Nella zona attorno all'abitato di Paterno un'ulteriore finestra permette di riconoscere la stessa Unità Lagonegrese II, notevolmente deformata.

Nel tratto che attraversa la Valle del F. Agri, al disotto delle alluvioni è stata ipotizzata la presenza delle Unità Lagonegresi ed è stato riprodotto uno stile strutturale, proiettando la situazione affiorante poco più a nord; in essa si osserva una serie di *thrust-fold*, con culminazione dell'Unità Lagonegrese I, ben chiara nella zona di Monte Volturino al margine con il Foglio "Marsico Nuovo".

Proseguendo verso est, sul bordo del fondovalle Agri affiorano nuovamente le formazioni della Piattaforma Appenninica, dissecata da faglie dirette. Si tratta di una successione ascrivibile ad un intervallo Giurassico-Cretacico medio-superiore, che alla base mostra ancora dolomie cataclastiche. Da quanto osservato nel lato ovest del profilo si ritiene che anche al disotto della piattaforma affiorante sul lato est possa essere presente ancora l'Unità Lagonegrese II. Dai dati di campagna si evince che il fronte della piattaforma non si estendeva a NE del Monte di Viggiano; anzi questo è delimitato a NE da un *thrust* con al *footwall* il flysch di Gorgoglione, per effetto di una fase tettonica più recente rispetto a quella del ricoprimento sulle unità lagonegresi.

All'attività tettonica post-tortoniana e probabilmente anche a quella pliocenica è dovuta la strutturazione dell'anticlinale di Monte S. Enoc, che sul fianco rovesciato presenta, oltre al Flysch Galestrino, anche le argille oligoceniche (**ABQ**), interpretabili come l'intervallo basale del flysch numidico. L'anticlinale dei terreni lagonegresi si rovescia al disopra della formazione di Albidona, in precedenza scollatasi dalle aree interne, e sulla quale poggia in discordanza con geometria *onlap* il flysch di Gorgoglione. Tutti i contatti sono di tipo tettonico indifferenziato. Nel limitrofo Foglio "Marsico Nuovo" l'anticlinale giace in ricoprimento direttamente sul flysch di Gorgoglione.

I numerosi dati di sottosuolo derivanti dall'esplorazione petrolifera sono tutelati da riserbo industriale in seguito al ritrovamento di idrocarburi nel territorio della Val d'Agri. È abbastanza noto tuttavia il quadro geologico-strutturale dell'area, che senza specifici dettagli viene di seguito riassunto. Al disotto del flysch di Gorgoglione è presente la formazione di Albidona, che a sua volta poggia con un contatto meccanico sull'Unità Lagonegrese II. Facendo riferimento anche alla sezione geologica del limitrofo Foglio "Sant'Arcangelo", che rappresenta la prosecuzione verso est di quella qui descritta e nella quale si osservano enormi volumi di flysch numidico scollati e in ricoprimento sui Flysch Esterni, si ritiene che anche la for-

mazione di Albidona sia ampiamente scollata e occupi l'originaria posizione del flysch numidico, sostituendolo.

L'intervallo sottostante è ascrivito all'Unità Lagonegrese II, per una serie di considerazioni e ricostruzioni sulla base dei dati di campagna e dei caratteri della successione stratigrafica incontrata dai sondaggi profondi tra cui lo sviluppo della formazione di M. Malomo, della Formazione di M. Facito, della più o meno intensa fratturazione e dolomitizzazione dei Calcari con Selce (sondaggi Costa Molina 1, 2 e 3; sondaggio Tempa del Vento).

Al disotto è presente un orizzonte silicoclastico-carbonatico, potente oltre il migliaio di metri, notevolmente esteso, sovente caoticizzato, e ascrivibile ai Flysch Esterni. Esso giace tettonicamente al tetto della successione apula, sui livelli del Pliocene inferiore e via via medio e superiore, man mano che si procede verso l'avanfossa.

2. - EVOLUZIONE GEODINAMICA DEL SISTEMA CATENA-AVANFOSSA NELL'APPENNINO MERIDIONALE NELL'INTERVALLO OLIGOCENE-QUATERNARIO

Le unità affioranti nel Foglio "Moliterno" fanno parte del sistema a *thrust* pellicolare, denominato Catena Appenninica (CA), sovrapposto tettonicamente ad un edificio profondo definito Sistema a *Thrust* Apulo (STA) (FINETTI *et alii*, 2005). L'intero edificio orogenico deriva dalla strutturazione del sistema catena-avanfossa-avampaese che coinvolge progressivamente, a partire dall'Oligocene-Miocene inferiore, settori con caratteristiche crostali differenti (Fig. 18). Le successioni sedimentarie che si riconoscono in affioramento appartengono a domini paleogeografici derivanti dalla tettonica estensionale del Mesozoico, che aveva portato allo smembramento delle aree continentali, originando due bacini localizzati su crosta oceanica, quello alpino tetideo e quello ionico, separati da un settore a crosta continentale caratterizzato per tutto il Mesozoico da sedimentazione carbonatica (Piattaforma Appenninica) (Fig. 18a). Il STA si è originato dalla delaminazione del margine dell'Avampaese Apulo a partire dal Tortoniano per effetto di una tettonica di tipo *thick-skinned*, che ha interessato la crosta sottostante, dando origine all'Unità di Rotondella. Farebbe eccezione l'Unità di M. Alpi che si presenta sradicata dall'originario basamento (Fig. 3). La sovrapposizione dell'intera CA sul substrato apulo è avvenuta, invece, durante tutto il Pliocene ed è proseguita nel Pleistocene inferiore attraverso una tettonica di tipo *thin-skinned*, che ha prodotto un edificio alloctono costituito da falde nettamente sradicate (v. anche Fig. 2).

Nella sezione di Fig. 3 è schematicamente rappresentato l'edificio appenninico alloctono, che costituisce un *roof-thrust-system* caratterizzato da un generale "disaccoppiamento" delle unità mesozoiche dalle coperture terziarie largamente scollate e traslate verso l'esterno, e sovrascorso *in toto* sul STA (Fig. 2).

La **CA** è costituita dal complesso di subduzione sicilide (Unità Alpine Tetidee, **UAT**), poggianti sui livelli argilloso-arenacei burdigaliani presenti al tetto delle unità di piattaforma carbonatica. Queste a loro volta poggiano tettonicamente sulle sequenze bacinali derivanti da un paleobacino Ionico (Unità Ionidi, **UI**); le unità più interne (**UAT**) e parte delle coperture terrigene, trasportate passivamente, si sono ulteriormente riversate verso l'esterno fino a raggiungere l'attuale fronte della catena.

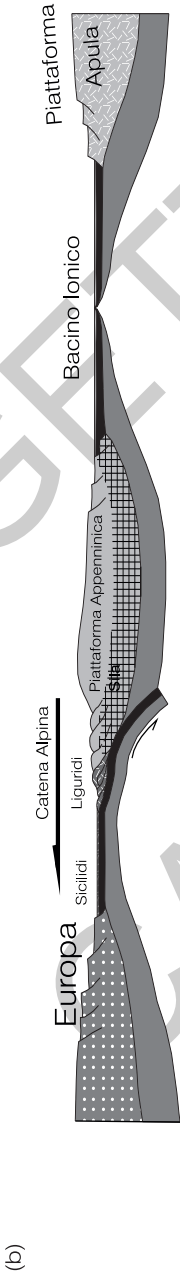
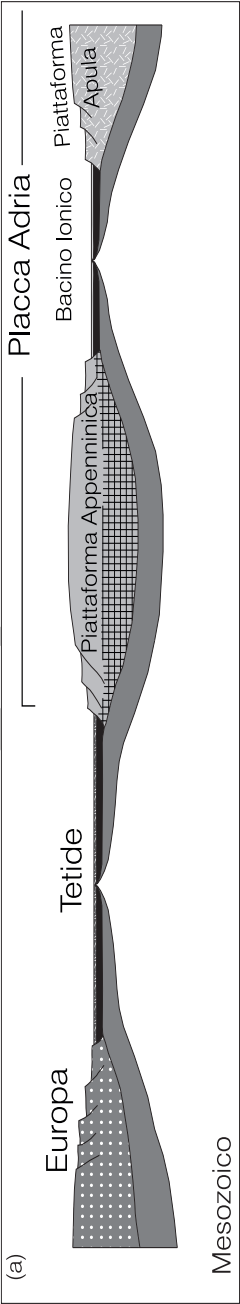
La deformazione che attualmente si riscontra in catena, deriva da una storia polifasica che a partire dal Miocene inferiore è strettamente condizionata dalla distribuzione dei vari elementi crostali continentali e dal loro relativo comportamento nelle fasi di convergenza. Infatti la subduzione e la quasi totale consumazione di settori paleogeografici interessa soprattutto gli elementi a crosta oceanica o continentale assottigliata.

La strutturazione della catena è contemporanea all'individuazione di aree di sedimentazione esterne con caratteri di avanfossa. I depositi che le costituivano si rinvencono attualmente strutturati in catena e costituiscono un cuneo di accrezione, al quale hanno partecipato anche le sequenze mesozoiche, in un contesto di tettonica pellicolare con geometrie a *ramp-flat* con *stack* multipli degli intervalli mesozoici, che hanno provocato una generale traslazione delle sequenze terrigene cenozoiche verso l'esterno.

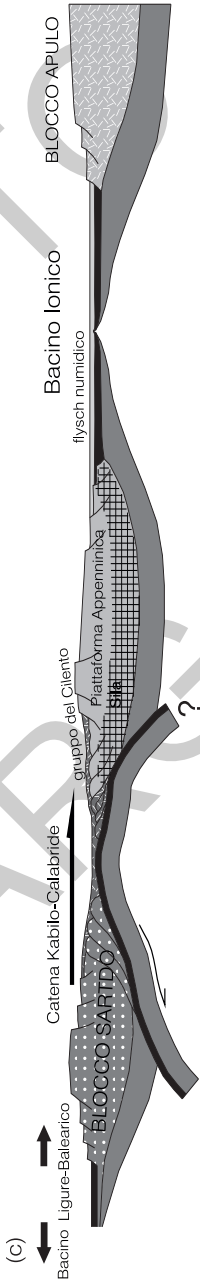
La strutturazione della **CA** è molto complessa ed è collocabile all'interno di due fasi orogeniche: Fase balearica e Fase tirrenica. Queste sono però precedute da una Fase eo-alpina, testimonianze della quale sono riconoscibili al di fuori dell'area studiata e vanno ricercate nel parziale metamorfismo dell'Unità Silentina (Liguridi) presente al confine calabro-lucano e nel Cilento (Fig. 18b).

La **Fase balearica**, è responsabile della messa in posto del Complesso di subduzione Sicilide, appartenente alle **UAT**. Questo cuneo di accrezione, in parte affiorante al confine calabro-lucano, si struttura durante l'Oligocene superiore-Miocene inferiore, come conseguenza della subduzione, al disotto del blocco europeo, della crosta oceanica che costituiva il basamento delle unità sedimentarie. Nel Mediterraneo occidentale la Fase balearica è caratterizzata dall'apertura del bacino di retroarco balearico e dalla rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso (Fig. 18c). Durante questa fase la piattaforma carbonatica appenninica giocava il ruolo di avampaese e la formazione di Albidona rappresentava un deposito di avanfossa, coevo dei flysch ricchi in frammenti andesitici (Tufti di Tusa), ubicati nel margine interno del bacino e pienamente coinvolti nel cuneo di accrezione apino-tetideo.

La **Fase tirrenica** corrisponde alla messa in posto del Complesso di subduzione Ionico, che si struttura durante il Miocene medio-Pliocene inferiore (stadio 1), e al coinvolgimento dell'Avampaese Apulo nel fronte compressivo, che si deforma a partire dal Tortonianico costituendo il Sistema a *Thrust* Apulo (stadio 2). Il cuneo di accrezione si forma a spese delle coperture del bacino ionico in subduzione



FASE EO-ALPINA (Cretacico-Eocene)



FASE BALEARICA (Oligocene-Miocene inf.)

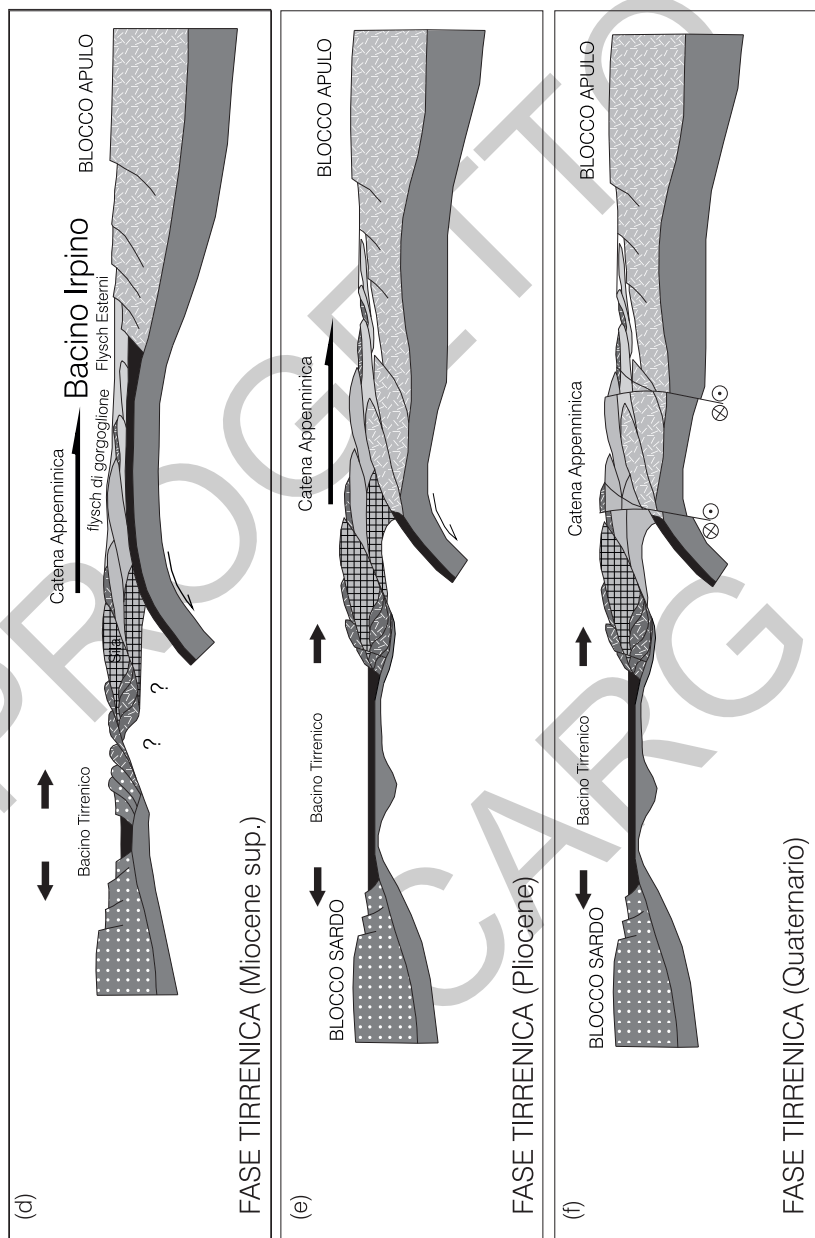


Fig. 18 - Ricostruzione paleogeografica lungo un transetto orientato est-ovest dalla Sardegna all'Appennino meridionale (da LENTINI et alii, 2006 modificato).

al disotto del basamento della Piattaforma Appenninica ed è caratterizzato dalla contemporanea apertura del Bacino di retroarco del Vavilov durante lo stadio del Miocene medio-Pliocene inferiore (Tirreno occidentale), e del bacino di intra-arco del Marsili, contemporaneo allo stadio del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Fig. 18d,e). A partire dal Pleistocene (Fig. 18f), a causa del raggiunto stadio collisionale tra la crosta continentale apula e l'originario basamento continentale della Piattaforma Appenninica, la tettonica che caratterizza l'Appennino meridionale ha prevalente cinematica obliqua sinistra, forte componente estensionale ed è connessa con l'attivazione di sistemi trascorrenti che costituiscono lo svincolo settentrionale dell'Arco Calabro. Tali sistemi compaiono nell'area del Foglio e si estendono anche verso ovest in tutto il Cilento. In Sicilia si è determinata un situazione "speculare", con un Sistema Sud-Tirrenico a componente destra, che rappresenta lo svincolo meridionale dell'Arco Calabro.

Durante l'evoluzione dello stadio (1) e (2) della fase tirrenica il *back-stop* della catena era rappresentato dalla crosta continentale riconoscibile attualmente nelle linee CROP-Mare presenti nell'*off-shore* tirrenico (FINETTI, 2005). I rapporti strutturali, le facies sismiche e le evidenze geologiche permettono di attribuire questo intervallo crostale, spesso 20-25 km, ad una crosta continentale interposta originariamente tra la Tetide Alpina e lo Ionio e quindi al basamento su cui si sedimentavano le sequenze della Piattaforma Appenninica.

Per una più agevole comprensione dei caratteri strutturali presenti nell'area in esame, non si può prescindere dalla descrizione delle relazioni tra le unità che compongono la CA e tra questa il sottostante STA, sebbene queste ultime non affiorino mai nell'area del Foglio "Moliterno".

All'interno della CA i contatti ascrivibili alla Fase balearica sono quelli tra le UAT e la formazione di Albidona. Quest'ultima, come sopra specificato, rappresentava a quel tempo un deposito di avanfossa, mentre le unità di piattaforma carbonatica dovevano fungere da avampaese. Successivamente, la collisione tra il blocco europeo e la crosta continentale appenninica ha determinato la chiusura quasi totale del bacino di sedimentazione occupato dalle UAT. Con la Fase tirrenica, il sistema orogenico si è spostato, coinvolgendo il margine esterno della Piattaforma Appenninica ed originando a partire dal Burdigaliano-Langhiano la sovrapposizione delle unità carbonatiche sulle unità lagonegresi. Al Langhiano-Serravalliano è imputabile la strutturazione del flysch di Gorgoglione e dei Flysch Esterni. A partire dal Pliocene si ha la generale sovrapposizione dell'edificio alloc-tono sulle Unità Apule.

Non trascurabile, nell'evoluzione geodinamica dell'Appennino lucano, è l'intensa tettonica di scollamento, la comprensione della quale è stata fondamentale per risolvere i problemi interpretativi di questo settore dell'orogene. Tali fenomeni sono attualmente dimostrati dall'enorme accumulo di coperture terziarie nel settore esterno della Catena Appenninica, che bilanciano i volumi mancanti dalle

sequenze mesocenozoiche rimaste arretrate (v. anche Fig. 2). In particolare nel Langhiano il flysch numidico si è scollato dalle sequenze paleogeniche lagonegresi, ed è stato sostituito dalla formazione di Albidona, che a sua volta si era scollata dal suo substrato “silentino” (formazione del Saraceno), come dimostrato dall’orizzonte di scollamento rappresentato dall’intervallo caotico basale **ABD₁**.

Verosimilmente i fenomeni di scollamento si sono realizzati lungo superfici di faglie distensive a basso angolo immergenti verso l’avampaese (*foreland-directed extensional fault*), con l’appoggio di termini più giovani su quelli più antichi (*younger on older*), ma nello specifico sono identificabili soltanto con l’aiuto dei dati di sottosuolo, perché portano alla sovrapposizione di unità tettoniche, pur strutturalmente elevate, direttamente sul substrato apulo. Poiché la migrazione del sistema verso le aree esterne avviene in un *continuum*, è probabile che le superfici di scollamento o le faglie a basso angolo siano difficilmente rilevabili, perché ulteriormente ritagliate dalla riattivazione di sistemi di *thrust* apulo-vergenti. Infatti spesso risultano vani i tentativi di rintracciare tali superfici nelle linee sismiche e l’unico elemento certo è dato dalla geometria dei bacini plio-pleistocenici, che denunciano fenomeni di traslazione con spostamento nel tempo dei depocentri, come ben visibile nelle linee sismiche che attraversano il vicino Bacino di Sant’Arcangelo (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2005).

PROGETTO
CARG

VI - GEOMORFOLOGIA

(S.I. Giano)

1. - LE FORME DEL PAESAGGIO

La distribuzione delle morfologie erosionali e/o deposizionali nel Foglio “Moliterno” appare controllata dall’assetto geologico delle successioni meso-cenozoiche che hanno generato nel corso del Quaternario morfostrutture positive, i cui rilievi raggiungono i 1700 m circa s.l.m. e negative come le depressioni tettoniche intermontane dell’alta Val d’Agri (DE LORENZO, 1898; DI NIRO *et alii*, 1992) e del Vallo di Diano (SANTANGELO, 1991). In tale contesto le litologie più conservative hanno dato luogo a morfologie aspre ed accidentate che si contrappongono al paesaggio subpianeggiante dei fondovalle alluvionali del Fiume Agri e del Vallo di Diano, colmati da sedimenti continentali clastici. Uno sguardo d’insieme al paesaggio mostra, dunque, morfologie articolate che sono il riflesso di vari fattori, agenti e processi che sono intervenuti nel modellamento del rilievo e che si alternano o si sovrappongono in modo vario e complesso nel tempo.

Nell’area del Foglio sono rappresentate sia forme recenti, alcune delle quali ancora in corso di evoluzione, che forme relitte modellate in un diverso contesto morfoclimatico (GIANO & SCHIATTARELLA, 2002). Tra queste ultime rivestono un ruolo di primo piano i lembi di un antico paesaggio di erosione, posto in posizione sommitale nei Monti della Maddalena e nel gruppo del Monte Volturino-Monte di Viggiano. Essi rappresentano parte della “paleosuperficie *Auctt.*” di BRANCACCIO *et alii* (1991) cui è attribuita un’età compresa tra il Pliocene superiore e il Pleistocene inferiore (cfr. SANTANGELO, 1991; DI NIRO & GIANO, 1995; AMATO & CINQUE, 1999; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; BOENZI *et alii*, 2004). I lembi della paleosuperficie sono attualmente sospesi a quote superiori ai 1250 m s.l.m., rispetto all’attuale livello di base locale dell’erosione rappresentato dal F. Agri, ma l’esi-

stenza di raccordi morfologici concavi e di depositi detritici sospesi lungo alcuni versanti di faglia regolarizzati e le anomalie del reticolo idrografico testimoniano la distribuzione plano-altimetrica di altre generazioni di superfici di spianamento correlate a differenti livelli di base locali (DI NIRO & GIANO, 1995; BOENZI *et alii*, 2004). Buona parte delle superfici di spianamento si raccordano al fondo-valle del bacino dell'alta Val d'Agri attraverso versanti di faglia regolarizzati con meccanismi di *slope replacement* o scarpate di faglia esumate. Le morfostrutture quaternarie più evidenti sono rappresentate dai versanti di faglia bordieri, orientati in direzione appenninica, distribuiti tra Paterno, Montesano sulla Marcellana e Grumento Nova, che si caratterizzano per un notevole grado di maturità morfologica grazie all'esposizione subaerea di forme carsiche ipogee. Estesi versanti regolarizzati sia in roccia che in detrito di versante quaternario sono quelli che ad esempio delimitano il Monte di Viggiano e la dorsale di Serra Mare, rispettivamente lungo il bordo orientale ed occidentale dell'alta Val d'Agri.

Numerose sono le forme carsiche epigee che interessano a scala diversa le successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica lungo la dorsale dei Monti della Maddalena. *Karren* e docce di erosione sono abbastanza diffuse laddove i carbonati sono privi di coperture detritico-colluviali e vegetazione. Inghiottoi, doline ed uvala sono variamente diffusi in tutta l'area carbonatica del Foglio, come ad esempio al Monte di Viggiano, in località La Laura. Alle forme carsiche di maggiori dimensioni appartengono quelle tettono-carsiche, distribuite in tutto il settore occidentale della valle, con le conche endoreiche di Mandrano e Mandranello a nord, e quelle di Magorno, Spigno, Tardiano e Piani di Perillo più a sud. Si tratta di bacini chiusi a drenaggio endoreico caratterizzati da bordi più o meno rettilinei lungo cui sono presenti grotte e inghiottitoi entro cui confluiscono le acque del ruscellamento superficiale.

L'andamento della rete idrografica è condizionato dalla presenza della dorsale dei Monti della Maddalena che funge da spartiacque tra il bacino idrografico del Vallo di Diano, a deflusso tirrenico e quello dell'alta Val d'Agri, a deflusso ionico. Il F. Calore ed i corsi d'acqua che drenano il settore sud-occidentale del Foglio rappresentano una piccola parte della rete idrografica del ben più ampio F. Tanagro nel Vallo di Diano. La maggiore aliquota del drenaggio superficiale che interessa quasi per intera l'area del Foglio è, tuttavia, quella dovuta alla parte alta del bacino idrografico del F. Agri.

Il *pattern* idrografico mostra un grado di evoluzione differente in relazione alle diverse litologie su cui è impostato: una bassa gerarchizzazione nei litotipi carbonatici e una buona organizzazione quando gli impluvi interessano litotipi silicei e/o silicoclastici. In quest'ultimo caso lo sviluppo del reticolo idrografico ha favorito la formazione di estese conoidi alluvionali e/o detritico-alluvionali alla base dei versanti soprattutto lungo il bordo orientale dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano ed in minore misura in quello occidentale.

Il F. Agri rappresenta la forma fluviale di maggiore rilievo del paesaggio poiché attraversa interamente l'area del Foglio, da NO ad ESE. Nel tratto settentrionale il corso d'acqua scorre sul materasso alluvionale non inciso e non divaga lateralmente grazie ad argini artificiali e opere di regimazione idraulica realizzate verso la metà del secolo scorso. Attualmente l'approfondimento verticale ed il terrazzamento dei depositi del materasso alluvionale da parte della rete idrografica è presente solo nella parte medio-bassa del fondovalle. Infatti alla confluenza del T. Alli con il F. Agri si osserva che il fondovalle da subpianeggiante assume un andamento più ondulato, soprattutto in corrispondenza di impluvi laterali, fino alla comparsa di profonde valli incise. L'entità dell'approfondimento verticale nei depositi alluvionali quaternari raggiunge almeno un centinaio di metri a ridosso della forra di Pietra del Pertusillo, appena a sud di Montemurro, facendo affiorare al fondo delle incisioni il substrato pre-quaternario rappresentato dal flysch di Gorgoglione. A partire dal T. Alli fino alla zona di soglia del bacino il riempimento clastico del Pleistocene medio (cfr. § 2 del Cap. VI) appare inciso dalla rete idrografica e forma un'ampia superficie terrazzata con andamento subpianeggiante o con inclinazione di pochi gradi verso sud nel settore orientale. Gli episodi di erosione e/o aggradazione fluviale hanno generato, in seguito, vari ordini di terrazzi, ben evidenti lungo i fiumi Agri e Maglia e i torrenti Vella, Sciaura e Casale, a dimostrazione di una variazione del livello di base dell'erosione nel corso del tempo. Le superfici dei terrazzi sono attualmente inattive rispetto alla dinamica fluviale e mostrano un regolare impianto della vegetazione naturale.

Il controllo della struttura geologica sulla rete idrografica è messo in luce dalla susseguenza di numerosi corsi d'acqua di diverso ordine gerarchico: abbastanza rappresentative di tale fenomeno sono le confluenze e le direzioni anomale di aste fluviali come quelle dei torrenti Cavolo, Alli, Rifreddo o del Fosso di Calstelveltro nei pressi di Montemurro; anche gli impluvi di primo e secondo ordine gerarchico scorrono in genere in valli a V, con andamenti rettilinei, a testimonianza di come il *pattern* della fratturazione abbia condizionato le direzioni di drenaggio (CAPO-LONGO et alii, 2005).

Un ulteriore elemento di interazione fra struttura geologica e rete idrografica è rappresentato dai numerosi impluvi di elevato rango gerarchico come i torrenti Molinara, Acqua del Cursore, Alli, Cavolo ed altri che tagliano, in discordanza oro-idrografica, strutture calcaree e/o silicee meso-cenozoiche e scorrono inforati prima di giungere nel fondovalle alluvionale che incidono per molte decine di metri.

2. - ASSETTO MORFOSTRUTTURALE DEL BACINO DELL'ALTA VAL D'AGRI

La strutturazione dei bacini intermontani dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano è stata discussa da TURCO *et alii* (1988) che hanno proposto un modello cinematico di evoluzione strutturale delle depressioni legato alla presenza di faglie ad alto angolo appartenenti ad una zona di taglio sinistra orientata N120°. Nel modello proposto le depressioni tettoniche dell'alta Val d'Agri e del Vallo di Diano sono interpretate come bacini di *pull-apart* legati alla tettonica trascorrente indotta dall'espansione del Tirreno ed attiva almeno fino al Pleistocene medio. Numerosi studi realizzati in seguito hanno dimostrato, in particolare, che la genesi e l'evoluzione morfostrutturale del bacino dell'alta Val d'Agri sono collegate a strutture tettoniche complesse, attive nel corso del Pleistocene con differenti cinematiche (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997a; SCHIATTARELLA *et alii*, 1998; CELLO *et alii*, 2000) e in parte potenzialmente sismogenetiche (GIANO *et alii*, 1997b). In particolare è noto che la genesi del bacino è legata all'attività di strutture trascorrenti, con senso di taglio sinistro, nel corso del Pleistocene inferiore, cui segue nel Pleistocene medio una riattivazione, in regime estensionale, delle faglie bordiere orientate all'incirca N120° (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997a; SCHIATTARELLA *et alii*, 1998). La depressione tettonica dell'alta Val d'Agri è caratterizzata da un sistema di faglie quaternarie con *trend* principale ONO-ESE, mentre altri andamenti sono rappresentati da strutture orientate circa E-O e NNE-SSO. Le faglie principali che bordano ad oriente l'alta Val d'Agri affiorano estesamente nell'area di Villa d'Agri-Marsicovetere-Monte di Viggiano per diversi chilometri. Lungo la stessa direttrice strutturale, tra Marsicovetere e Viggiano, i sedimenti quaternari sono vistosamente coinvolti nei processi di fagliamento. Altre evidenze di tettonica recente o attiva lungo tale bordo e fino all'apice settentrionale del bacino sono rappresentate da faglie che hanno dislocato diverse generazioni di breccie di versante e paleosuoli intercalati che hanno fornito, complessivamente, età radiometriche comprese tra 40.000 e 20.000 anni B.P. (cfr. GIANO *et alii*, 2000). Lungo il settore occidentale della valle, morfologicamente più articolato, sono presenti faglie maggiori con andamento NO-SE e N-S che nel corso del Quaternario hanno cumulato un rigetto verticale di circa 600-700 m (BOENZI *et alii*, 2004). Faglie alla mesoscala orientate N-S dislocano di alcune decine di centimetri un deposito detritico alto-pleistocenico che affiora nei pressi di Tramutola. Recenti studi, basati esclusivamente su tomografie sismiche e geoelettriche, hanno riconosciuto l'esistenza di alti e bassi strutturali impostati nel substrato pre-quaternario e sepolti sotto la coltre alluvionale del bacino; gli alti di Monticello e Grumentina orientati NE-SO e le tre aree depocentrali di Molinara, Fossa del Lupo e Pertusillo sono sede degli accumuli clastici continentali più consistenti nel bacino e raggiungerebbero i 500 m di spessore nel depocentro di Molinara (COLELLA ED., 2003).

Nell'area di soglia del bacino pleistocenico dell'alta Val d'Agri sono stati riconosciuti due ordini di superfici di spianamento più antichi del riempimento clastico continentale del bacino (DI NIRO *et alii*, 1992). La loro correlazione con analoghe morfologie deposizionali di età nota ("Sabbie e conglomerati di Serra Corneta" *Auctt.* di età Siciliana; cfr. VEZZANI, 1967) presenti nel contiguo Bacino di Sant'Arcangelo ha permesso di inquadrare cronologicamente le forme erosionali ed i depositi del bacino (relativi alle sue fasi di sovralluvionamento), rispettivamente al Pleistocene inferiore-medio e al Pleistocene medio-superiore. Il sollevamento del settore compreso tra Montemurro e Spinoso è stato responsabile del parziale sbarramento del corso dell'Agri che drenava verso est, instaurando a monte un sistema alluvionale con architettura deposizionale particolarmente complessa. La discordanza oro-idrografica generata dalla successiva incisione operata dall'Agri è stata codificata da DI NIRO *et alii* (1992) come una "antecedenza aggradazionale".

Nel settore orientale dell'alta valle dell'Agri DI NIRO & GIANO (1995) riconoscono due gruppi di superfici di spianamento. Al primo gruppo appartengono vari lembi di antichi paesaggi erosionali, situati a quote superiori ai 1000 m s.l.m., mentre al secondo appartengono due ordini di terrazzi erosionali, impostati in substrato pre-quadernario e detrito di versante, distribuiti a quote comunque inferiori ai 1000 m s.l.m.; grazie a correlazioni morfologiche con forme analoghe di età nota presenti nell'area di soglia del bacino, gli Autori riferiscono alla parte iniziale del Pleistocene medio i terrazzi più recenti del secondo gruppo ed al Pleistocene inferiore quelli del primo gruppo. Gli stessi Autori mostrano, inoltre, come tali elementi geomorfologici siano dislocati da faglie ad alto angolo diversamente orientate e riconoscono nel corso del Pleistocene un'alternanza di eventi tettonici e cicli morfogenetici.

Recenti studi a carattere morfostrutturale effettuati lungo la dorsale dei Monti della Maddalena (SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; BOENZI *et alii*, 2004) hanno permesso di calcolare l'entità dei rigetti delle faglie bordiere dell'alta valle e dei tassi di sollevamento riferiti a livelli di base locali o correlati a movimenti verticali a scala regionale. Le faglie del bordo sud-occidentale del bacino hanno generato rigetti di 600-700 m e dislocato antiche morfologie erosionali (superfici di spianamento, *glacis* erosionali) e depositi di versante o alluvionali. Con l'ausilio di profili morfometrici corredati da dati strutturali BOENZI *et alii* (2004) hanno stimato l'entità della dislocazione di diverse generazioni di superfici di spianamento ed il tasso di sollevamento locale che si attesta su valori medi di 0.6 mm/a, in buon accordo con altri settori dell'Italia meridionale (AMATO, 2000; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; SCHIATTARELLA *et alii*, 2006). Gli stessi Autori hanno inoltre determinato il tasso di attività lungo alcune faglie bordiere della valle che si attesta su valori compresi tra 0.5-0.8 mm/a nel corso del Pleistocene inferiore e medio ed il tasso di sollevamento complessivo dell'area assiale di catena che ha

fornito un valore di circa 1 mm/a. In conclusione gli Autori hanno riconosciuto che la maggiore aliquota di energia del rilievo della valle è stata acquisita grazie al sollevamento locale a causa dell'attività delle faglie bordiere, che si è protratta fino all'attuale, come testimoniato da paleosuoli recenti fagliati (GIANO *et alii*, 2000) e dall'elevata sismicità dell'area (AMATO & MONTONE, 1997), epicentro del distruttivo terremoto del 1857.

VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE E DISSESTI

Il territorio del Foglio “Moliterno” è caratterizzato da paesaggi da tipicamente montuosi a pianeggianti, sebbene questi ultimi siano collocati ad alta quota (tra i 500-900 m s.l.m.), ed è interessato da varie forme di dissesto, ma non omogeneamente distribuite.

Il dissesto idrogeologico dell’Appennino Lucano ha uno stretto legame con il sollevamento regionale e indirettamente con l’evoluzione tettonica recente degli alti strutturali delle unità apule sepolte, che determina dei riflessi gravitativi nelle unità alloctone. Le estese coltri detritiche presenti sia lungo i versanti che in zone di pianura e i frequenti movimenti di massa sono determinati dai forti tassi di sollevamento dell’area e di conseguenza dagli elevati tassi di erosione.

Nel settore occidentale del Foglio, dove prevalgono litologie calcareo-silicee, più resistenti all’azione di degrado operata da fattori fisici e antropici, sono più diffusi i depositi di versante (**a**).

Le tipologie di movimento presenti nell’area sono riferite alla classificazione secondo VARNES (1978) presente in CARRARA *et alii* (1983).

I depositi di frana (**a₁**) comprendono le frane con evidenze di movimento in atto o interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali.

Nel settore centro-orientale del Foglio, dove affiorano prevalentemente i depositi flyschoidi e i terreni clastici continentali, la principale tipologia di frana è rappresentata da scorrimenti traslativi e subordinatamente rotazionali, che proseguono, ove predominano i terreni a comportamento plastico, sotto forma di colate più o meno estese.

I depositi terrigeni delle Unità lagonegresi (argilliti del T. Serrapòtamo, formazione di M. Malomo *p.p.*, Flysch Galestrino e Formazione di M. Facito) hanno un

grado di franosità estremamente variabile in funzione delle diverse caratteristiche meccaniche. Il Flysch Galestrino, per esempio, è interessato da forme di dissesto molto simili a quelle dei “terreni sicilidi”, in cui risultano frequenti *slump* e *creep*. La Formazione di M. Facito, stabile ove affiorano i termini calcarei, è sovente interessata da scorrimenti rotazionali, *slumps* e *mud-flows* ove prevale la componente argillosa.

I litotipi più stabili sono i terreni calcarei e calcareo-silicei delle unità carbonatiche e lagonegresi, che presentano fenomeni di instabilità rari e limitati; localmente le rocce silicee competenti sono interessati da scorrimenti traslativi e da circoscritti crolli. Frane di crollo non sempre cartografabili alla scala del Foglio, sono più evidenti lungo le pendici nord-occidentali del costone calcareo del massiccio del Raparo, e lungo il versante orientale della dorsale carbonatica e silico-calcareo che si sviluppa dai Monti di Paterno sino a Moliterno.

Altra tipologia di frana è data da “colamenti di terra e di detrito”, che interessa i primi metri dal piano di campagna. L’associazione fra colamenti e scorrimenti rotazionali dà origine a “frane complesse”, soprattutto quando vengono coinvolti i termini pelitici a giacitura caotica; frane del genere sono maggiormente concentrate in corrispondenza degli affioramenti del Flysch Galestrino e della formazione di Albidona.

Nelle masse dolomitiche affioranti tra Montesano sulla Marcellana e Casalbuono, sono frequenti le forme di intensa erosione prodotta dalle acque incanalate e dal ruscellamento diffuso; ne deriva la formazione di spettacolari sistemi calanchivi, nei quali l’originaria stratificazione, evidenziata dall’alternanza regolare di variazioni cromatiche presentata dal litotipo, mostra che il fenomeno è solamente superficiale e non interessa il corpo geologico.

2. - SISMICITÀ DELLA VAL D’AGRI (M. Mucciarelli)

2.1. - SISMICITÀ STORICA

L’alta Val d’Agri è nota per il grande terremoto del 1857, che raggiunse una magnitudo pari a 7 ed un massimo di intensità MCS pari a XI nei comuni di Montemurro e Saponara (oggi Grumento Nova). L’attribuzione di questo terremoto ad una precisa faglia sismogenica è ancora un argomento dibattuto. Se tutti gli Autori concordano circa l’orientamento a N135°, non è chiaro se l’immersione sia verso l’Adriatico od il Tirreno (MUCCIARELLI, 2008). Recentemente è stato anche proposto che si tratti di un evento multiplo di cui una sola faglia giace sotto la Val d’Agri mentre l’altra è ubicata nel bacino del Pergola-Melandro (BURRATO & VALENSISE, 2008).

Nella stessa area si è verificato anche un terremoto dell’VIII grado nel 1836, e numerosi eventi che hanno raggiunto la soglia del danno. Il catalogo storico è particolarmente incompleto per quest’area, non riportando eventi noti oltre la soglia del danno prima del 1759. Considerando che da quella data si sono verificati 16 eventi si può avere una idea di quanto poco sia nota la sismicità della Val d’Agri anche in confronto ad aree più urbanizzate del Meridione.

Di seguito è riportata la tabella degli eventi significativi estratta dal Catalogo del GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004).

Anno	Me	Gi	Io	Area Epicentrale	Lat	Lon	Mw
1857	12	16	X-XI	Basilicata	40.35	15.85	7.0
1836	11	20	VIII	Basilicata	40.15	15.78	5.8
1807	11	11	VII	TRAMUTOLA	40.30	15.85	5.2
1910	10	3	VI-VII	MONTEMURRO	40.28	15.98	5.0
1971	11	29	VI	MARSICO	40.50	15.80	4.8
1934	7	3	VI	S.MARTINO	40.20	16.00	4.8
1906	7	2	VI	MONTEMURRO	40.30	16.00	4.8
1964	6	4	VI	BRIENZA	40.50	15.67	4.8
1957	10	19	VI	BRIENZA	40.50	15.70	4.8
1935	12	3	VI	CALVELLO	40.47	15.87	4.8
1895	7	19	VI	BRIENZA	40.42	15.70	4.8
1759	5	20	VI	GRUMENTO	40.33	15.83	4.8
1917	10	13	VI	CASTELSARACENO	40.23	16.01	4.8
1910	5	28	VI	S.MARTINO	40.20	16.00	4.8
1968	3	22	V-VI	MONTEMURRO	40.30	16.00	4.6
1932	12	3	V-VI	MARSICO VETERE	40.40	15.80	4.6

2.2. - SISMICITÀ STRUMENTALE

La sismicità della Val d’Agri registrata dalla rete dell’INGV nel periodo 1981-2006 è tutto sommato abbastanza povera se paragonata all’elevata sismicità storica. Si sono registrati una decina di terremoti con magnitudo superiore a 3 e nessuno di magnitudo superiore a 4 (Fig. 19). In questo periodo la sismicità dell’Appennino lucano si è concentrata lungo una struttura trascorrente tra Potenza e Tito e nella zona colpita dal terremoto del Pollino nel 1998.

L’inclusione di ulteriori dati di stazioni sismiche di reti locali (AGIP) ha permesso di localizzare una cospicua attività sismica di micrososse con magnitudo generalmente inferiore a 2 e con profondità limitata (<3 km). Questa sismicità è però di origine antropica essendo legata ai cicli di invaso del bacino del Pertusillo ed in maniera minore ad un pozzo di reiniezione dei reflui petroliferi ubicato nei pressi di Montemurro.

L’analisi dei meccanismi focali dei terremoti strumentali della Val d’Agri e delle zone limitrofe (CUCCI *et alii*, 2004) ha permesso di stabilire come gli sforzi siano tipici di una sismicità per faglie normali, e il confronto con dati di *breakout* di pozzo disponibili per l’area indica una direzione di sforzo minimo ortogonale all’asse della Catena Appenninica.

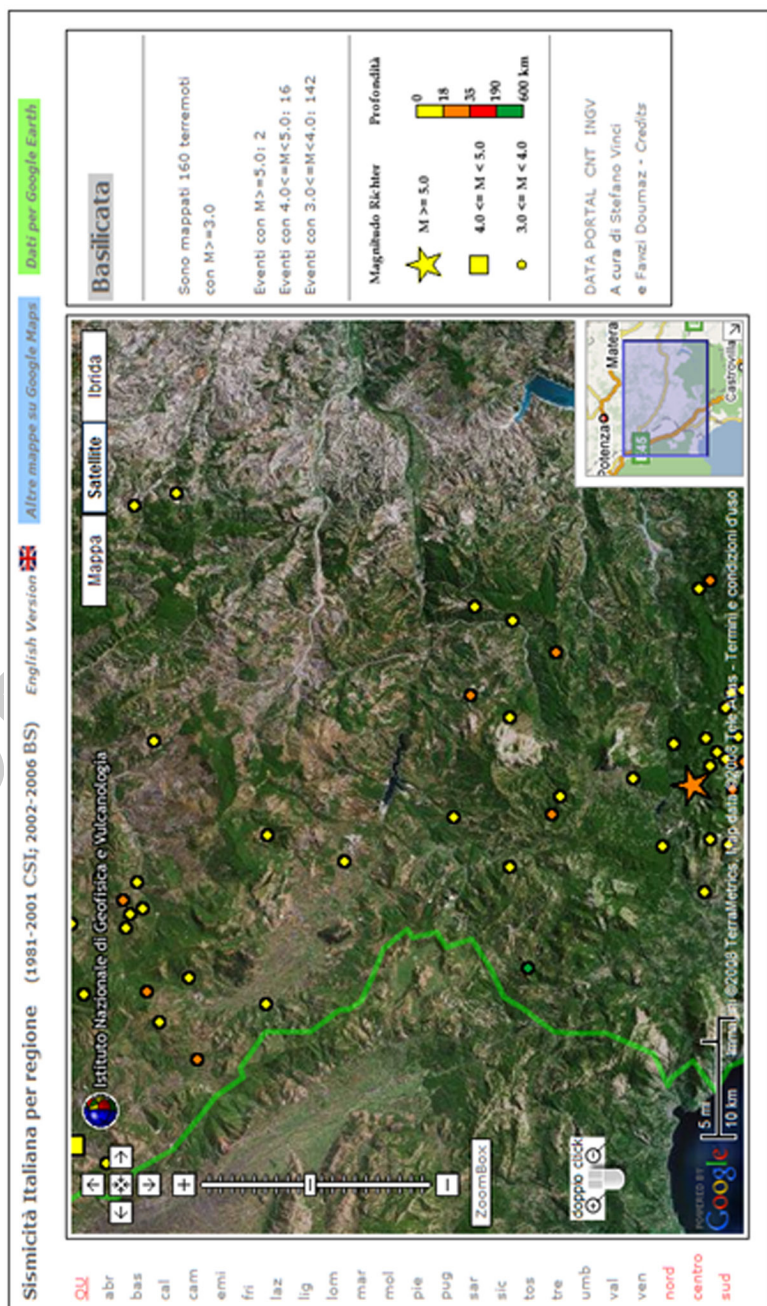


Fig. 19 - Mappa dei terremoti registrati dalla rete INGV nel periodo 1981-2006.

APPENDICE 1

RICERCHE DI IDROCARBURI

(G. Cippitelli)

La presenza di accumuli petroliferi nell'alta Val d'Agri è stata segnalata fin dalla fine del secolo XIX da BALDACCIO & VIOLA (1894), nel corso del rilevamento del Foglio 199 Potenza, della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, con la segnalazione di manifestazioni di petrolio in superficie nella valle del Rio Cavolo presso Tramutola. Tuttavia il primo lavoro che parla in modo scientifico del petrolio della Val d'Agri lo si deve a CREMA (1902). L'Autore fa riferimento alla "sorgente di petrolio" sulla sinistra orografica del Rio Cavolo in prossimità della località Acqua di Tasso nei pressi di Tramutola, tutt'ora visibile a circa metà strada tra l'impianto sportivo di Tramutola e la centrale di Capocavolo. Nella stessa nota vengono segnalate altre manifestazioni meno importanti allo sbocco della Valle dell'Agri.

In seguito alle segnalazioni, nel 1921, nella Valle del Rio Cavolo verrà perforato un primo pozzo con il nome di Fossitello 1, che metterà in evidenza la presenza di idrocarburi nel "flysch lagonegrese".

BONARELLI (1932) pubblica un lavoro con allegata una carta geologica della Valle del Rio Cavolo, che riporta le numerose manifestazioni di olio in superficie. L'Autore auspica la perforazione di un sondaggio profondo e dà anche preziose indicazioni su una sua eventuale ubicazione.

Nel 1933 l'Agip, sulla base degli studi precedenti, si interessa all'area della Val d'Agri ed ottiene il permesso di ricerca "Tramutola" e tra il 1939 ed il 1947 perfora, lungo la Valle del Rio Cavolo, ben 47 pozzi dei quali 44 a percussione e 3 *rotary*; di questi 27 risultano mineralizzati ad olio, 2 a gas e 6 a olio e gas. La produzione è di 1000 l/mese di olio e 800 Nmc/giorno di gas.

Il petrolio del Campo di Tramutola era accumulato negli "Scisti Silicei" della Serie calcareo-silico-marnosa lagonegrese, mentre si riteneva che la roccia madre fosse costituita dai terreni "eocenici" (CREMA, 1902).

Verso la fine degli anni '50, considerata la ormai ridottissima produzione, l'Agip, dopo nuovi studi effettuati da LAZZARI (1959a, 1959b), decise di perforare ancora un pozzo il Tramutola 45, che risultò sterile e il giacimento di Tramutola fu abbandonato.

L'inadeguatezza dei mezzi di ricerca, principalmente la sismica e le difficilissime situazioni stratigrafica e tettonica della regione, scoraggiarono ulteriori ricerche nell'alta Val d'Agri. Ma all'inizio degli anni '80, in seguito alle nuove conoscenze geologiche regionali ed alle migliorate tecniche di acquisizione sismica, l'Agip decise di procedere ad una nuova campagna esplorativa in quell'area.

Furono così perforati i pozzi Costa Molina 1 e 2 e Caldarosa 1. Il pozzo Costa Molina 2 trovò una cospicua mineralizzazione subcommerciale di olio nei carbonati della Piattaforma Apula Interna, situata al di sotto di una successione alloctona costituita dalla serie Calcereo-silico-marnosa lagonegrese, dalle sicilidi e dai Flysch Irpini. L'olio, in un primo tempo, fu ritenuto di origine triassica analogamente agli altri olii italiani accumulati in serbatoi carbonatici. C'è da ricordare che LAZZARI (1959b, relazione interna per l'Agip), aveva già ipotizzato un'origine profonda anche per l'olio di Tramutola, che era risalito "*per adscensum*".

Tuttavia solo all'inizio del 1988, la Petrex (compagnia sussidiaria dell'Agip), scopre il giacimento di M. Alpi, perforando il pozzo M. Alpi 1, mineralizzato al *top* dei carbonati della Piattaforma Apula Interna con un olio di ottima qualità (40° API). In seguito a questa scoperta si è poi sviluppata, nell'alta Val d'Agri, un'intensa attività esplorativa da parte di diverse compagnie petrolifere che ha condotto a notevoli successi oltre a quello del giacimento di M. Alpi.

Il sistema petrolifero dell'alta Val d'Agri è connesso alla Piattaforma Apula Interna (*sensu* MOSTARDINI & MERLINI, 1986) che, con o senza la copertura formata dalle argille del Pliocene inferiore, soggiace alle coltri alloctone costituite dalle falde Lagonegresi, Sicilidi e dei Flysch Irpini.

Le trappole dei giacimenti presenti nel Foglio, la cui sommità è situata ad una profondità tra i 3500 e i 4500 m, sono costituite dalle strutture generate dalla fase tettonica compressiva attuata alla fine del Pliocene inferiore, le quali consistono sostanzialmente in blocchi carbonatici molto fratturati delimitati a NE da faglie inverse, con piani immergenti a SO. Tutta la successione carbonatica apula, prima della deformazione, era stata interessata *p.p.* dalla trasgressione del Pliocene inferiore e successivamente dal ricoprimento delle unità della Catena Appenninica, che ne ha migliorato le condizioni di copertura.

La roccia madre si situa all'interno della successione carbonatica mesozoica medesima, alla sommità del Cretacico inferiore, contrariamente a quanto accade per gli olii rinvenuti in altre formazioni carbonatiche italiane, per i quali la roccia madre è essenzialmente confinata alla sommità del Triassico (Strati di Filettino, Calcari di Emma, Streppenosa). Le prove dell'origine dell'olio da una roccia madre di età cretacea sono date dall'analisi isotopica, che mostra un rapporto $\delta^{13}\text{C}$ intorno a valori 22-24 non compatibile con un'origine da carbonati triassici (rapporto isotopico da 29 a 31) e dalle caratteristiche della successione carbonatica, naftogenica, aptiano-albiana rinvenuta nei pozzi Tempa Rossa 2 e Perticara 1, perforati nel settore nord-occidentale del limitrofo Foglio 506 Sant'Arcangelo. Questa successione, che è stata definita, la "*roccia madre*" degli olii della Val d'Agri, presenta notevoli affinità con le sequenze carbonatiche ad alto contenuto di materia organica affioranti a M. Tobenna, nei pressi di Salerno, al di sotto del "livello ad *Orbitolina* sp." e a Capo d'Orlando nella Penisola Sorrentina. La formazione di bacini chiusi e pertanto favorevoli a notevoli accumuli di materia organica, durante l'intervallo temporale Aptiano-Albiano, è connessa, probabilmente, ai prodromi del

“*bulging* litosferico” (MINDZENTY *et alii*, 1995), che si generò in seguito alla collisione della Placca Apulo-Pannonica e della Placca Est-Carpatica con la chiusura relativa dell’Oceano di Vardar nel Cretacico medio.

Sia la genesi che la migrazione degli idrocarburi dell’alta Val d’Agri è stata probabilmente favorita dall’arrivo delle coltri alloctone, le quali hanno sicuramente agito favorevolmente sull’aumento del gradiente geotermico e quindi anche sull’attivazione delle reazioni di naftogenesi. Sta di fatto che l’intrappolamento degli idrocarburi nelle strutture non può essere che posteriore al Pliocene inferiore, considerata l’età della copertura argillosa e della traslazione dell’alloctono. Inoltre gli acquiferi dei giacimenti hanno una salinità molto bassa per la presenza di acque meteoriche, accertata da analisi isotopiche. Ciò, infatti, dimostra ulteriormente che la migrazione e l’intrappolamento degli idrocarburi sono recenti, perché essi non presentano la classica ossidazione da contaminazione con acqua dolce essendo mancato il tempo per la sua attuazione. È probabile che l’infiltrazione di queste acque meteoriche sia avvenuta nelle zone ove la sommità della Piattaforma Apula Interna è molto vicina alla superficie topografica o addirittura affiorante, come a M. Alpi, tra Castelsaraceno e Latronico (Foglio “Lauria”).

Alla luce dell’assetto geologico minerario dell’alta Val d’Agri, ormai accertato, oggi, possono essere spiegate le manifestazioni e le mineralizzazioni di olio della Valle del Cavolo. Un recente sondaggio, ubicato poco a sud di Tramutola, nei pressi della Piana di Magorno, denominato Giano Pepe 1, ha attraversato tutta la successione alloctona costituita dalla successione lagonegrese, la formazione di Albidona ed i Flysch Irpini, fino a raggiungere e penetrare i carbonati della Piattaforma Apula Interna. Il pozzo è risultato sterile, ma durante la perforazione ci sono state numerose manifestazioni di olio. Il fallimento del sondaggio è da attribuire alla mancanza di un’adeguata copertura della roccia serbatoio, che nell’area del giacimento di M. Alpi è esercitata, principalmente, dalle argille del Pliocene inferiore, qui assenti. L’olio è pertanto sfuggito e risalito proprio “*per adscensum*” (come affermato da LAZZARI, 1959b) nella successione alloctona, che altro non è che quella esplorata dai pozzi perforati anticamente nella Valle del Rio Cavolo. Pertanto l’olio rinvenuto e sfruttato nel Campo di Tramutola, a suo tempo, in realtà era solo una dismigrazione per assenza della copertura sul serbatoio principale.

Dopo la scoperta del giacimento di M. Alpi, nell’alta Val d’Agri sono stati accertati altri accumuli importantissimi come Cerro Falcone e Monte Enoc, e un altro importantissimo giacimento, Tempa Rossa, è stato scoperto nell’adiacente Foglio 506 Sant’Arcangelo.

Al momento il complesso dei giacimenti di M. Alpi è stato sviluppato con la perforazione di un notevole numero di pozzi dei quali molti orizzontali per aumentarne la produzione. Essa oggi supera i 90.000 barili/giorno ed il prodotto viene inviato dal centro olio di Viggiano, mediante oleodotto, alla raffineria di Taranto. La produzione complessiva di olio della Val d’Agri è in grado di assicurare circa il 10% del fabbisogno nazionale.

SCHEMI BIOZONALI
(M. Tescione)

1. - SUCCESSIONI DI BACINO: CONODONTI E AMMONOIDI

Si riporta in Tab. 1 lo schema biozonale integrato adottato da RIGO *et alii* (2005) per la datazione delle unità stratigrafiche lagonegresi del Triassico superiore (v. Titolo IV, Sottop. 1.1.1.). Per i conodonti esso è derivato, con minori modifiche, dalle biozonazioni di ORCHARD (1991a, 1991b), ORCHARD & TOZER (1997) e KOZUR & MOCK (1991). Per gli ammonoidi lo schema fa riferimento a DAGYS & DAGYS (1994).

Tab. 1 - *Correlazioni delle zonazioni a conodonti e ammonoidi del Norico superiore e Retico (da RIGO et alii, 2005).*

STAGE & SUBSTAGE		AMMONOID ZONES		CONODONT ZONES	
		Dagys & Dagys, 1994 Official S.T.S. Triassic stage nomenclature, 1992	Orchard & Tozer, 1997		Kozur & Mock, 1991
RHAETIAN		Choristoceras marshi	(Choristoceras crickmayi)	(Mi. posthernsteini)	Neoh. detrei
		Vandaitea stuerzenbaumi		-----	Mi. ultima
		Sagenites reticulatus	Paracochloceras amoenum	E. mosheri	Mi. posthernsteini
NORIAN	UPPER SEVASTIAN	Sagenites quinquepunctatus	Gnomohalorites cordilleranus	-----	Mi. hernsteini - Par. andrusovi
				E. bidentata	
	MIDDLE ALAUZIAN	Halorites macer	Mesohimavatites columbianus	IV	
				III	E. serrulata
				II	E. postera
		Himavatites hogarti		I	E. elongata
					E. spiculata

2. - SUCCESSIONI DI PIATTAFORMA CARBONATICA INTERNA-RETRO
MARGINE, DI MARGINE E DI SCARPATA

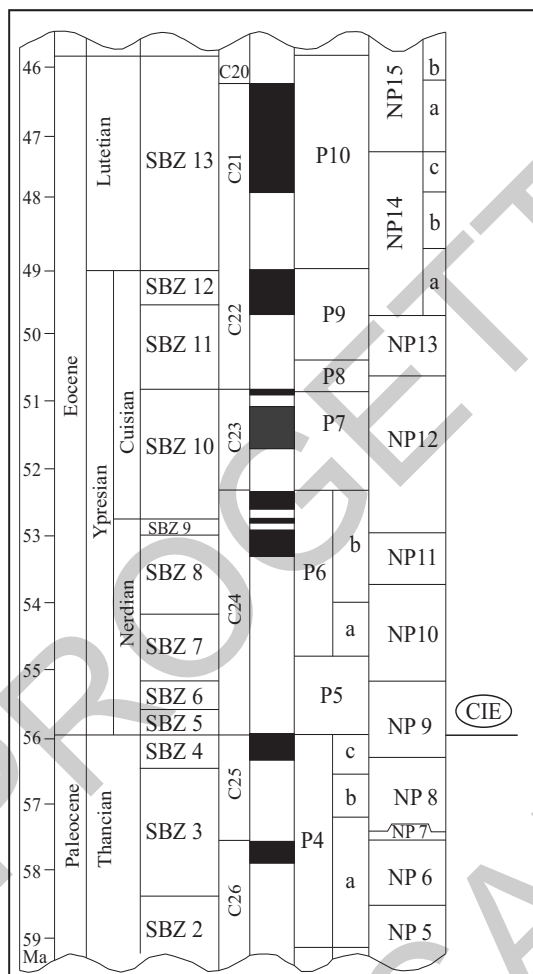
Per la definizione bio- e cronostratigrafica delle successioni carbonatiche mezozoiche delle unità Foraporta, Monti della Maddalena e Alburno-Cervati-Pollino sono stati utilizzati, fin dove possibile, gli schemi biozonali di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1977, 1978) con relativo aggiornamento di CHIOCCHINI *et alii* (1994,

Tab. 2 - Schemi biostratigrafici e riferimenti cronostratigrafici relativi alle facies mesozoiche di piattaforma interna-retromargine (a sinistra) e di margine (a destra) utilizzati nel Foglio "Moliterno". Schemi di CHIOCCHINI (parzialmente modificati da CHIOCCHINI et alii, 2005, già modificati da CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1977, 1978, e da CHIOCCHINI et alii, 1994).

scala cronostratigrafica		FACIES DI PIATTAFORMA CARBONATICA					
		INTERNA - RETROMARGINE			MARGINE		
		BIOZONE	SUBZONE	COMPARSE	BIOZONE	SUBZONE	COMPARSE
CRETACICO	SUPERIORE	MAASTRICHT.	Discorbidae e Miliolidae	↑ Raphydonina libanica	Orbitoides		↑ Orbitoides
			Orbotooides	↑ Siderolites calciatropoides			
		CAMPANIANO	Discorbidae e Ostracoda	↑ Orbitoides media ↑ Raudsooventia salentina	Hippuritidae e Radiolitidae		↑ Hippuritidae ↓ Orbitolina
		SANTONIANO	Accordiella conica e Rotorbinella scarsellai	↑ Accordiella conica			
		CONIACIANO		↑ Cislaveolina fraasi			
	INFERIORE	TURONIANO	Nezzazatinella cf. Aegyptiaca e Nummuloculina cf. irregularis Ch. gradata e P. reicheli	↑ Cislaveolina media ↑ Cislaveolina lenheri	Orbitolina		↑ Orbitolina ↑ Radiolitidae
		CENOMAN.	P. dubia e P. laurinsensis	↑ Neoragia insolita			
		ALBANO	Ostracoda e Miliolidae	↑ Cribellopsis arnaudae	Lithocodium aggregatum		↑ Montsalevia salevensis ↑ Protopenneropsis ultragranulata
		APTIANO	Archaealveolina reicheli Salpingoporella dinarica	↑ A. reicheli			
		BARREMIANO	?Cuneolina scarsellai e Cuneolina camposaurii	↑ ?Campanellula capensis			
		HAUTERIV.		↑ Cuneolina camposaurii			
GIURASSICO	SUPERIORE	VALANGIN.	Favreina salevensis e Salpingoporella annulata	↑ Montsalevia salevensis	Tubiphytes morronensis		↑ Tubiphytes morronensis
		BERRIASIANO					
	MEDIO	TITHONIANO	Clypeina jurassica	↑ Clypeina jurassica	Protopenneropsis striata		↑ Protopenneropsis striata
		KIMMERIDG.					
		OXFORDIANO	Kurnubia gr. palastiniensis	↑ K. gr. palastiniensis	Gutnicella cayeuxi		↑ Gutnicella cayeuxi
		CALLOVIANO		↑ Paleopfenderina salernitana			
TRIASSICO	INFERIORE	BATHONIANO	Paleopfenderina salernitana	↑ S. donzellii	Palaeodasycladus Antozoi e Idrozoi	Orbitopsella e Agerina martana	↑ Orbitopsella ↑ Agerina martana
		BAJOCIANO	Siphovalvulina variabilis	↑ Selliporella donzellii			
			Bosniella croatica	↑ Bosniella croatica	P. mediterraneus e Rivularia pie		↑ Palaeodasycladus mediterraneus
		AALENIANO	Echinodermata, Mollusca e Favreina sp.				
		TOARCiano	Palaeodasycladus mediterraneus	↑ Orbitopsella	Valvulinidae e Rivulariaceae		
		PLIENSACH.		↑ Palaeodasycladus mediterraneus			
		SINEMURIANO	Thaumatoporella parvovesiculifera		Triasina hantkeni e Griphoporella curvata		
		HETTANGIANO					
		TRIASSICO sup. RETICO	Triasina hantkeni e Griphoporella curvata				

Tab. .3 - Schema biozonale a foraminiferi bentonici e alghe dasicladali e riferimenti cronostratigrafici relativi per le facies mesozoiche carbonatiche di laguna e piana tidale, ricavato in base a DE CASTRO (1991). Per la grande incertezza circa l'estensione cronostratigrafica di alcune specie indice e dei relativi limiti di biozona, vengono proposte due alternative. I taxa e i nomi delle biozone sono riportati secondo le denominazioni originali di DE CASTRO (1991).

scala cronostratigrafica		BIOZONE	SUBZONE	COMPARSE E SCOMPARSE FOSSILI	SUBZONE (alternativa)	BIOZONE (alternativa)	
CRETACICO	CRETACICO SUPERIORE	Maa					
		Cam					
		San	Accordiella conica e Montcharmontia apenninica				
		Con		↑ Montcharmontia apenninica			
		Tur	Mayncina sp.				
		Cen	Chrysalidina gradata e Cisaalveolina fraasi Pseudorhapydionina dubia Peneroplis parvus	↑ Ch. gradata ↓ C. fraasi ↑ Ch. gradata ↑ Peneroplis parvus Peneroplis parvus			
	CRETACICO INFERIORE	Alb	Sabaudia minuta				
		Apt	Salpingoporella dinarica	↓ Salpingoporella dinarica			
		Brm		↑ Salpingoporella dinarica ↓ C. capuensis ↑ C. capuensis			
		Hau	Cuneolina laurentii	↑ Cuneolina laurentii			
		Vlg	Pseudocyclammina lituus	↑ Pseudocyclammina lituus			
		Ber	Salpingoporella annulata Campbeliella striata	↓ Campbeliella striata ↓ Clypeina jurassica			
		Tit	Clypeina jurassica			SUBZONE (alternativa)	BIOZONE (alternativa)
		Kim		↑ Clypeina jurassica			
		Oxf	Kurnubia palastinensis		↑ Kurnubia palastinensis ? ↓ P. salernitana ?		Kurnubia palastinensis
		Civ		Kurnubia palastinensis ? P. salernitana ↑ P. salernitana		Pfenderina salernitana	
GIURASSICO	GIURASSICO MEDIO	Bth	Valvulina lugeoni	↑ Pfenderina salernitana ↑ P. salernitana		Valvulina lugeoni	
		Baj	Selliporella donzellii	↑ Selliporella donzellii ↑ Valvulina lugeoni	↓ S. donzellii ↑	Selliporella donzellii	
		Aal	Mesoendothyra croatica				
		Toa		↑ Gutnicella bizonorum ↓ Gutnicella cayeuxi ↑ Mesoendothyra croatica			
	GIURASSICO INFERIORE	Plb	Paleodasycladus mediterraneus				
		Sin					
		Het	Thaumatoporella		↑ Paleodasycladus mediterraneus		
		Rht			↑ Triasina hantkeni		
		Triassico sup. p.p.					



Tab. 4 - Schema di correlazione cronostratigrafica per l'intervallo Paleocene-Eocene (da VECCHIO et alii, 2007). Zonazione dei foraminiferi planctonici (P) da BERGGREN et alii (1995), del nannoplankton calcareo (NP) da MARTINI (1971), e Shallow Benthic Zones (SBZ) modificate da SERRA-KIEL et alii (1998). Escursione degli isotopi del carbonio (CIE) da PUJALTE et alii (2003).

2005). Si tratta di suddivisioni biozonali differenti per le differenti facies carbonatiche (di piattaforma interna e retromargine, di margine, di scarpata esterna), tenendo conto delle diverse associazioni microfossilifere che si sviluppano in essi nel corso del tempo (Tab. 2; per le facies di scarpata esterna vedi Fig. 3 in CHIOCCINI *et alii*, 1994). Per lo studio di alcune successioni nel Foglio “Moliterno” tali schemi sono stati validamente adottati anche da MANCINELLI & COCCIA (2003).

Talvolta la scarsità di alcune specie indice o di dati disponibili non ha permesso di riconoscere le corrispondenti biozone e si sono utilizzati eventi biostratigrafici meglio identificabili nelle successioni studiate.

Un'altra biozonazione molto adoperata per le successioni carbonatiche mesozoiche d'acqua bassa dell'Appennino è quella di DE CASTRO (1991), adottata da diversi fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 tra cui i vicini fogli "Lauria" e "Sala Consilina". Le suddivisioni di DE CASTRO (1991) presentano talvolta lievi discrepanze rispetto agli schemi di CHIOCCHINI *et alii* (1994, 2005), per gli eventi biostratigrafici utilizzati o per l'età attribuita ad alcune biozone, ma sono state utilizzate in questo Foglio in alcuni casi come integrazione delle precedenti.

È in ogni caso da rilevare che pur essendo abbastanza ben conosciuta la successione dei bioeventi che hanno permesso di stabilire delle suddivisioni biozonali in questo tipo di successioni, la loro età cronostratigrafica non è solitamente nota con precisione e può presentare margini notevoli d'incertezza. Raramente infatti le età degli intervalli di distribuzione dei microorganismi bentonici di piattaforma utilizzati per la biostratigrafia (principalmente, foraminiferi e alghe calcaree) sono tarate per correlazione con scale bio-cronostratigrafiche standard con alta risoluzione temporale (ad esempio foraminiferi planctonici, nannoplancton calcareo, ammoniti) o mediante correlazioni integrate con eventi e curve di tipo geochimico.

Per la formazione di Trentinara (**TRN**), presente solo nell'Unità tettonica Alburno-Pollino-Cervati (v. Sottopar. 1.2.3.), si fa riferimento al recente schema di VECCHIO *et alii* (2007), ispirato con aggiornamenti e minori modifiche alla biozonazione standard per i foraminiferi d'acqua bassa di SERRA-KIEL *et alii* (1998).

BIBLIOGRAFIA

- ALDEGA L., CELLO G., CORRADO S., CUADROS J., DI LEO P., GIAMPAOLO C., INVERNIZZI C., MARTINO C., MAZZOLI S., SCHIATTARELLA M., ZATTIN M. & ZUFFA G. (2005) – *Tectono-sedimentary evolution of the southern Apennines (Italy): thermal constraints and modeling*. Atti Ticinensi Sci. Terra, Ser. Spec., **9**: 135-140, Pavia.
- ALVAREZ W. (1976) – *A former continuation of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**: 891-896.
- AMATO A. (2000) – *Estimating Pleistocene Tectonic Uplift Rates in the Southeastern Apennines (Italy) from Erosional Land Surfaces and Marine Terraces*. In: O. SLAYMAKER (Ed.): “*Geomorphology, Human Activity and Global Environmental Change*”. Wiley: 67-87, Chichester.
- AMATO A. & CINQUE A. (1999) – *Erosional landsurfaces of the Campano-Lucano Apennines (S. Italy): genesis, evolution, and tectonic implication*. Tectonophysics, **315**: 251-267.
- AMATO A. & MONTONE P. (1997) – *Present-day field and active tectonics in southern peninsular Italy*. Geophys. J. Int., **130**: 519-534.
- AMODEO F. (1999) – *Il Triassico terminale - Giurassico del Bacino Lagonegrese. Studi stratigrafici sugli Scisti Silicei della Basilicata (Italia meridionale)*. Mém. Géol., **33**: 1-121, Lausanne.
- AMODEO F. & BAUMGARTNER P.O. (1994) – *Stratigraphic revision of the “Scisti Silicei” Formation (Upper Triassic-Upper Jurassic), Lagonegro basin, southern Italy. Preliminary report*. Paleopelagos, **4**: 35-46.
- AMODEO F., MOLISSO F., KOZUR H., MARSELLA E. & D’ARGENIO B. (1993) – *Age of Transitional Beds from “Cherty Limestones” (calcarei con selce) to “Radiolarites” (scisti silicei) in the Lagonegro Domain (Southern Italy). First evidence of Rhaetian conodonts in peninsular Italy*. Boll. Serv. Geol. It., **60** (1991): 3-22, Roma.
- AMODIO-MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN-LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) – *L’Arco Calabro-peloritano nell’orogene appenninico-magrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AMORE 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.
- ANELLI M. (1939) – *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell’Italia meridionale*. Atti Soc. Nat. Mat., **70**: 1-13, Modena.
- AUTORITÀ INTERREGIONALE DI BACINO DELLA BASILICATA (2003) – *Le risorser idriche sotterranee della alta Val d’Agri*. Collana editoriale di studi e ricerche, **3**: 1-498, Potenza.
- AZZAROLI A. (1962) – *Affioramento di calcare permiano presso Potenza*, Boll. Soc. Geol. It., **81**: 85-86.
- BALDACCI L. & VIOLA C. (1894) – *Sull’estensione del Trias in Basilicata e sulla tettonica generale dell’Appennino meridionale*. Boll. R. Com. Geol. d’It., **25** (4): 372-390, Roma.
- BARATTOLO F. & PARENTE M. (1991) – *Late Cretaceous-Paleogene of Roccadaspide (Salerno, Campania)*. In: F. BARATTOLO, P. DE CASTRO & M. PARENTE (Eds.): “*Field trip guide-book 5th international symposium on fossil algae*”. p.106-120. Giannini, Napoli.
- 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 IUGS-UNESCO IGCP 393, July 18th-31st. Ann. Un. Ferrara, Sez. Sci. Terra, **8**, suppl.: 15-39.
- BARATTOLO F. & RUSSO A. (1991) – *Middle Jurassic-Early Cretaceous of Tramutola (Potenza, Basilicata)*. In: F. BARATTOLO, P. DE CASTRO & M. PARENTE (Eds.): “*Field trip guide-book 5th international symposium on fossil algae*”. p. 91-102. Giannini, Napoli.
- BARUFFINI L., LOTTAROLI F., TORRICELLI S. & LAZZARI D. (2000) – *Stratigraphic revision of the Eocene Albidona Formation in the type locality (Calabria, southern Italy)*. Riv. It. Paleont. Strat., **106** (1): 73-98.

- 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**: 143-153.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BERGGREN W.A., KENT D.V., SWISHER C.C. & AUBRY M.-P. (1995) - *A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy*. In: W.A. BERGGREN, D.V. KENT, M.-P. AUBRY & J. HARDENBOL (Eds.): "Geochronology, time scales and global stratigraphic correlation". SEPM, Spec. Publ., **54**: 129-212, Tulsa.
- 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**: 161-175.
- BOENZI F., CAPOLOGO D., CECARO G., D'ANDREA E., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2004) - *Evoluzione geomorfologica polifasica e tassi di sollevamento del bordo sud-occidentale dell'alta Val d'Agri, Basilicata*. Boll. Soc. Geol. It., **123**: 357-372.
- BOENZI F. & CIARANFI N. (1970) - *Stratigrafia di dettaglio del Flysch di Gorgoglione*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 65-79.
- BOIANO U. (1997) - *Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, Upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework*. Sedimentary Geology, **107**: 231-262.
- BONARDI G., AMORE F.O., CIAMPO G., DE CAPOA P., MICONNET P. & PERRONE V. (1988) - *Il Complesso Liguride Auct.: stato delle conoscenze e problemi aperti sulla sua evoluzione pre-appenninica ed i suoi rapporti con l'Arco Calabro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 17-35.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-peloritani arc in a semiquantitative palynospastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-284.
- BONARDI G., CIAMPO G. & PERRONE V. (1985) - *La formazione di Albidona nell'Appennino calabro-lucano: ulteriori dati biostratigrafici e relazioni con le unità esterne appenniniche*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 539-549.
- BONARDI G., D'ARGENIO B. & PERRONE V. (1992) - *Carta geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000. Breve presentazione*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988), (2): 13-41.
- BONARELLI G. (1932) - *Possibilità petrolifere nel territorio di Tramutola in Basilicata*. Giornale di Geologia, **7**: 25-46, Bologna.
- BONI M., IPPOLITO F., SCANDONE P. & ZAMPARELLI-TORRE V. (1974) - *L'Unità del Monte Foraporta nel Lagonegrese (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 469-512.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique recente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**: 1-104.
- BRANCACCIO L., CINQUE A., ROMANO P., ROSSKOPF C., RUSSO F., SANTANGELO N. & SANTO A. (1991) - *Geomorphology and neotectonic evolution of a sector of the Tyrrhenian flank of Southern Apennines (Region of Naples, Italy)*. Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd. **82**: 47-58.
- BRÖNNIMANN P., DURAND DELGA M., GRANDJAQUET C. (1971) - *Présence simultanée de Protopenneroplis striata WEINSCHENK et de Calponelles néocomiennes dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie méridionale)*. Rev. Micropaleontol., **14**: 96-101.
- BRUNO G. (1898) - *Idee sulle future ferrovie che interessano la Basilicata e progetto di massima di una ferrovia economica dalla stazione di Casalbuono sulla linea Sicignano-Lagonegro per Moliterno al fiume Agri tra Spinoso e Montemurro*. 63 pp., Stab. Tipo-stereotipo di F. Di Gennaro e A. Morano, Napoli.
- BUDETTA P., CELICO P., CORNIELLO A., DE RISO R., DUCCI D. & NICOTERA P. (1994) - *Carta idrogeologica della Campania 1/200.000 - Memoria illustrativa*. Atti IV Conv. Int. di Geoingegneria "Difesa e valorizzazione del suolo e degli acquiferi", Torino, 10-11 marzo 1994, **2**: Gli acquiferi: 565-586,

Associazione Mineraria Subalpina, Torino.

- BURRATO P. & VALENSISE G. (2008) - *Rise and Fall of a Hypothesized Seismic Gap: Source Complexity in the Mw 7.0 16 December 1857 Southern Italy Earthquake*. Bull. Seism. Soc. of Am., **98**: 139–148.
- CAPOLONGO D., CECARO G., GIANO S.I., LAZZARI M. & SCHIATTARELLA M. (2005) - *Structural control on drainage pattern of south-western side of Agri River high valley, southern Apennines, Italy*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **28**: 169–180.
- CARANNANTE G., GRAZIANO R., PAPPONE G., RUBERTI D. & SIMONE L. (1999) - *Depositional System and Response to Sea Level Oscillations of the Senonian Rudist-bearing Carbonate Shelves. Example from Central Mediterranean Areas*. Facies, **40**: 1–24.
- CARBONE S., CATALANO S., LAZZARI S., LENTINI F. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della Carta Geologica del Bacino del Fiume Agri (Basilicata)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 129–143.
- CARBONE S., CATALANO S., LENTINI F. & MONACO C. (1988) - *Le unità stratigrafico-strutturali dell'alta Val d'Agri (Appennino Lucano) nel quadro dell'evoluzione del sistema Catena-Avanfossa*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 331–341.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema Catena-Avampaese nell'Appennino meridionale. Problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Paleont. Strat., **96** (2-3): 271–296.
- CARBONE S., LENTINI F., SONNINO M. & DE ROSA R. (1987) - *Il Flysch Numidico di Valsinni (Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 331–345.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrogeol., **20**: 223–243.
- CARRARO F. (1996) - *L'importanza dello studio delle superfici di erosione nell'approccio allostratigrafico alla Geologia del Quaternario*. Il Quaternario, **9**: 197–200.
- CARTA DEI TERRENI DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA (1972) - Scala 1:100.000, a cura di P. Scandone, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DELL'APPENNINO MERIDIONALE (1988) - scala 1:250.000, a cura di G. Bonardi, B. D'Argenio & V. Perone, S.E.L.CA, Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991) - scala 1:50.000 (2 fogli), Direzione F. Lentini, S.E.L.CA, Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE (1999) - scala 1:50.000, a cura di T. Pescatore, P. Renda e M. Tramutoli, System Cart, Roma.
- CASERO P., ROURE F., MORETTI I., MULLER C., SAGE L. & VIALLY R. (1988) - *Evoluzione geodinamica neogenica dell'Appennino Meridionale*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Sorrento, 13–17 Settembre 1988, **B**: 59–66.
- CASERO P., ROURE F. & VIALLY R. (1991) - *Tectonic framework and petroleum potential of the southern Apennines*. In: A.M. SPENCER (Ed): "Generation, accumulation, and production of Europe's hydrocarbons". European Ass. Petrol. Geosc., spec. publ. n. **1**: 381–387.
- 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.
- CASTELLANO M.C. & SGROSSO I. (1996) - *Età e significato dei depositi miocenici della Formazione di Monte Serio e possibile evoluzione cinematica dell'Unità Monti della Maddalena nell'Appennino campano-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **51** (1): 239–249.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1983) - *Infraliassic strike-slip tectonics in Sicily and Southern Apennines*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 5–10.
- CATALANO S. (1991) - *Rapporti strutturali tra le Unità Panormidi e le Unità Lagonegresi nell'Appennino Lucano: esempio della zona tra Moliterno e Monte Sirino*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 251–262.
- CATALANO S., CARBONE S. & LENTINI F. (1993) - *Il Flysch di Gorgoglione nell'ambito dell'evoluzione dell'Appennino lucano*. Giorn. Geol., **55** (1): 165–178, Bologna.
- CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Affinità composizionali tra la Formazione del Saraceno ed il Flysch*

- di Albidona nell'Appennino Calabro-Lucano. Rend. Soc. Geol. It., **13**: 85-88.
- 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): 837-856.
- CELICO P. (1978) - *Schema idrogeologico dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Un. Napoli, **14**(1): 1-97.
- CELICO P. (1983a) - *Idrogeologia dell'Italia centro-meridionale*. Quad. Cassa Mezzogiorno, **4** (2): 1-225, Roma.
- CELICO P. (1983b) - *Le risorse idriche sotterranee dell'Appennino carbonatico centro-meridionale*. Idrotecnica, **1983** (1): 3-17, Roma.
- CELICO P., DE VITA P., MONACELLI G., SCALISE A.R. & TRANFAGLIA G. (responsabili scientifici) (2004) - *Carta Idrogeologica dell'Italia meridionale*. In: Atti della VII Conferenza Nazionale delle Agenzie Ambientali. APAT, Roma.
- 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.
- CELLO G., COCCIA B., MANCINELLI A., MATTIONI L., MAZZOLI S. & SHINER P. (2003) - *Architettura pre-orogena della piattaforma carbonatica appenninica nell'alta Val d'Agri (Lucania, Italia meridionale)*. Studi Geol. Camerti, n. ser., **2002** (2): 45-52, Camerino.
- CELLO G., GAMBINI R., MAZZOLI S., READ A. & TONDI E. (1998) - *The Val d'Agri fault system (southern Italy)*. In: G. CELLO, G. DEIANA, G. INVERNIZZI & C. TONDI (Eds): "The Resolution of Geological Analysis and Models for Earthquake Faulting Studies". Camerino, Italy, Abstract Vol., 33-35.
- CELLO G., GAMBINI R., MAZZOLI S., READ A., TONDI E. & ZUCCONI V. (2000) - *Fault zone characteristics and scaling properties of the Val d'Agri Fault System (Southern Apennines, Italy)*. J. Geodynamics, **29**: 293-307.
- CELLO G. & MAZZOLI S. (1999) - *Apennine tectonics in southern Italy: a review*. Jour. Geodynamics, **27**: 191-211.
- CHANNEL J. E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African promontory, in Mesozoic Mediterranean paleogeography*. Earth Sci. Rev., **15**: 213-292.
- CHIOCCHINI M., COCCIA B., MANCINELLI A., ROMANO A. & URGERA A. (2005) - *Biostratigrafia ed evoluzione paleogeografica del Mezoico dell'area del Monte Cairo e di Vallerotonda (Lazio meridionale, Italia)*. Stud. Geol. Camerti, nuova ser., **1/2004**: 7-55.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasycladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Stud. Geol. Camerti, vol. spec., "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Stud. Geol. Camerti, **3**: 109-152.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1978) - *Ricerche geologiche sul Mesozoico del Gran Sasso d'Italia (Abruzzo). III. Correlazioni microbiostratigrafiche tra facies di margine della piattaforma carbonatica e facies pelagiche del Giurassico e Cretaceo inferiore*. Stud. Geol. Camerti, **4**: 19-36.
- CIARANFI N. (1965) - *Osservazioni geologiche nel gruppo del M. Raparo (Lucania sud-occidentale)*. Studi geol. morf. reg. lucana, **1**: 1-20, Bari.
- CIARANFI N. (1972) - *Il Flysch di Gorgoglione*. Boll. Serv. Geol. It., **92**: 101-114, Roma.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., MARTINI R. & ZANINETTI L. (1986) - *Une microfaune à petits Foraminifères d'âge permien remaniée dans le Trias moyen de l'Apennin méridional (Formation du Monte Facito, Lucanie occidentale). Description de Crescentia vertebralis, n. gen. n. sp.* Rev. Paléobiol, **5**: 207-215, Genève.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRANTONI R., PASSERI L. & ZANINETTI L. (1988) - *La Formazione di Monte Facito (Appennino Meridionale)*. Atti del 75° Congr. Soc. Geol. It., Sorrento 1988, vol. **B**: 132-135.
- CIARAPICA G., CIRILLI S., PANZANELLI FRANTONI R., SALVINI-BONNARD G. & ZANINETTI L. (1990) - *Reworked Foraminifera in the Triassic Monte Facito Formation Auctt., Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 143-149.

- CIARAPICA G. & PASSERI L. (2000) – *Le facies del Triassico inferiore e medio (Fm. di Monte Facito Auctt.) nelle aree di Sasso di Castalda e di Moliterno (Basilicata)*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 339-378.
- CIVILE D. (2004) – *Rapporti strutturali tra l'Unità Monti della Maddalena e le unità lagonegresi tra Vietri di Potenza e Pergola (Appennino campano-lucano)*. Tesi di Dottorato in Geologia del Sedimentario, Consorzio delle Università di Napoli "Federico II" e di Palermo.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & LA TORRE M. (1972) – *Les facies sedimentaires du Bassin Irpinien (Italie meridionale)*. Atti Accad. Pontaniana, n. s., **21**: 13 pp., Napoli.
- COLELLA A. ED. (2003) – *Le risorse idriche dell'alta Val d'Agri*. Collana Editoriale di Studi e Ricerche dell'Autorità Interregionale di Bacino della Basilicata, **3**: 399 pp.
- CORTESE E. (1885) – *Ricognizione geologica da Bufaloria a Potenza in Basilicata*. Boll. R. Com. Geol. d'It., s. 2, **6** (7-8): 202-213, Roma.
- COTECCHIA V. & DEL PRETE M. (1970) – *Geologia dei dintorni di Vietri e Potenza e particolari caratteri di instabilità dei versanti in flysch ed argille varicolori*. Geol. Appl. Idrogeol., **5**: 57-132.
- COTECCHIA V., NUZZO G., SALVEMINI A. & VENTRELLA N.A. (1989) – *Studi idrogeologici sulla sorgente "La Peschiera di Pedale" di Marsico Vetere (PZ - Italia meridionale) nell'alta Val d'Agri*. Geol. Appl. Idrogeol., **23** (1988): 117-174, Bari.
- CREMA C. (1902) – *Il petrolio nel territorio di Tramutola (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **21**(1): XXXVI-XXXVIII, Roma.
- CREMA C. (1924) – *Intorno ad alcuni nuovi lembi morenici in Basilicata*. Boll. R. Uff. Geol. d'It., **49** (1922-1923), (5): 1-11, Roma.
- CREMA C. (1925) – *Esistono carreggiamenti nei dintorni di Tramutola in Basilicata?* Boll. R. Uff. Geol. d'It., **50** (1924-25), (5): 5-7, Roma.
- CREMA C. (1926) – *Giacimenti della Basilicata*. In: R. UFFICIO GEOLOGICO: "Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia". Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **20**: 191-209, Roma.
- CRESCENTI U. (1966) – *Osservazioni sulla stratigrafia dell'Appennino meridionale alla luce delle recenti ricerche micropaleontologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **85** (2): 541-579.
- CRITELLI S. & LOIACONO F. (1988) – *Provenienza e dispersione dei sedimenti del Flysch di Gorgoglione (Langhiano-Tortoniano, Appennino Lucano): implicazioni sull'evoluzione delle mode detritiche arenacee nell'orogene sudappenninico*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 809-826.
- CUCCI L., PONDRELLI S., FREPOLI A., MARIUCCI M.T. & MORO M. (2004) – *Local patterns of stress field and seismogenic sources in the Pergola Melandro basin and in the Agri Valley (Southern Italy)*. Geophys. J. Int., **156**: 575-583.
- DAGYS A.S. & DAGYS A.A. (1994) – *Global correlation of the terminal Triassic*. Mém. Géol., **22**: 25-34, Lausanne.
- D'ARGENIO B. & IETTO A. (1988) – *Tettonica distensiva da faglie normali a basso angolo (LANFs) nell'Appennino meridionale*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It.: "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale". Sorrento 13-17 settembre 1988, vol. A: 225-231, G. Ricolo Ed., Benevento.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) – *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania, Lucania)*. Atti del Convegno: "Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino". Accad. Naz. Lincei, Quad. **183**: 49-72, Roma.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1975) – *Structural pattern of the Campania-Lucania Apennines*. In: L. OGNIBEN, M. PAROTTO & A. PRATURLON (Eds.): "Structural model of Italy". Quad. Ric. Scien., **90**: 313-327, 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.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1987) – *Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 241-246.

- DE ALFIERI A., GUZZI R., SACCHI M., D'ARGENIO B., PERRONE V. & ZAMPARELLI V. (1987) - *Monte Foraporta Unit: a minor element of Southern Apennine nappes pile: stratigraphic and tectonic study*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986): 171-178.
- DE BLASIO I., LIMA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1978) - *Studio petrografico e biostratigrafico di una sezione della Formazione del Saraceno nell'area-tipo (Calabria nord-orientale)*. Riv. It. Pal. Strat., **84** (4): 947-972.
- DE CAPOA BONARDI P. (1970) - *Le Daonelle e le Halobie della serie calcareo-silico-marnosa della Lucania (Appennino meridionale)*. Studio paleontologico e biostratigrafico. Mem. Soc. Natur. in Napoli, 1 suppl. al Boll. **78**: 1-130.
- DE CAPOA BONARDI P. (1985) - *Halobia zones in the pelagic Late Triassic sequences of the Central Mediterranean area (Greece, Yugoslavia, Southern Apennines, Sicily)*. Boll. Soc. Paleontol. It., **23** (1984), (1): 91-102, Modena.
- DE CAPOA P. & PERRONE V. (1989) - *Rinvenimento di nannoflore dell'Aquitano superiore nella Formazione del Bifurto (Appennino meridionale)*. Atti della Conferenza scientifica annuale sulle attività di ricerca dei dipartimenti, 13-15 dicembre 1989, Napoli: 98-99.
- DE CASTRO P. (1987) - *Le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico italiano: diffusione areale e lineamenti biostratigrafici*. Boll. Soc. Paleont. It., **26** (3): 309-325, 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. p. 21-44. Giannini, Napoli.
- DE CASTRO P., D'ARGENIO B., EMILIANI C. & SIMONE L. (1975) - *Bahamian and Apenninic limestones of identical lithofacies and age*. AAPG Bull., **59** (3): 524-533, Tulsa.
- D'ECCLESII G. & POLEMIO M. (1994) - *Condizioni di emergenza di alcune tra le principali scaturigini della Basilicata*. Geol. Romana, **30**: 105-112.
- DE GIORGI C. (1879a) - *Abbozzo di Carta geologica della Basilicata*. (Scala 1:400.000). Stab. Lit. Virano e Teano, Roma.
- DE GIORGI C. (1879b) - *Note geologiche sulla Basilicata*. pp. 152, 8 tavv., 1 carta geol. f.t., Tipografia editrice salentina, Lecce.
- DE LORENZO G. (1892) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Accad. Lincei, **1** (9): 316-317.
- DE LORENZO G. (1894a) - *Le montagne mesozoiche di Lagonegro*. Atti R. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, s. 2, **6** (15): 1-124.
- DE LORENZO G. (1894b) - *Osservazioni geologiche sul tronco ferroviario Casalbuono-Lagonegro della linea Sicignano-Castrocucco: nota di Giuseppe De Lorenzo*. Atti R. Ist. Incoraggiam. Napoli, s. 4, **7** (5): 1-5.
- DE LORENZO G. (1895) - *Osservazioni geologiche nell'Appennino della Basilicata meridionale*. Atti R. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, s. 2, **7** (8): 1-32.
- DE LORENZO G. (1897) - *Studi di geologia nell'Appennino meridionale*. Atti R. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, s. 2, **8** (7): 1-128.
- DE LORENZO G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti R. Accad. Sci. Fis. Mat. Napoli, s. 2, **9** (6): 1-74.
- DE LORENZO G. (1937) - *Geologia dell'Italia meridionale* (a cura di G. D'ERASMO). 326 pp., E.P.S.A. Ed, Politecnica S.A., Napoli.
- DE STASIO L.M. (1971) - *Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (serie calcareo-silico-marnosa)*. Mem.Soc. Natur. in Napoli, **78** (1969): 409-419.
- DE TCHIHATCHOFF P. (1842) - *Coup d'oeil sur la constitution geologique des provinces meridionales du royaume de Naples: suivi de quelques notions sur Nice et ses environs*. 284 pp., 1 tav. (Carta del Regno di Napoli) f.t., S. Schropp & Comp., Berlin.
- DE WEVER P. & MICONNET P. (1985) - *Datations directes des Radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie meridionale). Implications et conséquences*. Rev. Espanola Micropal., **17**: 373-402, Madrid.

- DIETRICH D. & SCANDONE P. (1972) - *The position of the basic and ultrabasic rocks in the tectonic units of the Southern Apennines*. Atti Accad. Pontaniana, n. s., **21** (1971-72): 61-75, Napoli.
- DI GIROLAMO P., MORRA V. & GALDI V. (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, Roma.
- DI LEO P., GIANO S.I., MONGELLI G. & SCHIATTARELLA M. (1999) - *I livelli vulcanici in Val d'Agri*. Reg. Basilicata, n. **91**: 43-48, Potenza.
- DI LEO P., GIANO S.I. & SCHIATTARELLA M. (2002) - *Volcaniclastic layers in upper Triassic-Jurassic deep-sea sediments from the Lucanian Apennine, southern Italy: mineralogy, geochemistry and palaeotectonic implications*. Per. Mineral., **71** (1): 49-63, Roma.
- DI NIRO A. & GIANO S. I. (1995) - *Evoluzione geomorfologica del bordo orientale dell'alta Val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1995), **2**: 207-218.
- DI NIRO A., GIANO S. I. & SANTANGELO N. (1992) - *Primi dati sull'evoluzione geomorfologica e sedimentaria del bacino dell'alta Val d'Agri (Basilicata)*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992), **1**: 257-263.
- DI STASO A. & GIARDINO S. (2002) - *New integrate biostratigraphic data about the Saraceno formation (North-Calabrian Unit; Southern Apennines)*. Boll. Soc. Geol. It., Vol. spec. **1**: 517-526.
- DI STEFANO G. (1892) - *Sulla estensione del Trias superiore nella provincia di Salerno*. Boll. Soc. Geol. It., **11**: 229-233.
- DONZELLI G. & CRESCENTI U. (1970) - *Segnalazione di una microbiofacies permiana, probabilmente rimaneggiata, nella Formazione di M. Facito (Lucania occidentale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **79**: 59-75.
- FANCELLI R., GHELARDONI R. & PAVAN G. (1966) - *Considerazioni sull'assetto tettonico dell'Appennino calcareo centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **5** (1): 67-90.
- FIANO E. (2004) - *Studio dei rapporti tra i depositi del gruppo del Cilento e quelli dell'Unità Alburno-Cervati-Pollino (Appennino meridionale)*. Tesi di dottorato, Università degli Studi Federico II di Napoli.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **24**: 247-426.
- FINETTI I. (Ed.) (2005) - *CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region*. Elsevier Science, 777 pp., Amsterdam.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale-ArcoCalabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DEL BEN A., GELETTI R. & PIPAN M. (1997) - *Dominanti geologico-strutturali del segmento orogenico Appennino Meridionale – Arco Calabro- Sicilia*. Convegno Naz. Prog. CROP Trieste, Giugno 1997.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005) - *Crustal tectonostratigraphy and geodynamics of the Southern Apennines from CROP and other integrating geophysical data*. In: I.R. Finetti (Ed.): "CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region". Elsevier, spec. vol., chapter **12**: 225-262.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1972) - *Regional reflection seismic exploration of the Strait of Sicily*. Saclant Conference, 7, La Spezia.
- FINETTI I. & MORELLI C. (1973) - *Geophysical exploration of Mediterranean Sea*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **15**: 263-341.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to early middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**(1): 1-37.
- GALDI B. (1918) - *Ricerche scientifiche e pratiche sui petroli dell'Italia meridionale continentale*. Atti Ist. Incoragg., s. 6, **70**: 87-238, 4 carte geol. f.t., Napoli.

- GEOLOGICAL MAP OF THE POTENZA-GUARDIA PERTICARA AREA (1999) - scala 1:50.000, a cura di M. Bonini e F. Sani, S.EL.CA., Firenze.
- GHEZZI G. & BAYLISS D.D. (1963) - *Uno studio del Flysch nella regione calabro-lucana. Stratigrafia, tettonica e nuove idee sul Miocene dell'Appennino meridionale*. Boll. Serv. Geol. It., **84** (1963): 3-64.
- GHEZZI G. & MARCHETTI M.P. (1964) - *Contributo alla conoscenza stratigrafica e sedimentaria del Terziario superiore della Calabria e della Basilicata*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 1155-1174.
- GIANO S.I., LAPENNA V., PISCITELLI S. & SCHIATTARELLA M. (1997a) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull'assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell'alta Val d'Agri (Basilicata)*. Il Quaternario, **10** (2): 589-594.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radio-carbon dating of active faulting in the Agri high Valley, Southern Italy*. Journ. Geodynamics, **29**: 371-386.
- GIANO S.I., POSSIDENTE L. & SCHIATTARELLA M. (1997b) - *Studi di sismotettonica in Basilicata: il caso dell'alta Val d'Agri*. Reg. Basilicata, N. **2**: 47-68.
- GIANO S.I. & SCHIATTARELLA M. (2002) - *Geomorfologia e Neotettonica dell'alta Val d'Agri*. In: F. BOENZI. & M. SCHIATTARELLA (Eds.): *"Guida all'escursione geomorfologica: dalla val d'Agri a Matera"*. Assemblea AIGEO, Giugno 2002, Potenza.
- GIBBARD P.L., HEAD M.J., WALKER M.J.C., The Subcommission on Quaternary Stratigraphy (2010) - *Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma*. Journal of Quaternary Science, **25**: 96-102.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. & GRANDJACQUET C. (1961) - *L'orogénèse ponto-plio-quaternaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques*. C.R. Aca. Sc. Paris, **252**: 145-147.
- GRANDJACQUET C. (1962) - *Données nouvelles sur la tectonique tertiaire des massifs calabro-lucaniens*. Bull. Soc. Géol. France, **4**: 695-706.
- GRANDJACQUET C. (1963a) - *Importance de la tectonique tangentielle en Italie meridionale*. Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **5**: 109-113.
- GRANDJACQUET C. (1963b) - *Schéma structural de l'Apennin Campano-Lucanien (Italie)*. Rév. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **5**: 185-202.
- GRANDJACQUET C. & MASCLE G. (1978) - *The structure of the Ionian Sea, Sicily and Calabria-Lucania*. In: A.E. NAIRN, W.H. KANES & F.G. STHELI (Eds.): *"The ocean basin and margins"*, Vol. **4B**: 257-329, Plenum, Pub. N.York.
- GRIMALDI S. & SOMMA G. (2005) - *Caratteri idrogeologici ed idrogeochimici del settore meridionale dei Monti della Maddalena (Appennino Meridionale)*. Giorn. Geol. Appl., **2**: 348-356, Udine.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (2004) - *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*, versione 2004 (CPTI04). INGV, Bologna, scaricabile dal sito <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI04/>
- GRYZBWSKI J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40** (1-2): 85-97.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJACQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectonogénétique de la liasion Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-381.
- IANNACE A. & ZAMPARELLI V. (2002) - *Upper Triassic platform margin biofacies and the paleogeography of Southern Apennines*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., **179** (1): 1-18, Amsterdam.
- IETTO A. & BARILARO A.M. (1993) - *L'unità di San Donato quale margine deformato cretacico-paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino meridionale-Arco Calabro)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 477-496.
- INCORONATO A., NARDI G. & ORTOLANI F. (1978) - *Assetto strutturale dei massicci carbonatici della Campania meridionale. Implicazioni idrogeologiche*. Rend. Accad. Sci. Fis. Mat., s. **4**, **45**: 479-492, 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, Tripoli.

- IPPOLITO F., LUCINI P. & SPADA A. (1954) - *Osservazioni geologiche sulla zona di Monticchio nella bassa valle dell'Agri (Basilicata)*. Accad. Naz. Lincei Rend. Cl. Sci. Fis. Mat. Nat., s. 8, **16** (1): 1-9, Roma.
- IUGS (1989) - *Global Stratigraphic Chart*. Episodes, **12** (2).
- KARNER D.B., JUVIGNE 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 and Planetary Change, **21**: 1-15.
- KNOTT S. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy: a Cretaceous to Paleogene Accretionary Wedge*. Tectonophysics, **142**: 217-226.
- KOZUR H. & MOCK R. (1991) - *New Middle Carnian and Rhaetian Conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic Importance and Tectonic Implications for the Buda Mountains and Adjacent Areas*. Jb. Geol. B.-A., **134** (2): 271-297, Wien.
- LANZAFAME G., SPADEA P. & TORTORICI L. (1978) - *Provenienza ed evoluzione dei Flysch cretaceo-eocenici della regione calabro-lucana. II: Relazioni tra ofioliti e Flysch calabro-lucano*. Ofioliti, **3**: 189-210.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1977) - *Mediterranean and Tethys*. In: A.E. NAIRN, KANES & STEHLI (Eds.): "The Ocean Basins and Margins": **4A**: 1-28, Plenum Press, New York.
- LAVIANO A. & CESTARI R. (2004) - *Fossil assemblages and depositional environments in the Upper Cretaceous of southern Apennines and Apulia (southern Italy)*. In: S. MILLI (Ed.): Atti II Congr. GeoSed "La geologia del sedimentario nella ricerca di base e nelle sue applicazioni", Roma.
- LAZZARI A. (1954) - *La sedimentazione in facies di flysch secondo le antiche osservazioni di R. Zuber (con alcune considerazioni sul flysch dell'Italia meridionale)*. Rend. Acc. Sc., **21** (4): 127-139, Napoli.
- LAZZARI A. (1959a) - *Le condizioni geo-petrolifere dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **68**: 73-89.
- LAZZARI A. (1959b) - *Le possibilità petrolifere della zona di Tramutola nell'ambito del vecchio permesso di ricerca*. Relazione redatta per l'Agip Mineraria, inedita (manoscritto), 38 pp.
- LENTINI F. (1967) - *Le successioni stratigrafiche plio-pleistoceniche sui due lati della dorsale Nocara-Colobraro (Matera)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **18** Suppl. Sc. Geol.: 181-206.
- LENTINI F. (1969a) - *Sezioni stratigrafiche plioceniche nella Val d'Agri presso Gannano (Matera)*. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **20**, Suppl. Sc. Geol.: 19-79.
- LENTINI F. (1969b) - *Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici affioranti fra il F. Agri e la zona di Craco (Matera)*. Atti Accad. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 7, **1**, Suppl. Sc. Geol.: 529-556.
- LENTINI F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geol. Romana, **18**: 215-224.
- LENTINI F. (1980) - *Carta geologica del Bacino dell'Agri F. 507, Pisticci*. Scala 1:50.000, S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **36**: 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO & GRASSO M. (1995) - *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **2**: 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1987) - *Confronti sedimentologico-petrografici e posizione strutturale dei Flysch di Albidona e di Gorgoglione nella media Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 259-273.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, vol. spec., **19**-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journ. Geodynamics, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.), "Post-collisional

- Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region*". Geological Society of America, Special Paper **409**: 57-81.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996) - *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, **2**: 333-342, Bath (U.K.).
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) - *Note Illustrative del Foglio 506 Sant'Arcangelo*. 46 pp., I.R.P.I., Cosenza.
- LEONARDI P. (1950) - *Notizie geologiche sul territorio di Tramutola in Basilicata*. Atti Accad. Pontaniana, s. **2** (1948-49): 323-331, Napoli.
- LIPPARINI T. (1950) - *Foraminiferi oligocenici negli argilloscisti rossi ("red beds") di S. Arcangelo di Lucania*. Boll. Serv. Geol. It., **72**: 1 p.
- LOIACONO F. (1981) - *Contributo alla ricostruzione paleogeografica del bacino di sedimentazione del Flysch di Gorgoglione (Lucania)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 193-211.
- LOIACONO F. (1983) - *Nuovi dati sui caratteri deposizionali del Flysch di Gorgoglione. Considerazioni sulla paleomorfologia del bacino*. Studi geol.geof. Regioni pugliese e lucana. Dipt. Geol. Geof. Univ. Bari, **23**: 5-37.
- LOIACONO F. (1993) - *Geometrie e caratteri deposizionali dei corpi arenacei nella successione stratigrafica del Flysch di Gorgoglione (Miocene sup., Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 909-922.
- LUCINI P. (1956) - *Alcune osservazioni sui rapporti tra la formazione del "flysch" e quella degli Scisti Silicei nel territorio di Lagonegro in Basilicata*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 16-23.
- LUPERTO SINNI E. (1964) - *Faune mesozoiche di Pignola (Potenza)*. Paleontogr. Ital., **57** (1962): n. s. **27**: 1-9.
- LUPERTO SINNI E. (1965) - *Foraminiferi del "Calcare di Abriola" (Potenza)*. Boll. Soc. Pal. It., **4** (2): 161-207.
- LUPERTO SINNI E. (1967) - *Microfaune mesozoiche del M. Raparo*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75** (1966): 161-180.
- MALLET R. (1862) - *Great Neapolitan Earthquake of 1857*. 2 voll. [pp. 431, vol. 1; pp. 399, vol. 2], Chapman and Hall, London. Ristampa anastatica (1987): *Great Neapolitan earthquake of 1857: The first principles of observational seismology as developed in the report to the Royal Society of London of the expedition made by command of the Society into the interior of the Kingdom of Naples, to investigate the circumstances of the great earthquake of December 1857*; in cofanetto con: E. Guidoboni & G. Ferrari (Eds.): "Mallets macroseismic survey on the neapolitan earthquake of 16th december 1857", SGA, Bologna.
- MANCINELLI A. & COCCIA B. (2003) - *Biostratigrafia di alcune successioni carbonatiche mesozoiche dell'alta Val d'Agri (Lucania)*. Studi Geol. Camerti, n. s., **2002** (2): 97-125.
- MARINI M. (1967) - *Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Laviano (Salerno) e Sant'Ilario di Atella (Potenza)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5** (1): 37-63.
- MARINI M. & ANDRI E. (1966) - *Lembi paleocenici ed eocenici nel Cilento settentrionale (Salerno)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **4** (1): 181-201.
- 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. It. "L'Appennino campano-lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", vol. A: pp. 375-382, Sorrento.
- 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** (1-4): 307-330.
- MARSELLA E., KOZUR H. & D'ARGENIO B. (1991) - *Monte Facito Formation (Schitian-Middle Carian). A deposit of the ancestral Lagonegro Basin in the Southern Apennines*. Boll. Serv. Geol. It., **110**: 225-248, Roma.
- 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.
- 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. Accad. Sci. Fis. Mat., **59**: 73-101, Napoli.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. FARINACCI (Ed.): "Proceedings of the Second Planktonic Conference". Edizioni Tecnoscienza: 739-785, Roma.
- MARTINI R., DE WEVER P., ZANINETTI L., DENELIAN T. & KITO N. (1989) - *Les radiolarites triassique de la Formation du M. Facito Auctt. (Bassin de Lagonegrò, Italie méridionale)*. Rev. Paleobiol., **8** (1): 143-161.
- 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*. J. Geol. Soc., **158**: 309-319, London.
- MENARDI NOGUERA A. & REA G. (2000) - *Campano-Lucano arc structural style*. Tectonophysics, **324**: 239-265.
- MIALI A.D. (1985) - *Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits*. Earth-Science Reviews, **22**: 261-308.
- MIALI A.D. (1996) - *The Geology of Fluvial Deposits*, 502 pp., Springer Verlag, Berlin.
- MICONNET P. (1983) - *La region de Lagonegro (Italie méridionale):  volution géologique d'un bassin dans son cadre alpin*. Thèse Lille, 185 pp.
- MICONNET P. (1987) - *Stratigraphie et évolution ant -tectonique de la région de Lagonegro (Bassin lucanien, Italie méridionale)*. Ann. Soc. Géol. Nord, **105**: 221-231, Lille.
- MICONNET P. (1988) - *Evolution mesozoique du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 321-330.
- MIGLIORINI C. (1944) - *Affioramento di roccia eruttiva basica nel bacino dell'alto Agri*. Boll. Soc. Geol. It., **62**: XXXI-XXXII, Roma.
- MIGLIORINI C. (1947) - *Osservazioni sulla tettonica dei Monti di Sala Consilina nell'Appennino Meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **65**: 37-40.
- MIGLIORINI C. (1948) - *I cunei composti nell'orogenesi*. Boll. Soc. Geol. It., **67**: 29-142.
- MIETTO P. & PANZANELLI FRATONI R. (1990) - *Conodonts from the Monte Facito Formation and from the base of the Monte Sirino Formation (Lagonegro sequence)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 165-169.
- MIETTO P., PANZANELLI FRATONI R. & PERRI M. C. (1991) - *Spathian and Aegean conodonts from the Capelluzzo calcarenites of the M. Facito Group (Lagonegro sequence-Southern Apennines)*. Mem. Soc. Geol. It., **43**: 305-317.
- MINDZENTY A., D'ARGENIO B. & AIELLO G. (1995) - *Lithospheric Bulges Recorded by Regional Unconformities. The case of Mesozoic-Tertiary Apulia*. Tectonophysics, **252**: 137-161.
- MONACO C. (1993) - *Le unit  liguridi nel confine calabro-lucano (Appennino Meridionale): revisione dei dati esistenti, nuovi dati ed interpretazione*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 751-769.
- MONACO C., TANSI C., TORTORICI L., DE FRANCESCO A. & MORTEN L. (1991) - *Analisi geologico-strutturale dell'Unit  del Frido nel confine Calabro-Lucano (Appennino Meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 341-353.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy*. J. Struct. Geol., **20**: 617-638.
- MONTANI B. (1853a) - *Carta geognostica della valle del Sinni, e sue adiacenze*. (1 carta in 2 fogli, diseg. e color. a mano, scala 1:18.046 calcolata in base alla scala grafica), s.n., Napoli. In: APAT - AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI: "Cartografia geologica storica", DVD-Rom in cofanetto: "Mapset Repertorio completo della cartografia geologica d'Italia", Roma.
- MONTANI B. (1853b) - *Taglio ideale dell'Appennino del Distretto di Lagonegro da Sapri sul Mare Tirreno a Policoro sul Ionio*. (1 carta in 2 fogli, diseg. e color. a mano, scala 1:18.046 calcolata in base alla scala grafica), s.n., Napoli. In: APAT - AGENZIA PER LA PROTEZIONE DELL'AMBIENTE E PER I SERVIZI TECNICI: "Cartografia geologica storica", DVD-Rom: "Mapset Repertorio completo della cartografia geologica d'Italia", Roma.

- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MOSTARDINI F., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 212, Montalbano Ionico*. Boll. Serv. Geol. d'It., **87**: 57-153, Roma.
- MUCCIARELLI M. (2008) - in : *16 dicembre 1857, un grande disastro sismico*. A cura di G. Ferrari. Edizioni S.G.A, Bologna, 149-159.
- NICOTERA P. & DE RISO R. (1978) - *Idrogeologia del Vallo di Diano*. Mem. Note Ist. Geol. Appl. Univ. Napoli, **11** (VIII): 1-75.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **11**: 183-212, Palermo.
- OGNIBEN L. (1969a) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. Ital., **8** (4): 453-763.
- OGNIBEN L. (1969b) - *Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia alla Scala 1:100.000, Foglio 211 Sant'Arcangelo*. Servizio Geol. d'It., 80 pp, Poligrafica & Cartevalori, Ercolano.
- OGNIBEN L. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. Commissione ENEA-ENEL per lo studio dei problemi sismici connessi con la realizzazione di impianti nucleari, ENEA, 357 pp.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (1975) - *Structural model of Italy*. C.N.R., Quad. Ric. Sc., n. **90**: 502 pp.
- ORCHARD M.J. (1991a) - *Upper Triassic conodont biochronology and new index species from the Canadian Cordillera*. Geol. Surv. Can., **417**: 299-335.
- ORCHARD M.J. (1991b) - *Late Triassic conodont biochronology and biostratigraphy of the Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia*. Geol. Surv. Can., **90**: 173-193.
- ORCHARD M.J. & TOZER E.T. (1997) - *Triassic conodont biochronology, its calibration with the ammonoid standard, and a biostratigraphic summary for the Western Sedimentary Basin*. Bull. Can. Petrol. Geol., **45** (4): 675-692.
- ORTOLANI F. & TORRE M. (1971) - *Il Monte Alpi (Lucania) nella paleogeografia dell'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **90** (2): 213-248.
- OUDA K. (2003) - *The Paleocene/Eocene boundary in Egypt: An overview*. Micropaleontology, **49** (Suppl. 1): 15-40, New York.
- PALLADINO G., PARENTE M. & PROSSER G. (2008) - *Tectonic control on the deposition of the Lower Miocene sediments of the Monti della Maddalena ridge (Southern Apennines): synsedimentary extensional deformation in a foreland setting*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), **127** (2): 317-335.
- PALMENTOLA G. (1967) - *Sui rapporti tra la "Formazione di Stigliano e la "Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. Napoli, **76**: 291-297.
- PALMENTOLA G. (1969) - *Osservazioni stratigrafiche sulla Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Campomaggiore (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., s. **7**, **1**: 41-48, Catania.
- PAPPONE G. (1990) - *Facies di piattaforma carbonatica mesozoico-paleogeniche al confine campano-lucano: evoluzione stratigrafica di un sistema piattaforma carbonatica-scarpata-bacino*. Tesi di Dottorato, pp. 112, Univ. Napoli "Federico II".
- PAPPONE G., SACCHI M. & ZAMPARELLI V. (1988) - *Studio comparato di alcune successioni di scarpata carbonatica dell'Appennino Campano-Lucano*. Atti 74° Congr. Naz. Soc. Geol. It. "L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale", Sorrento 13-17 settembre 1988, vol. A: 441-444, G. Ricolo Ed., Benevento.
- 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.
- 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". NATO ASI Series C, **402**: 161-171, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.

- PATACCA E. & SCANDONE P. (2001) - *Late thrust propagation and sedimentary response in the thrust belt-foredeep system of the Southern Apennines Pliocene-Pleistocene*. In: G.B. VAI & I.P. MARTINI (Eds.): "Anatomy of an orogen: the Apennines and adjacent Mediterranean Basins". Kluwer Acad. Publ., 401-440.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2004) - *The Plio-Pleistocene thrust belt-foredeep system in the southern Apennines and Sicily (Italy)*. In: V. CRESCENTI, S. D'OFFIZI, S. MERLINO & L. SACCHI (Eds.): "Geology of Italy", spec. vol. of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence-2004, p. 93-129.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2006) - *Central-southern Apennines (Italy). Simplified Geological-Structural Map*. Scale 1:500.000. S.EL.CA., Firenze. All. f.t. in: PATACCA & SCANDONE (2007): "Geology of the Southern Apennines". Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), Spec. Issue, 7: 75-119, 1 pl., Roma.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (2007) - *Geology of the Southern Apennines*. Boll. Soc. Geol. It. (It. J. Geosci.), Spec. Issue, 7: 75-119, Roma.
- PATACCA E., SCANDONE P., BELLATALLA M., PERBILLI N. & SANTINI U. (1992b) - *The Numidian-sand event in the Southern Apennines*. Mem. Sci. Geol., Allegato al n. 43: 297-337, Padova.
- PAVAN G. & PIRINI C. (1963) - *Microfossili cretacici ed eocenici nella zona di M. Falapato (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., 4: 1105-1134.
- PERRONE V. (1982) - *Considerazioni sulla trasgressione del Miocene inferiore sulla piattaforma carbonatica campano-lucana*. Rend. Soc. Geol. It., 4 (1981): 369-372, Roma.
- PESCATORE T. (1962) - *Ulteriori osservazioni sul Flysch a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Geol. It., 80: 133-146.
- PESCATORE T. (1971) - *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appenninno campano-Lucano*. Atti Accad. Pontan., n. s. 20: (1970-1971): 1-17, Napoli.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., 97: 783-805.
- PESCATORE T., RENDA P., SCHIATTARELLA M. & TRAMUTOLI M. (1997) - *Stratigraphic and structural relationships between Meso-Cenozoic Lagonegro Basin and coeval carbonate platforms in Southern Apennines, Italy*. Tectonophysics, 315 (1-4): 269-286.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988) - *Rapporti tra le unità lagonegresi e le unità sicilidi nella media Valle del Basento, Lucania (Appennino meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., 41: 353-361.
- PESCATORE T., SALVATI G. & TRAMUTOLI M. (1980) - *Regressive depositional cycles in the Gorgoglione Flysch, Irpinids (Southern Italy)*. Geol. Romana, 19: 51-61.
- PETAGNA L., TERRONE G. & TENORE M. (1827) - *Viaggio in alcuni luoghi della Basilicata e della Calabria citeriore effettuato nel 1826*. 152 pp., Tip. francese, Napoli.
- PORRO C. (1926) - *Abruzzo, Marche, Campania, Basilicata*. In: R. UFFICIO GEOLOGICO: "Studi geologici per la ricerca del petrolio in Italia". Mem. Descr. Carta Geol. d'It., 20: 211-268, 5 figg., 5 tavv. f.t., Roma.
- PUJALTE P., ORUE-ETXEBARRIA X., SCHMITZ B., TOSQUELLA J., BACETA J.I., PAYROS A., BERNAOLA G., CABALLERO F. & APELLANIZ E. (2003) - *Basal Ilterdian (earliest Eocene) turnover of larger foraminifera: Age constraints based on calcareous plankton and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic profiles from new southern Pyrenean sections (Spain)*. In: S.I. WING, GINGERICH P.H., B. SCHMITZ B. & E. THOMAS (Eds.): "Causes and consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene". Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 369: 205-221, Boulder, Colorado.
- 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: 281-291.
- RICCHETTI G. (1962) - *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., 80: 247-269.
- RIGO M., DE ZANCHE V., MIETTO P., PRETO N. & ROGGI G. (2005) - *Correlation of Upper Triassic sections throughout the Lagonegro Basin*. Boll. Soc. Geol. It., 124: 293-300.

- RIO D., CITA M.B., IACCARINO S., GELATI R. & GNACCOLINI M. (1997) - *Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes*. In: A. MONTANARI, G.S. ODIN & R. COCCIONI (Eds.): "*Miocene stratigraphy: an integrated approach*". Chap. A5: 57-87, Elsevier Science.
- RIZZO G. (1992-93) - *Il Meso-Cenozoico di rilievi compresi tra S. Chirico Raparo e Moliterno*. Tesi laurea Un. Napoli "Federico II", 93 pp.
- RIZZO D., WILLIAM M., DI NARDO R. & MAGNOTTI P. (2003) - *Geometria delle strutture tettoniche di Moliterno e Grumento Nova, nel contesto degli itinerari storico-culturali*. Atti Convegno "Conservazione e Valorizzazione del Patrimonio Geologico", Rionero in Vulture (Potenza), 13-14 Aprile 2002; *Geologia dell'Ambiente*, Suppl. **1/2003**: 171-180, Roma.
- ROURE F., CASERO P. & VIALY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **102**: 395-412.
- ROVERETO G. (1927) - *Sur les charriages de l'Apennin centrale et méridionale*. *Compte R. Soc. Géol. France*, **27** (9): 110-112.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1889) - *Carta geologica d'Italia 1:1.000.000. Sud e isole*. R. Stab.-Lit. C. Virano, Roma.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1908a) - *Carta geologica d'Italia, 1.100.000. Foglio Lagonegro (n. 210)*. Rilev. da L. BALDACCI, V. SABATINI & C. VIOLA (1888-1892); riv. da G. DI STEFANO & C. VIOLA (1905). Istituto Geografico Militare, Firenze.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1908b) - *Carta geologica d'Italia, 1.100.000. Foglio Potenza (n. 199)*. Rilev. da L. BALDACCI & V. SABATINI (1888-1892); rived. da C. VIOLA, V. SABATINI & C. CREMA (1905-1906). Istituto Geografico Militare, Firenze.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1908c) - *Carta geologica d'Italia, 1.100.000. Foglio Sant'Arcangelo (n. 211)*. Rilev. (1889-1890) e rived. (1905) da C. VIOLA; direz. di L. BALDACCI. Istituto Geografico Militare, Firenze.
- R. UFFICIO GEOLOGICO (1931) - *Carta geologica d'Italia 1:1.000.000*. Nuova ed., curata da V. NOVA-RESE. Stab. L. Salomone, Roma.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **98**: 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, Boulder, 214 pp.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università Federico II, Napoli.
- SANTO A. & SGROSSO I. (1987) - *Alcune precisazioni sulle "trasgressioni" mioceniche nell'Appennino meridionale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38** (1987): 225-240.
- SARTONI S. & CRESCENTI U. (1962) - *Ricerche biostratigrafiche nel Mesozoico dell'Appennino meridionale*. *Giorn. Geol.*, **29** (2): 159-302.
- SCANDONE P. (1961) - *Nuove vedute sulla geologia dei dintorni di Lagonegro*. *Rend. Accad. Sci. Fis. Nat.*, Napoli, **28**: 436-444.
- SCANDONE P. (1963a) - *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **4** (2): 1095-1103.
- SCANDONE P. (1963b) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta Val d'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **72**: 125-131.
- SCANDONE P. (1964a) - *Marnoscisti ad Halobia in Lucania*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **72** (1963): 207-212.
- SCANDONE P. (1964b) - *Nota preliminare sui foraminiferi delle scogliere triassiche della Lucania*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **72** (1963): 267-269.
- SCANDONE P. (1965) - *Osservazioni su una località fossilifera a Brachiopodi nel Ladinico della serie calcareo-silico-marnosa lucana a M. Facito*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **74**: 311-316.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'appennino calcareo*. *Boll. Soc. Nat. Napoli*, **76**: 301-469.
- SCANDONE P. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Fogli 199 e 210, Potenza e Lauria*. 71 pp., Libreria dello Stato, Roma.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa*

e Note Illustrative. Boll. Soc. Nat. Napoli, **81**: 255-300.

SCANDONE P. (1975) - *Triassic seaways and the Jurassic Tethys Ocean in the central Mediterranean area*. Nature, **256**: 117-119.

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 carta geol. scala 1:50.000.

SCANDONE P. & DE CAPOA P. (1966) - *Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **75**: 30-39.

SCANDONE P. & SGROSSO I. (1964) - *Flysch con Inocerami nella valle del Cavolo presso Tramutola (Lucania)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **73**: 166-175.

SCARSELLA F. (1957) - *I rapporti tra massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75**: 115-137.

SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P. & GIANO S.I. (2003) - *Quaternary uplift vs tectonic loading: a case-study from the Lucanian Apennine, southern Italy*. Quaternary International, **101-102**: 239-251.

SCHIATTARELLA M., DI LEO P., BENEDEUCE P., GIANO S.I. & MARTINO C. (2006) - *Tectonically driven exhumation of a young orogen: An example from the southern Apennines, Italy*. In: D. WILLET, N. HOVIUS, M.T. BRANDON & D.M. FISHER (Eds.): "Tectonics, Climate, and Landscape Evolution". Geol. Soc. Am., Special Paper n. **398**: 371-386.

SCHIATTARELLA M., FERRANTI L., GIANO S.I. & MASCHIO L. (1998) - *Evoluzione Tettonica Quaternaria dell'alta Val d'Agri (Appennino meridionale)*. Atti 79° Congr. Soc. Geol. It., Palermo, 21-23 Settembre.

SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geol., s. 2, **26**: 1-54.

SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.

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.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968) - *Carta geologica d'Italia, F. 200 Tricarico*, scala 1:100.000. Direttori rilevamento, A. Valduga e L. Ogniben, coordinatore A. Valduga, II ed., Poligrafica e Cartevalori, Napoli.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1969) - *Carta geologica d'Italia, F. 199 Potenza*, scala 1:100.000. Direttore rilevamento A. Valduga, coordinatore F. Scarsella, II ed., Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Carta geologica d'Italia, F. 506 Sant'Arcangelo*, scala 1:50.000, coordinatore F. Lentini. Note Illustrative a cura di S. Carbone, A. Di Stefano & F. Lentini, 116 pp. S.E.L.C.A, Firenze.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - *Carta geologica d'Italia, F. 489 Marsico Nuovo*, scala 1:50.000, coordinatore F. Lentini; Direttori del rilevamento F. Lentini e P. Pieri. ISPRA/Regione Basilicata. SystemCart, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - *Carta geologica d'Italia, F. 523 Rotondella*, scala 1:50.000, coordinatore F. Lentini; direttori del rilevamento S. Carbone, F. Lentini. ISPRA/Regione Basilicata. SystemCart, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (in stampa) - *Carta geologica d'Italia, F. 507 Pisticci*, scala 1:50.000, coordinatore F. Lentini; direttore del rilevamento S. Carbone. ISPRA/Regione Basilicata. SystemCart, Roma.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1970a) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 210 Lauria*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.

SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1970b) - *Carta geologica d'Italia - 1.100000 - Foglio 211 Sant'Arcangelo*. Poligrafica e Cartevalori, Ercolano.

- 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.
- SGROSSO I. (1992) - *Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro-meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **41** (1988): 225-242.
- SGROSSO I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografica 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**: 679-724.
- SGROSSO I. & TORRE M. (1967) - *La successione stratigrafica maestrichtiano-eocenica di Rocca gloriosa (Cilento)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **76**: 199-217.
- SIGNORINI R. (1938) - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano*. Rend. R. Accad. Naz. Lincei, Cl. Sc. fis. mat. nat., s. 6, **29** (10): 558-562, Roma.
- 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. It., **93**: 513-545.
- SIMONE L. (1981) - *Ooids: A Review*. Earth-Sci. Rev., **16** (1980/81): 319-355, Amsterdam.
- TADDEI RUGGIERO E. (1968) - *Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania)*. Studio paleontologico e statistico. Boll. Soc. Nat. Napoli, **77**: 349-392.
- TAVERNIER A., ULETTO F. & ZAMPARELLI V. (1994) - *Palynomorphs and other microfossils from the "Dolomie nere" (Upper Triassic) of the "Monte Foraporta Unit" (Lagonegro, Lucania)*. In: R. MATTEUCCI et al. (Eds): "Studies on Ecology and Paleocology of Benthic Communities". Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol. 2: 325-329, Modena.
- TURCO E., MARESCA R. & CAPPADONA P. (1988) - *La tettonica plio-pleistocenica del Confine Calabro-Lucano: modello cinematico*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 519-529.
- 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**: 11-33, 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., BARATTOLO F. & HOTTINGER L. (2007) - *Alveolina horizons in the Trentinara Formation (southern Apennines, Italy): stratigraphic and paleogeographic implications*. Riv. Ital. Paleontol. Stratigr., **113** (1): 21-42.
- VEZZANI L. (1966) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 767-776.
- VEZZANI L. (1967) - *Il bacino plio-pleistocenico di Sant'Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **6**, **18**: 207-227.
- VEZZANI L. (1968a) - *Rapporti tra ofioliti e formazioni sedimentarie nell'area compresa tra Viggianello, Francavilla sul Sinni, Terranova di Pollino e San Lorenzo Bellizzi*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **6** (19): 109-144.
- VEZZANI L. (1968b) - *Studio stratigrafico della Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al Confine calabro-lucano*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **6** (20): 189-222.
- VEZZANI L. (1968c) - *Distribuzione, facies e stratigrafia della Formazione del Saraceno (Albiano-Daniano) nell'area compresa tra il Mare Ionio ed il Torrente Frido*. Geol. Romana, **7**: 229-275.
- VEZZANI L. (1969) - *La Formazione del Frido (Neocomiano-Aptiano) tra il Pollino ed il Sinni*. Geol. Romana, **8**: 129-176.
- VEZZANI L. (1970a) - *Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **7**: 1-49.
- VEZZANI L. (1970b) - *Il Flysch di Albidona nell'area al confine tra Calabria e Lucania*. Geol. Romana, **9**: 101-126.

- VIOLA C. (1891) - *Appunti geologici sulla regione miocenica di Stigliano (Basilicata)*. Boll. R. Com. Geol. It., **22**: 85-98.
- WOOD A.W. (1981) - *Extensional tectonics and the birth of the Lagonegro Basin (southern Italian Apennines)*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **161**: 93-131, Stuttgart.
- ZANZUCCHI G. (1959) - *Nota preliminare sui sedimenti miocenici nelle alte valli dell'Ofanto e del Sele*. Boll. Serv. Geol. d'It., **80**: 97-123.
- ZEMBO I. & BERSEZIO R. (2007) - *Stratigraphy and sedimentary evolution of the Quaternary Agri Valley Basin (Southern Apennines, Italy)*. Atti del VI Forum Italiano di Scienze della Terra, Geoitalia, Rimini, Settembre 2007.
- ZEMBO I., TROMBINO L. & BERSEZIO R. (2007) - *Paleosols in a Pleistocene intermontane basin: a micromorphological approach to the study of the High Agri Valley (Southern Italy)*. Abstract EGU, General Assembly, Vienna, Aprile 2007.
- ZOJA L. (1957) - *Il flysch calcareo di Pescopagano (Avellino)*. Boll. Soc. Geol. It., **76** (1): 371-383.
- 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.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG