



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

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

foglio 489

MARSICO NUOVO

a cura di
S. Carbone¹

con i contributi di:

F. Lentini¹, A. Di Stefano¹, S.I. Giano²

e la collaborazione di:

M. Romeo¹, M. Chiocchini³

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

² Dipartimento di Scienze Geologiche, Università della Basilicata

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Camerino

Ente realizzatore



REGIONE BASILICATA

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

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

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

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica:

R. Di Stefano, A. Fiorentino, F. Papasodaro, P. Perini

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE BASILICATA

Coordinamento informatizzazione:

B. Anzidei

Coordinamento scientifico editoriale:

S. Carbone

Informatizzazione ed allestimento cartografico per la stampa a cura di:
SystemCart - Roma

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

B. Anzidei - Regione Basilicata

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

Stampa:

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 7
II	- STUDI PRECEDENTI	» 9
1.	- I TERRENI PRE-PLIOCENICI	» 10
2.	- I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI	» 14
3.	- I TERRENI CONTINENTALI QUATERNARI	» 16
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	» 19
IV	- STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE	» 25
1.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA	» 26
1.1.	- UNITÀ LAGONEGRESI	» 26
1.1.1.	- <i>Unità tettonica Lagonegrese I</i>	» 29
1.1.1.1.	- Calcari con Selce - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (SLC_a)	» 30
1.1.1.2.	- Scisti Silicei - litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (STS_a)	» 31
1.1.1.3.	- Flysch Galestrino - litofacies marnoso-silicea (FYG_a) »	32
1.1.2.	- <i>Unità tettonica Lagonegrese II</i>	» 33
1.1.2.1.	- Formazione di Monte Facito (FAC)	» 34
1.1.2.2.	- Calcari con Selce (SLC)	» 36
1.1.2.3.	- Scisti Silicei (STS)	» 37
1.1.2.4.	- Flysch Galestrino- litofacies calcareo-marnosa (FYG_b)	» 39
1.1.2.5.	- formazione di Monte Malomo (FMM)	» 41
1.1.2.6.	- argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ)	» 45
1.2.	- UNITÀ TETTONICA MONTI DELLA MADDALENA	» 46
1.2.1.	- <i>dolomie indifferenziate</i> (DOC)	» 47
1.2.2.	- <i>calcari e calcari dolomitici</i> (CLU)	» 48
1.2.3.	- <i>calcari bio-litoclastici con rudiste</i> (CBI)	» 49
1.2.4.	- <i>calcareniiti con alveolinidi e nummulitidi</i> (AEN)	» 50
1.2.5.	- <i>formazione del Bifurto</i> (BIF)	» 51
1.3.	- SUCCESSIONI SINOROGENE DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO	» 52

1.3.1.	- <i>formazione di Albidona</i> »	54
1.3.2.	- <i>flysch di Gorgoglione</i> »	55
1.4.	- UNITÀ TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE. »	56
1.4.1.	- <i>sottounità Corleto Perticara</i> »	58
1.4.1.1.	- Gruppo delle Argille Variegate (AV) »	58
1.4.1.2.	- Tufiti di Tusa (TUT) »	61
1.4.2.	- <i>sottounità Torrente Cerreto</i> »	64
1.4.2.1.	- Gruppo delle Argille Variegate (AV) »	64
1.4.3.	- <i>flysch di Gorgoglione</i> »	64
2.	- DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E QUATERNARI »	66
2.1.	- DEPOSITI DEI BACINI INTRAPPENNINICI »	68
2.1.1.	- <i>gruppo di Caliendo</i> »	68
2.1.1.1.	- conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN) »	69
2.1.1.2.	- argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM) »	71
2.1.1.3.	- sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (SGG) »	71
2.1.2.	- <i>gruppo di Sant'Arcangelo</i> »	72
2.1.2.1.	- conglomerati di Castronuovo (CCN) »	72
3.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI »	73
3.1.	- UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA »	74
3.1.1.	- <i>Bacino dell'alta Val d'Agri</i> »	74
3.1.1.1.	- supersintema del Pertusillo (PS) »	74
3.2.	- UNITÀ NON DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA »	75
3.2.1.	- <i>Unità completamente formate</i> »	75
3.2.1.1.	- breccie di Galaino (GAO) »	75
3.2.1.2.	- deposito alluvionale antico (b_{nb}) »	77
3.2.1.3.	- deposito alluvionale terrazzato (b_{na}) »	77
3.2.1.4.	- deposito lacustre (e_{2b}) »	78
3.2.2.	- <i>Unità di formazione</i> »	79
3.2.2.1.	- deposito alluvionale recente (b_b) »	79
3.2.2.2.	- deposito di versante (a) »	80
3.2.2.3.	- deposito lacustre (e_{2a}) »	80
3.2.2.4.	- coltre eluvio-colluviale (b_2) »	81
3.2.2.5.	- deposito alluvionale attuale (b_a) »	81
3.2.2.6.	- deposito antropico (h) »	81
3.2.2.7.	- deposito di frana (a_1) »	82
V	- TETTONICA »	83
1.	- GENERALITÀ »	83
2.	- SEZIONE GEOLOGICHE »	91
2.1.	- PROFILO A-A' SASSO DI CASTALDA-BRIDISI DI MONTAGNA »	92
2.2.	- PROFILO B-B' VOLTURINO-TRIVIGNO »	95

3.	- TEMPI DI MODALITÀ DI PROPAGAZIONE DELLA DEFORMAZIONE	»	96
VI	- CENNI DI GEOMORFOLOGIA	»	101
1.	- OROGRAFIA E IDROLOGIA SUPERFICIALE	»	101
2.	- MORFOLOGIA VALLIVA	»	103
VII	- CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA	»	105
1.	- FRANE E DISSESTI	»	105
	APPENDICE 1	»	109
	CARATTERI STRATIGRAFICI, BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL BACINO DI CALVELLO	»	109
	Ringraziamenti	»	113
	BIBLIOGRAFIA	»	114

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 489 Marsico Nuovo della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (Legge 67/88) tramite convenzione tra Presidenza del Consiglio dei Ministri-Servizio Geologico d'Italia e Regione Basilicata.

Il Foglio è localizzato immediatamente ad est dello spartiacque dell'Appennino lucano, e ricade integralmente entro i confini amministrativi della Regione Basilicata e più precisamente all'interno della provincia di Potenza.

Strutturalmente il Foglio "Marsico Nuovo" racchiude un'area caratterizzata dalla presenza di coltri alloctone della Catena Appenninica, sovrapposte alle unità carbonatiche meso-cenozoiche apule non affioranti. L'evoluzione tettono-sedimentaria che ha accompagnato le fasi di avanzamento della Catena Appenninica verso le aree di avampaese, comprende gli ultimi stadi dell'orogenesi a partire dal Tortoniano, in contemporanea con l'apertura del Bacino Tirrenico.

La copertura cartografica ufficiale di quest'area è data dai fogli alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia, edita alla fine degli anni '60 (Foglio 199 Potenza, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1969 e Foglio 200 Tricarico, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1968). A partire dagli anni '70, da parte di istituti di ricerca e dell'università, sono state prodotte cartografie non ufficiali e tematiche di questo settore dell'Appennino (CARTA DEI TERRENI DELLA SERIE CALCAREO-SILICO-MARNOSA, 1972; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRI, 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 "Marsico Nuovo" sono stati effettuati a partire dal 1997 fino alla fine del 2000, utilizzando i nuovi tipi IGMI, Serie 25 a scala 1:25.000, editi nel 1995. L'aggiornamento di queste basi topografiche, specialmente sulla viabilità, ha agevolato molto l'indagine di terreno, in un settore dell'Appennino meridionale caratterizzato da

eterogeneità litologico-strutturale, da notevole acclività dei versanti e asprezza del paesaggio.

I rilievi di campagna, come nella prassi del progetto CARG, hanno mirato, ove possibile, alla ridefinizione delle unità stratigrafico-strutturali e dei relativi rapporti giaciturali, integrati da analisi micropaleontologiche e petrografiche delle successioni affioranti e alla verifica delle strutture e dei principali elementi morfologici dell'area, anche mediante fotointerpretazione.

Per il rilevamento geologico e relativa rappresentazione cartografica ci si è avvalsi del criterio litostratigrafico e geologico-strutturale. Ove possibile, le formazioni sono state suddivise in litofacies e raggruppate in sottounità o unità tettoniche e descritte nell'ordine dettato dalla posizione geometrica, dal basso verso l'alto.

Alle indagini biostratigrafiche a foraminiferi è stato abbinato lo studio dei nannofossili calcarei al fine di ottenere un più preciso inquadramento cronostratigrafico delle formazioni. Sono state effettuate campionature sparse su tutte le successioni, mentre le sezioni sono relative a quelle terziarie. La scelta di indirizzare indagini biostratigrafiche mirate sui terreni terziari è stata condizionata dalla natura litologica delle formazioni e dalla consapevolezza che una loro più accurata e precisa datazione, avrebbe sicuramente migliorato la ridefinizione stratigrafica delle formazioni e di conseguenza l'interpretazione dell'evoluzione tettonica dell'area. La natura dei restanti terreni, per lo più silicei o argillitici, scarsamente fossiliferi, se non totalmente sterili, ha vanificato l'indagine biostratigrafica, costringendo ad attribuire datazioni, a volte anche molto approssimative e generiche, ricavate dalla letteratura esistente. Datazioni significative sono state ottenute per le formazioni bacinali cretacico-paleogeniche dell'Unità Lagonegrese II.

I dati petrografici, specialmente quelli relativi ai terreni silicoclastici, sono stati ricavati in parte dall'abbondante e recente bibliografia, esistente per tutte le formazioni terrigene dell'Appennino meridionale, ed in parte da analisi effettuate *ex-novo* nell'area del Foglio (v. capitolo Stratigrafia).

Quanto rappresentato in carta mira a sottolineare, prioritariamente, le caratteristiche geometriche dei contatti tettonici e ad evidenziare tempi e modalità degli eventi deformativi.

II - STUDI PRECEDENTI

Il Foglio 489 Marsico Nuovo a scala 1:50.000 ricade nei fogli IGM a scala 1:100.000 Tricarico e Potenza, editi dal SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1968, 1969).

La prima edizione di questi due fogli, con relative note illustrative, risale agli inizi del XX secolo (Foglio 200 Tricarico - ex "Laurenzana" rilevato tra il 1888 e il 1892 da C. Viola e V. Sabatini e riveduto dagli stessi nel 1905; Foglio 199 Potenza edito nel 1908 ad opera di L. Baldacci e V. Sabatini, sulla base dei rilevamenti compiuti negli anni 1888-1892) e rispecchia integralmente le idee di DE LORENZO (1892-1896) sulla geologia dell'Appennino meridionale: tutti i terreni, in una rigorosa concezione autoctonistica, costituiscono una successione unica rappresentata da una "serie di lagonegro" interamente di età mediotriassica, posta alla base di una sequenza calcareo-dolomitica, cui segue una successione in facies di flysch di età eocenica.

A VIOLA (1891) e a BALDACCIO & VIOLA (1894) si deve la prima descrizione sistematica di una serie terziaria affiorante nei dintorni di Stigliano (ad est dell'area del Foglio Marsico Nuovo) composta dal basso verso l'alto da Argille Scagliose variegiate dell'Eocene, da un'alternanza di calcari, arenarie e marne del Miocene e per finire da "molasse quarzose" del Pliocene.

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

La teoria faldistica, già sviluppata nelle Alpi e in Appennino settentrionale, viene supportata in Appennino meridionale dai lavori pionieristici di ANELLI (1939) e di SIGNORINI (1939), i quali interpretano l'Appennino calcareo come una falda di ricoprimento su lembi di Flysch terziario. Questa teoria stentò notevolmente ad affermarsi in Italia meridionale e fino alla fine degli anni '50 vennero proposti schemi alternativi (MIGLIORINI, 1948; SCARSELLA, 1957), fino ad una clamorosa riaffermazione autoctonistica (LAZZARI, 1954, 1959).

Agli inizi degli anni '60 la teoria faldistica si afferma definitivamente con il lavoro di SELLI (1962) e con il contributo di ricercatori di scuola francese (GLANGEAUD *et alii*, 1961; GRANDJACQUET 1963a, 1963b).

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" (diaspri e brecciole gradate)
- "Flysch argilloso" ("Formazione del Brusco")

Secondo l'Autore la dolomia cristallina e la "F.ne di S. Fele" sono coeve della "F.ne di Lagonegro".

Tra il 1964 e il 1966, a seguito dei rilevamenti compiuti da ricercatori baresi e catanesi rispettivamente sotto la direzione di A. Valduga e di L. Ogniben per il Foglio "Tricarico" e di A. Valduga per il Foglio "Potenza", viene allestita la seconda edizione dei due fogli a scala 1:100.000 in cui ricade il Foglio "Marsico Nuovo". La seconda edizione dei due fogli introduce, rispetto alla prima, modifiche sostanziali, tra cui una più dettagliata differenziazione, in termini formazionali, dei terreni affioranti, specialmente per le successioni terrigene terziarie a carattere flyschoidi, più precise datazioni delle medesime e una più particolareggiata cronologia dei contatti tettonici.

1. - I TERRENI PRE-PLIOCENICI

Il settore di catena appenninica nel quale ricade il Foglio "Marsico Nuovo" potrebbe essere definito, strutturalmente, come la "finestra tettonica delle Unità Lagonegresi *s.l.*" attorno alla quale si accatastano, in e fuori sequenza, tutte le successioni più interne relative a paleodomini su crosta oceanica e continentale (Unità Sicilidi *l.s.* e Carbonatiche di Piattaforma).

Dal momento che proprio le successioni lagonegresi sono quelle maggiormente sviluppate nell'ambito del Foglio, la tematica peculiare del medesimo può essere ricondotta a quella che da sempre riassume i problemi dell'Appennino meridionale e cioè l'originaria posizione paleogeografica del "bacino lagonegrese".

Con la prima sintesi di SCANDONE (1967), e a seguire di SCANDONE (1972, 1975) viene dimostrato il completo raddoppio della serie calcareo-silico-marnosa nell'Appennino Lucano, 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 Appenninica. Secondo l'Autore, alla diversa posizione geometrica corrispondeva anche una differente evoluzione verticale delle successioni, con caratteristiche di distalità nell'unità inferiore e di prossimalità al dominio di piattaforma interna nell'unità superiore, caratterizzata da diverse facies (Armizzone, S. Fele, Pignola-Abriola). Non sempre tuttavia le facies corrispondono ad un determinato orizzonte strutturale; dati di sottosuolo e profili sismici mostrano con sufficiente chiarezza che le unità si dispongono attualmente in due orizzonti strutturali principali, ma che si può registrare un'inversione dell'originaria posizione per effetto delle fasi di avanzamento sul tetto delle unità apule durante il Pliocene, (v. profilo geologico nel Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005).

OGNIBEN (1969a) sulla scia di MANFREDINI (1963) e di PIERI (1966), ma in antitesi con SCANDONE (1967) e critico sulle sintesi precedenti, proponeva un diverso modello tettonico, estendendo all'Appennino meridionale lo schema della Sicilia. In un contesto paleogeografico di stile geosinclinalico *sensu* AUBOIN (1959), il complesso di bacino esterno (miogeosinclinalico) si interpone tra la Piattaforma Carbonatica dell'Appennino (Complesso Panormide) e quella della Piattaforma Adriatica di avampaese apulo-garganico. In questo modello la serie lagonegrese è considerata in posizione tettonica "basale" e pertanto autoctona e passava verso l'alto ai terreni cretacico-miocenici molisano-sannitici (rispettivamente "Complessi Basale ed Ex-basale").

Gli anni '60 - inizio anni '70, sono caratterizzati anche da una serie di contributi a carattere stratigrafico inerenti i terreni lagonegresi (SCANDONE, 1963a, 1964a, 1964b; LUPERTO SINNI, 1964, 1965; SCANDONE & DE CAPOA, 1966; TADDEI RUGGIERO, 1968; DE CAPOA BONARDI, 1970; DONZELLI & CRESCENTI, 1970; BRONNIMAN *et alii*, 1971; DE STASIO, 1971) e le formazioni terrigene in facies flyschoidi (CRESCENTI, 1966; PALMENTOLA 1967, 1969; BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE, 1970). L'insieme di tutti questi studi portano alla formulazione di un modello geologico per l'Appennino campano-lucano (D'ARGENIO *et alii*, 1973), nel quale il "bacino lagonegrese" viene posto su crosta continentale, in posizione paleogeografica esterna rispetto alla piattaforma carbonatica campano-lucana.

Altri contributi alla definizione della posizione paleogeografica del bacino lagonegrese, oltre a quelli già citati, 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, che a sua volta era solcata da un bacino (bacino apulo), che la separava in due porzioni. Sia il bacino apulo che la piattaforma apula sono stati riconosciuti solo in sottosuolo. Inoltre all'interno del bacino lagonegrese-molisano viene individuata l'area di sedimentazione delle Unità Sicilidi.

Una ridefinizione delle unità lagonegresi è stata tentata nella CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991) e da CARBONE *et alii* (1991). Gli Autori, pur

distinguendo orizzonti strutturali lagonegresi sovrapposti, hanno preferito assegnare all'elemento strutturale profondo, denominato Unità di M. Sirino, gran parte delle successioni affioranti. Le poche successioni lagonegresi riconosciute in raddoppio tettonico sono state poi riferite a due distinte unità (Unità di M. Torrette-M. Malomo ed Unità di Moliterno) intese come elementi tettonici di estensione limitata, coinvolti al fronte del ricoprimento della sovrastante unità "carbonatica Panormide" (CARBONE *et alii*, 1988; CATALANO, 1991).

La posizione esterna del bacino lagonegrese rimarrà indiscussa fino agli inizi degli anni '90 quando PATACCA *et alii* (1990) ipotizzano una sua posizione interna su crosta continentale. Di analoga opinione sono MARSELLA *et alii* (1992) che però lo pongono su crosta oceanica. IETTO & BARILARDO (1993) collocano questo bacino in posizione esterna ma su crosta oceanica. SGROSSO (1994), dopo un esame critico di tutti i dati espressi dagli Autori prima citati, propende per una collocazione del bacino lagonegrese in posizione esterna su crosta continentale.

Secondo LAUBSCHER & BERNOULLI (1977), CHANNELL *et alii* (1979), ROURE *et alii* (1991), la serie di scaglie tettoniche ripetute di terreni lagonegresi deriva dalla deformazione del margine continentale meridionale dell'Oceano Neotetideo del Giurassico-Cretacico inferiore.

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 satellite (*thrust-top basin*). Strutturalmente le unità alloctone della catena derivano dalla deformazione di successioni sia di piattaforma carbonatica (Piattaforma Appenninica) che bacinali (Bacino di Lagonegro) di età triassico-paleogenica, dei relativi depositi neogenici di avanfossa e dei bacini satellite completamente scollati dal loro originario substrato e trasportati sui terreni carbonatici dell'avampaese apulo.

Già a partire dai primi anni '70 dall'esplorazione sismica regionale (FINETTI & MORELLI, 1972, 1973), era emerso che lo Ionio era costituito da una serie riflettente di rilevante spessore, ove il "sale messiniano", pur molto spesso, è ricoperto da una sottile successione sedimentaria plio-quadernaria. Sotto gli orizzonti messiniani gli Autori citati avevano riconosciuto 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 (Calcari 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, vengono a costituire 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) che viene confermato dal fatto che in Appennino meridionale il margine dell'originario Blocco Apulo, la cui prosecuzione verso SE rappresenta la transizione al Bacino Ionico, è stato coinvolto nell'orogene e ha subito un'inversione tettonica che ha guidato gli estesi accavallamenti regionali delle Unità Lagonegresi sulle successioni carbonatiche apule.

Queste considerazioni, già esplicitate in diversi lavori (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).

Oltre alle sequenze bacinali prima citate, nell'Appennino Lucano sono ampiamente diffuse formazioni argillose ed argilloso-calcaree, note in letteratura come "Argille scagliose" o "Argille varicolori", originariamente appartenenti a domini interni. Esse, già distinte da SELLI (1962) come "coltri lucane" interposte tra i flysch di Albidona e di Gorgoglione e contenenti "zolle inglobate" delle formazioni di Monte S. Arcangelo e di Corleto Perticara, sono state riunite da OGNIBEN (1969a) nel Complesso Sicilide, termine con il quale l'Autore (1960) aveva indicato analoghe successioni alloctone di "eugeosinclinale" affioranti in Sicilia. Col termine di "unità sicilidi" vengono indicate anche da D'ARGENIO *et alii* (1973, 1975) le medesime successioni dell'Appennino campano-lucano. Da AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) le Unità Sicilidi vengono poste tra quelle *incertae sedis*, in quanto risulterebbe poco chiara la posizione del relativo paleodominio.

La posizione attualmente raggiunta da tali unità, geometricamente più alta nell'edificio a falde, sarebbe relativa alla fase tettonica tortoniana secondo OGNIBEN (1969a, 1985), o a quella langhiana secondo D'ARGENIO *et alii* (1973).

Le formazioni sicilidi costituiscono diverse falde posizionate a vari orizzonti strutturali, talora separate da depositi flyschoidi mesoautoctoni. Nel Complesso Sicilide OGNIBEN (1969a) 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 medio e supramiocenici; di conseguenza la coltre sicilide, sottostante il Flysch di Gorgoglione, è stata denominata Falda di Cirigliano, mentre quella soprastante ai livelli infratortoniani di tale flysch o delle "Marne arenacee di Serra Cortina" è stata indicata come Falda di Rocca Imperiale. All'interno di quest'ultima è stata distinta un'ulteriore unità, interpretata come un raddoppio della Falda di Rocca Imperiale e denominata Unità del Torrente Cerreto.

Dall'analisi dei rapporti delle unità sicilidi con i flysch oligo-miocenici e i depositi plio-pleistocenici, LENTINI (1979) riconosce una serie di fasi deformative, a seguito delle quali il fronte delle unità sicilidi si è esteso fino alle aree più esterne. Le varie coltri, insieme con i depositi flyschoidi intercalati, assumono quasi il significato di *marker* degli eventi tettogenetici. Il primo, databile al Burdigaliano, è responsabile dei ricoprimenti sul flysch numidico della zona di Stigliano e di vari contatti di formazioni sicilidi sulle sequenze lagonegresi; il secondo, relativo al Tortoniano inferiore, ha prodotto un generale ricoprimento

sui “Flysch Esterni”. Ulteriori fasi sono responsabili dei rapporti tra unità sicilidi e coperture plio-pleistoceniche (LENTINI, 1967, 1969a, 1969b, 1979; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL’AGRI, 1980).

Fra le unità della catena quelle sicilidi mostrano la maggiore traslazione, tanto da raggiungere, pur provenendo da domini interni, anche il fronte estremo, dove costituiscono un’ampia parte della Falda di Metaponto, attualmente inserita a cuneo nella copertura plio-pleistocenica della Fossa Bradanica.

La natura tettonica dei contatti tra terreni lagonegresi e sicilidi, la posizione interna del bacino sicilide, indiscussa e accettata nelle ricostruzioni di tutti gli schemi paleogeografici fino alla fine degli anni ’80, e ancora oggi validi nell’opinione scientifica più diffusa, sono stati messi in discussione da PESCATORE *et alii* (1988). Questi Autori ritengono di natura stratigrafica e in continuità i contatti, anche se “in giacitura spesso discordante”, tra i terreni prevalentemente argillosi delle successioni “sicilidi” e quelli “lagonegresi”, considerando le prime come deposte nella zona assiale del bacino lagonegrese e in eteropia con le facies calcareo-marnose e argillose (Flysch Rosso *Auctt.*) dei margini del bacino, rappresentati dalla piattaforma campano-lucana e dalla piattaforma apula.

Nell’ultimo decennio la ripresa dell’esplorazione petrolifera in Italia meridionale ha dato nuovo impulso alla ricerca geologica finalizzata e, nel caso dell’industria mineraria, all’individuazione di nuovi giacimenti. I lavori più significativi relativi a questa nuova fase sono quelli che hanno saputo coniugare dati derivanti dall’esplorazione mineraria e dal Progetto CROP (Crosta Profonda); citiamo quelli di CASERO *et alii* (1991), ROURE *et alii* (1991), FINETTI *et alii* (1996), LENTINI *et alii* (1996), MONACO *et alii* (1998), PATACCA & SCANDONE (2001), MAZZOLI *et alii* (2001), e quelli del Progetto CROP Mare, sintetizzati in FINETTI (2005).

Da ultimo un notevole sforzo è stato compiuto nell’aggiornamento cartografico dell’Appennino lucano con la produzione di carte geologiche a varia scala, che sicuramente hanno risentito, in termini interpretativi, dei modelli e degli schemi paleogeografici via via fin qui prodotti: CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL’AGRI (F. 506 Sant’Arcangelo) (1973); F. 507 Pisticci (1980); CARTA GEOLOGICA DELL’APPENNINO MERIDIONALE, 1988; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DI SANT’ARCANGELO, 1993; GEOLOGICAL MAP OF THE NORTHERN PART OF THE SANT’ARCANGELO BASIN, 1998; CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE, 1999; GEOLOGICAL MAP OF THE POTENZA - GUARDIA PERTICARA AREA (1999).

2. - I TERRENI PLIO-PLEISTOCENICI

La letteratura geologica storica è parca di notizie su questi sedimenti. Alcuni dati si possono ricavare dalla prima edizione dei Fogli 200 Tricarico, 199 Potenza e 211 Sant’Arcangelo edite tra il 1905 e il 1908. Da questi fogli si deduce che i terreni pliocenici, distinti in argille azzurre del Pliocene medio e in sabbie gialle

del Pliocene superiore, si sarebbero deposte in continuità di sedimentazione. Il Quaternario è costituito da depositi continentali ed è limitato a pochi affioramenti. La continuità di sedimentazione dei depositi plio-pleistocenici è sostenuta anche da DE LORENZO (1896, 1904a, 1904b), per il quale la serie sarebbe compresa fra le regressioni pontica e pleistocenica. Egli attribuisce le sabbie e le calcareniti basali al Pliocene superiore, le argille azzurre al “Pliocene altissimo” e i depositi conglomeratico-sabbiosi al Pleistocene.

SACCO (1910), in uno studio generale sull’Appennino, distingue terreni piacentini trasgressivi su formazioni più antiche e terreni astiani passanti verso l’alto a conglomerati villafranchiani.

SELLI (1962) riunisce sotto la denominazione di neoautoctono anche i sedimenti plio-pleistocenici dell’Appennino meridionale, indicando fra il Pliocene inferiore e il medio l’età della trasgressione.

Da successivi studi condotti tra i fiumi Sinni e Agri (VEZZANI, 1966c, 1967b, 1967c, 1968a; LENTINI, 1967, 1968, 1969a, 1969b; LENTINI & VEZZANI, 1974; OGNIBEN, 1969a, 1969b), risulta che i depositi del Bacino di Sant’Arcangelo sono riferibili a distinte successioni di età diversa. La più antica (Ciclo di Craco) è rappresentata solo da argille e sabbie del Pliocene inferiore; la seconda (Ciclo di Caliandro, VEZZANI, 1966c) comprende più litotipi ed è assegnata al Pliocene inferiore-medio; la terza, di età Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (VEZZANI 1967b; OGNIBEN 1969b), è costituita da un potente spessore di argille passante lateralmente e superiormente a sabbie (Sabbie di Aliano), a loro volta eteropiche con i Conglomerati di Castronuovo.

Dal punto di vista strutturale (OGNIBEN, 1969b; LENTINI & VEZZANI, 1974) i depositi del Pliocene inferiore-medio, sono in posizione parautoctona, mentre quelli sovrastanti sono considerati neoautoctoni, mostrando un assetto deformativo minore rispetto ai depositi sottostanti che hanno subito il trasporto connesso alla fase tettonica mediopliocenica.

Nelle Note Illustrative dei Fogli 199 Potenza e 210 Lauria (SCANDONE, 1971) i depositi plio-pleistocenici costituiscono due distinti cicli sedimentari: il primo riunisce i terreni (Conglomerati e sabbie del Pliocene inferiore e Argille e sabbie del Pliocene medio) depositi nell’intervallo di tempo compreso tra la fase tettonica tortoniana e quella suprapliocenica; il secondo comprende i terreni quaternari antichi e recenti (Argille sabbiose e conglomerati del Pliocene superiore-Calabrian, Conglomerati e argille lacustri del Pleistocene superiore, Conglomerati fluvio-lacustri non datati, e da ultimo i depositi alluvionali recenti), posteriori all’ultima fase tettonica traslativa.

Secondo IPPOLITO *et alii* (1973) le “Unità tardo-tetogenetiche”, depositatesi dopo le principali fasi tettoniche, che hanno costruito l’edificio della Catena Appenninica, comprendono l’Unità di Altavilla e l’Unità di Ariano. La prima è costituita da depositi evaporitici e clastici di età compresa tra il Tortoniano superiore e il Pliocene medio, con facies variabili da litorale a batiale. La seconda è costituita dalle successioni plio-pleistoceniche, prevalentemente clastiche di ambiente generalmente neritico, dei bacini intrappenninici.

Per i terreni pliocenici dell'Appennino meridionale, D'ARGENIO *et alii* (1973) individuano due cicli di sedimentazione separati da una netta discordanza dovuta alla fase tettonica del Pliocene medio. Le successioni del primo ciclo, di età Pliocene inferiore, sono state riferite all'Unità di Altavilla; quelle del secondo ciclo, di età Pliocene medio, sono invece riferite all'Unità di Ariano Irpino.

L'evoluzione neotettonica dell'Appennino meridionale (BOENZI *et alii*, 1980; CIARANFI *et alii*, 1983) è caratterizzata dalla fase medio-pliocenica che determina la migrazione verso NE dei bacini intrappenninici dopo la deposizione del Ciclo di Caliendo e il sollevamento delle dorsali appenniniche di Montegiordano-Colobrano e di Stigliano-Tricarico, che separano rispettivamente il Bacino di Sant'Arcangelo e quelli di Calvello e di Potenza dalla Fossa Bradanica.

Contributi sull'evoluzione recente dell'Appennino lucano e più specificatamente dell'alta Val d'Agri, settore in cui ricade il Foglio "Marsico Nuovo", derivano dai lavori di neotettonica e morfotettonica (AMATO & CINQUE, 1992; CINQUE, 1992; DI NIRO *et alii*, 1992; CATALANO *et alii*, 1993; DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; BOENZI *et alii*, 2004), che enfatizzano il ruolo della tettonica trascorrente pleistocenica.

3. - I TERRRENI CONTINENTALI QUATERNARI (S.I. Giano)

Le successioni continentali quaternarie che affiorano nel Foglio "Marsico Nuovo" sono distribuite in tutta l'area in modo più o meno uniforme. In un piccolo lembo nel settore meridionale del Foglio sono presenti i depositi alluvionali del bacino intermontano dell'alta Val d'Agri, già studiato da DE LORENZO (1898) e da DI NIRO *et alii* (1992). La successione clastica del fondovalle alluvionale del F. Agri appartiene al supersistema del Pertusillo (PS) ampiamente distribuito nel sottostante Foglio "Moliterno". Lungo la fascia pedemontana affiorano brecce di versante antiche, distribuite fin oltre i 1000 m di altezza s.l.m., in special modo lungo i rilievi del M. Calvelluzzo. Tali depositi appartengono all'unità litostratigrafica delle "Brecce di Galano" (DI NIRO & GIANO, 1995; GIANO *et alii*, 1997; GIANO & SCHIATTARELLA, 2002), che affiora diffusamente nel limitrofo Foglio "Moliterno" e sono formati da brecce eterometriche con intercalazioni di sabbie siltoso-argillose di colore rossastro. Queste ultime sono state variamente interpretate come livelli di *loess* da SCANDONE (1971) o come coperture eluviali risedimentate da DI NIRO & GIANO (1995).

Successioni continentali di ambiente fluviale ascritte al Pleistocene inferiore e medio affiorano in diverse parti del Foglio, soprattutto nel settore occidentale. Qui si ritrovano le Unità litostratigrafiche Intermedia (AI) e Sommitale (AS) di GIANO & MARTINO (2003) che fanno parte del ciclo di riempimento alluvionale infrapeleistocenico del bacino del Pergola-Melandro.

Secondo AMATO & CINQUE (1992) nei dintorni del M. Figarola, al *top* della successione marina plio-pleistocenica del Bacino di Calvello *Auctt.*, affiorano depositi in facies alluvionale che raggiungono spessori di alcune centinaia di

metri (AMATO & CINQUE, 1992) e poggiano in discordanza su depositi marini del Santerniano (AMORE *et alii*, 1996). La successione coincide con i depositi continentali dei conglomerati di Castronuovo, riportati nel presente Foglio. Depositì fluviali terrazzati relativi ai torrenti Camastra e Serrapòtamo chiudono la successione clastica continentale.

Gli aspetti morfostrutturali della depressione tettonica quaternaria del Lago del Pantano, attualmente aggradata da depositi pelitici di ambiente lacustre, sono stati affrontati da ORTOLANI *et alii* (1992), mentre si deve a SCHIATTARELLA *et alii* (2003, 2006) il calcolo dell'entità del sollevamento tettonico avvenuto nell'area durante il Quaternario. Il calcolo dell'entità dell'erosione nel breve e lungo periodo con tecniche di geomorfologia quantitativa è stato, inoltre, realizzato da SCHIATTARELLA *et alii* (2004) nel bacino di Tito-Picerno, all'apice nord-occidentale del Foglio.

PROGETTO
CARG

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nel Foglio 489 Marsico Nuovo compaiono unità appartenenti ad un sistema a *thrust* pellicolare denominato Catena Appenninica (Fig. 1), originatosi a partire dal Miocene inferiore e sovrapposto tettonicamente su orizzonti estesi dal Messiniano

SCHEMA STRUTTURALE DELL'APPENNINO MERIDIONALE

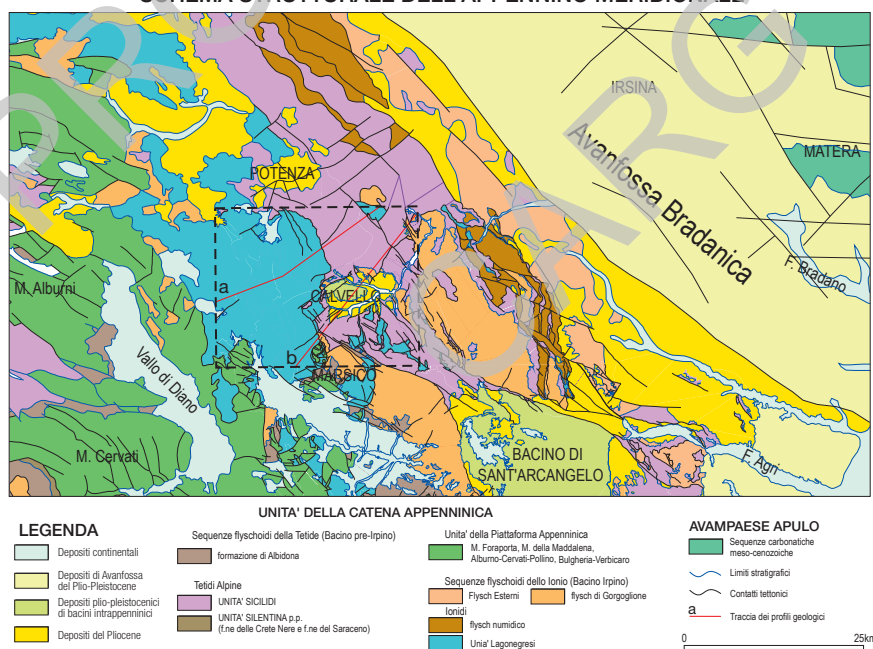


Fig. 1 - Schema strutturale dell'Appennino meridionale nel settore campano-lucano-pugliese (modificato da LENTINI et alii, 2003).

al Pleistocene inferiore delle successioni carbonatiche della “Piattaforma” Apula. 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 Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1990). Questo va interpretato come un settore dell’originario avampaese apulo deformato a partire dal Miocene superiore e trasformato in un dominio strutturale ben delineato, costituito da sistemi di *thrust folds* (CASERO *et alii*, 1988). Tale dominio, profondo ed originariamente più esterno, si riconosce in tutto l’Appennino meridionale ed in Sicilia, più o meno ampiamente sepolto e tende ad affiorare nell’Appennino centrale (per es. Monti della Majella) e nella Sicilia occidentale (Rocca Busambra, Kumeta, Monti di Trapani e Monti Sicani meridionali).

Per esso, in Appennino meridionale, è stato adottato il termine di “Sistema a *Thrust* Apulo” e di “Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano” in Sicilia (FINETTI *et alii*, 2005; LENTINI *et alii*, 2006) (Fig. 2).

La scoperta di giacimenti petroliferi nell’Alta Val d’Agri, e tra questa e il Bacino del Basento, ha dato luogo ad intense campagne geofisiche e a trivellazioni che hanno prodotto una notevole mole di dati di sottosuolo. Ciò consente di

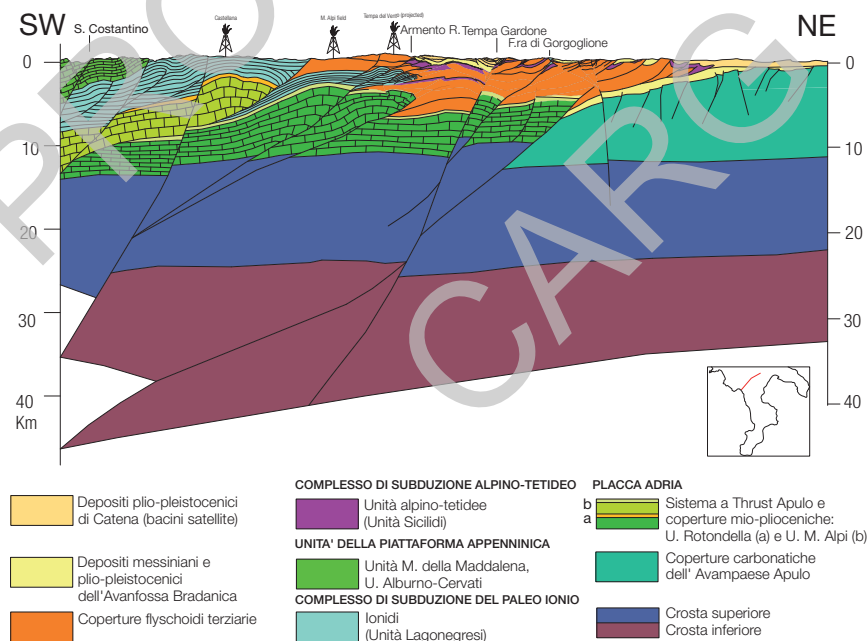


Fig. 2 - Profilo crostale attraverso l’Appennino meridionale dal settore di catena fino al margine dell’Avampaese Apulo, derivante dai rilievi geologici di superficie e dall’interpretazione di dati di sottosuolo.

ricostruire i lineamenti essenziali del Sistema a *Thrust* Apulo. Le stratigrafie dei pozzi per l'esplorazione petrolifera hanno evidenziato una serie di culminazioni principali dell'edificio apulo sepolto allineate secondo l'attuale linea assiale della catena (Alto di Tempa del Vento-Costa Molina; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; LENTINI *et alii*, 1996). All'interno di questo allineamento sepolto la massima risalita dell'edificio si realizza in corrispondenza della struttura di M. Alpi, più a sud al di fuori del Foglio, dove la successione apula affiora (CARBONE *et alii*, 1988; LENTINI *et alii*, 1990, 1994, 1996). La struttura di M. Alpi si deprime verso nord-ovest ed è stata incontrata da pozzi perforati nell'area dell'Alta Val d'Agri (pozzi Castellana 1 e Castelsaraceno 1) 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* costituito da una serie di accavallamenti embriciati, lungo i quali le successioni apule si deprimono notevolmente. Verso est le successioni apule, affioranti sul bordo esterno dell'Avanfossa Bradanica, formano un sistema a gradinata, intagliato nel margine dell'avampaese carbonatico e immergente verso ovest con delle culminazioni attraversate da numerosi pozzi (Alto di Rotondella, Tempa Rossa, ecc., LENTINI *et alii*, 1996) originate da un fronte di accavallamento ripreso, nelle fasi deformative finali, da una intensa tettonica trascorrente, che ha determinato strutture con geometria a "fiore". 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. L'Avanfossa Bradanica è interessata dal fronte più avanzato dei terreni alloctoni della Catena Appenninica (Falda di Metaponto, OGNIBEN, 1969), che s'incunea entro la successione pelitico-sabbiosa plio-pleistocenica (LENTINI *et alii*, 1994).

Le ondulazioni in sottosuolo dell'edificio apulo hanno avuto evidenti influenze sulla geometria del sovrastante edificio alloctono, che è stato passivamente coinvolto dalle deformazioni profonde tardive. In generale, dai dati di sottosuolo, si registra un notevole ispessimento delle coltri alloctone in corrispondenza dei bassi strutturali dell'edificio apulo, a fronte di spessori ridotti di alloctono posti in corrispondenza degli alti sepolti (Fig. 2). Ai notevolissimi rigetti dei carbonati apuli in sottosuolo non corrisponde cioè un'adeguata dislocazione verticale delle unità della catena alloctona. 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 lungo originarie superfici di scollamento o faglie a basso angolo. Queste ultime non sono di facile individuazione, perchè sono state ulteriormente ritagliate dalle generazioni di *thrust* più recenti. Le coltri alloctone strutturalmente più elevate, poggianti tettonicamente sulle coperture neogeniche, vengono così passivamente traslate rispetto alle posizioni delle unità strutturalmente più profonde, che possono rimanere arretrate nei settori più interni dell'orogene (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; LENTINI *et alii*, 1990). Laddove la mobilità delle coltri alloctone non è stata sufficiente a bilanciare i rigetti

all'interno dell'edificio apulo, la depressione profonda si esprime in superficie con depressioni riempite da 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, i cosiddetti "Bacino di Potenza", il "Bacino di Calvello" ed il "Bacino di Sant'Arcangelo".

Analizzando con maggior dettaglio l'edificio alloctono, si osserva che nelle aree interne, esso è caratterizzato da un impilamento di falde sensibilmente differente da quello che contraddistingue le porzioni più esterne della Catena Appenninica, poggianti sui settori orientali del Sistema a *Thrust* Apulo (v. Fig. 13).

Le stratigrafie dei pozzi perforati nelle aree meridionali del Foglio "Marsico Nuovo" ed in parte nel sottostante Foglio "Moliterno" (Alto di Tempa del Vento) mostrano, al tetto dei livelli supramiocenici dei carbonati apuli, la presenza di un orizzonte flyschoidale miocenico alloctono, su cui poggiano embrici di successioni lagonegresi mesozoiche prive delle relative coperture terziarie ampiamente scollate. Spesso direttamente sugli orizzonti infracretacici (Flysch Galestrino) o giurassici (Scisti Silicei) lagonegresi poggiano in ricoprimento tettonico le successioni carbonatiche della Piattaforma Appenninica e le sovrastanti unità caotiche tetidee (Unità Sicilidi e Liguridi, *Auctt.*) (Tetidi Alpine, *sensu* FINETTI *et alii*, 2005; LENTINI *et alii*, 2006). L'edificio alloctono comprende, in posizione strutturale più elevata, le coperture discordanti del Miocene inferiore-medio, rappresentate dalla formazione di Albidona e dal flysch di Gorgoglione, che hanno partecipato solidalmente al substrato, a partire dal Miocene superiore, alle ultime fasi del trasporto orogenico.

La successione attraversata dai pozzi nelle aree esterne dell'edificio, al di fuori del Foglio, è invece composta da embrici delle coperture mioceniche scollate, con contatti tettonici via via più recenti in profondità, ad indicare una tipica geometria di cuneo di accrezione. In queste aree, al tetto di orizzonti pliocenici sovrastanti ai carbonati apuli, si riconosce un primo orizzonte terrigeno di età Miocene medio-superiore, costituito dai Flysch Esterni (OGNIBEN *et alii*, 1975; LENTINI, 1979), su cui giace un orizzonte formato da embrici di successioni terrigene dell'Oligocene superiore e del Miocene inferiore-medio. Queste iniziano con un livello basale ad affinità lagonegrese riconducibile alla formazione di Monte Malomo (in gran parte equivalente al Flysch Rosso *Auctt.*), che rappresenta un orizzonte di scollamento. Seguono verso l'alto il flysch numidico (OGNIBEN, 1969a) e le marne arenacee di Serra Cortina (LENTINI & VEZZANI, 1974; LENTINI, 1979; CARBONE *et alii*, 1987). Sul cuneo alloctono, in posizione strutturale più elevata si rinvenivano due distinti orizzonti di coltri sicilidi, separati dal flysch di Gorgoglione del Miocene medio. Questa formazione poggia su orizzonti sicilidi messi in posto su 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 mediomiocenici discordanti al tetto del flysch numidico come il flysch di Gorgoglione, le marne arenacee di Serra Cortina insieme con i Flysch Esterni costituiscono le cosiddette Unità Iripine di Cocco *et alii* (1972), riferite in

parte all'originaria avanfossa del Miocene medio-superiore (Bacino Irpino) 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 tentativamente affrontato nelle precedenti stesure di carte geologiche dell'Appennino lucano (Foglio "Sant'Arcangelo", LENTINI & VEZZANI, 1974; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991), assegnando gran parte delle coperture scollate alle originarie successioni lagonegresi. In successivi lavori (LENTINI *et alii*, 1994, 1996, 2002) sono stati evidenziati problemi di bilanciamento legati a volumi eccessivi di copertura rispetto a quelli dei substrati mesozoici. In linea teorica, quindi, il cuneo di accrezione frontale della Catena Appenninica 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).

Nella stesura della legenda del Foglio "Marsico Nuovo", 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, evidenziando ove possibile, un'ulteriore suddivisione in membri e quindi in litofacies.

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ TETTONICHE

(S. Carbone, M. Chiocchini, A. Di Stefano, S.I. Giano, F. Lentini e M. Romeo)

In questo capitolo le successioni stratigrafiche che compongono le differenti unità tettoniche presenti nell'area del Foglio, vengono descritte nell'ordine di sovrapposizione geometrica assegnata dall'età della loro prima deformazione che ha prodotto estesi contatti di sovrascorrimento principale, mentre si sono trascurate le relazioni dovute a *thrust* (sovrascorrimenti secondari), originati dalla tettonica recente.

La successione stratigrafica di ciascuna unità tettonica è data da differenti formazioni le quali, ove distinguibili, sono state suddivise nelle principali litofacies e membri. In alcuni casi le successioni sono estese dal Mesozoico fino al Terziario; in altri, invece, le unità tettoniche sono costituite soltanto da porzioni delle originarie successioni stratigrafiche, come le Unità Lagonegresi, sovente composte da terreni mesozoici, in quanto le originarie coperture terrigene oligo-mioceniche hanno subito estesi fenomeni di scollamento durante la deformazione a *thrust* neogenica (Fig. 3).

All'interno delle unità tettoniche si è privilegiato il criterio stratigrafico. Le sequenze meso-cenozoiche (Unità Lagonegresi e Unità Monti della Maddalena) vengono descritte nell'ordine, dal basso, secondo la loro attuale posizione geometrica, e distinte dalle coperture terziarie scollate e dalle sovrastanti coltri "sicilidi".

I terreni plio-pleistocenici, discordanti al tetto dell'edificio e coinvolti solo nelle strutture di accavallamento tardive, sono stati suddivisi in "gruppi" di formazioni, che sostituiscono i "cicli" già conosciuti in letteratura, equivalenti geometricamente ad altrettante *Unconformity Bounded Stratigraphic Units*.

Non essendo stato possibile adeguare l'età dei depositi plio-pleistocenici alla vigente scala cronostratigrafica che ha spostato la base del Quaternario al limite tra Piacenziano e Gelasiano, per lo studio di tali depositi è stata utilizzata la scala stratigrafica di GRADSTEIN *et alii* (2004).

Irpino di Cocco *et alii*, 1972). Nella sequenza di unità tettoniche appenniniche tali successioni venivano interpretate da OGNIBEN (1969a) come Complesso Basale, avrebbero cioè occupato la posizione strutturale più profonda, cioè in una sostanziale posizione autoctona. Dagli studi più recenti ma soprattutto dai dati di sottosuolo è emerso che le fasi più recenti della deformazione (fenomeni di *breaching*) le hanno riportate in accavallamento su orizzonti un tempo di “copertura” ed insieme con questi ultimi sul dominio apulo. Il ruolo di questi depositi prevalentemente bacinali è comparabile con quello dei sedimenti attualmente ubicati nel Bacino Ionico. Per tale motivo sono state raggruppate da FINETTI *et alii* (1996, 2005) sotto il termine di Ionidi tutte le successioni pelagiche affioranti in Sicilia (Unità Imeresi e Sicane) e in Appennino meridionale (Unità Lagonegresi), che si ritiene fossero depositate in un Paleobacino Ionico caratterizzato da crosta oceanica (Fig. 3).

Le successioni lagonegresi affiorano estesamente all'interno del Foglio e sono ricoperte, nel settore sud-occidentale, dai terreni carbonatici dell'Unità tettonica Monti della Maddalena. Esse sono tettonicamente ripetute a formare sottounità e nell'insieme costituiscono un sistema a *thrust* ampiamente sovrapposto ad orizzonti supramiocenici e pliocenici delle unità apule sepolte. I pozzi (v. oltre, Capitolo Tettonica) infatti hanno attraversato tra le successioni lagonegresi e le sottostanti unità apule un orizzonte interposto, anch'esso alloctono, costituito da successioni flyschoidi di età mediomiocenica a sua volta sovrapposto ad un intervallo pliocenico al tetto della sequenza apula. Tali rapporti geometrici si sono determinati nelle fasi di trasporto dell'edificio alloctono al di sopra della Catena Apula ed in seguito alla deformazione di quest'ultima. All'interno dell'edificio alloctono, rappresentato dalla Catena Appenninica, l'intero sistema a *thrust* lagonegrese, così come descritto in precedenza, si è parzialmente accavallato, con vergenza orientale, anche sull'apice del cuneo frontale della catena, formato dalle coperture terziarie e dalle unità sicilidi.

Classicamente interpretate come depositi di un originario bacino esterno, le sequenze lagonegresi affiorano molto spesso prive delle originarie coperture terziarie (Fig. 4). Queste sono state riconosciute in superficie (CARBONE *et alii*, 1988, 1991; LENTINI *et alii*, 1990, 1994, 1996) e in sottosuolo (FINETTI *et alii*, 2005) negli ingenti volumi di formazioni terrigene scollate e coinvolte in una serie di scaglie tettoniche sovrapposte, in gran parte affioranti nelle aree esterne della catena al di fuori del Foglio.

Le successioni lagonegresi affioranti all'interno del Foglio “Marsico Nuovo” sono attribuibili ad almeno due unità tettoniche (SCANDONE, 1972) (Fig. 4) caratterizzate da un esteso raddoppio; quella più profonda è ascrivibile all'Unità Lagonegrese I (corrispondente all'Unità di M. Sirino, *sensu* CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991), mentre quella superiore o Unità Lagonegrese II corrisponderebbe all'Unità di M. Torrette-M. Malomo, come definita da CARBONE *et alii*, (1988). Ad essa era stata attribuita una successione mesozoico-terziaria, ricostruita per tratti, composta da un intervallo mediotriassico-giurassico (successione di M. Torrette), localizzato lungo il fronte di ricoprimento delle

UNITA' IONIDI

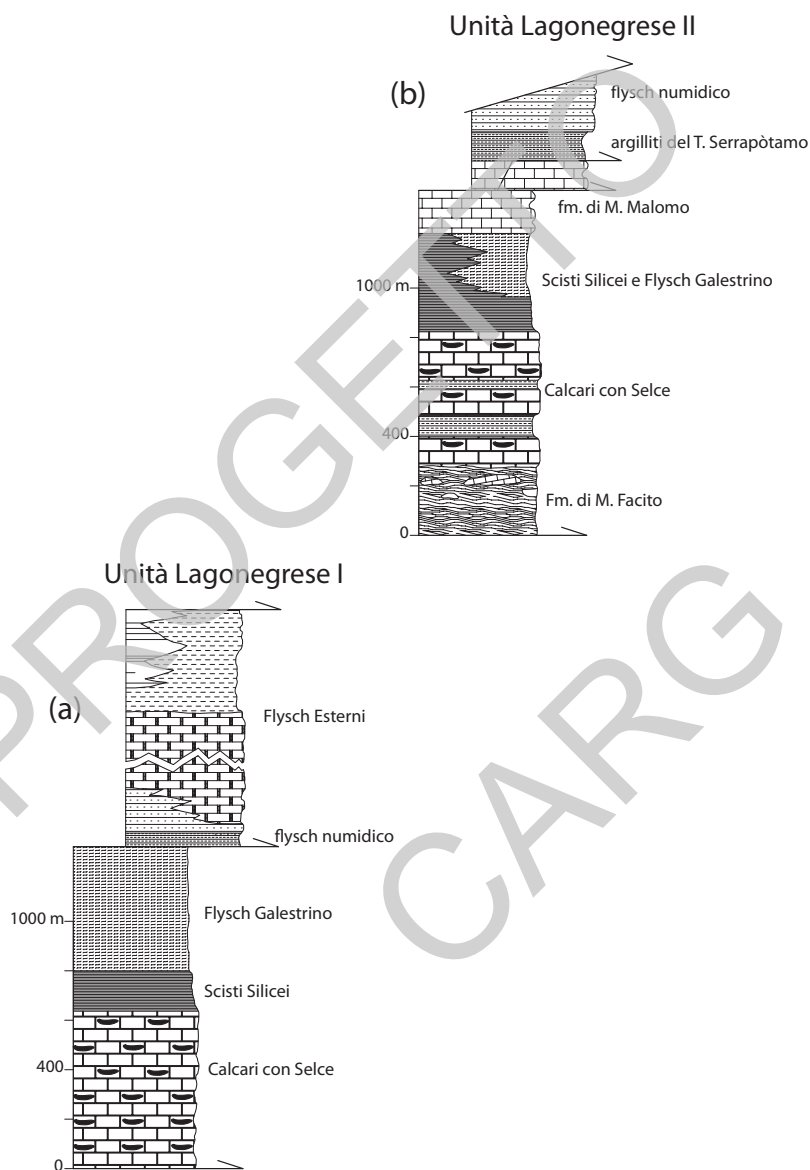


Fig. 4 - Colonne stratigrafiche schematiche delle successioni originariamente depositatesi nel paleobacino ionico e che formano attualmente le Unità Ionidi: Unità Lagonegrese I (a) e Unità Lagonegrese II (b). La copertura cenozoica è tettonicamente scollata dalla sequenza mesozoica, lungo superfici di scollamento poste a differenti orizzonti dell'intervallo eo-oligocenico.

successioni carbonatiche appenniniche (v. oltre) e da orizzonti giurassico-oligocenici (successione di M. Malomo), coinvolti in una serie di scaglie tettoniche affioranti al letto di unità caotiche di derivazione interna (Unità Sicilidi; v. oltre). Le due successioni, seppure geometricamente separate, erano state riunite nella medesima unità, in quanto perfettamente sovrapponibili verticalmente, avendo in comune, al tetto dell'una e al letto dell'altra, un intervallo giurassico a radiolariti (Scisti Silicei) e per una omogeneità dei caratteri litologici, derivante dalla costante presenza, in tutti gli orizzonti stratigrafici, di livelli di risedimenti grossolani provenienti da aree di piattaforma carbonatica. L'intera successione dell'Unità di M. Torrette-M. Malomo è stata interpretata, inoltre, come originaria base stratigrafica delle successioni del flysch numidico, oggi ampiamente scollate ed avanzate in aree più esterne, le quali, in base ad un bilanciamento regionale, si sovrapporrebbero verticalmente alla successione di M. Malomo tramite i livelli argillosi oligocenici, comuni alle due sequenze.

Nel Foglio "Marsico Nuovo" è ben rappresentata la facies Pignola-Abriola, e in minor misura quella di Armizzone, assegnate da SCANDONE (1972) all'unità tettonica Lagonegrese II, che occupa la posizione strutturale più elevata, anche se, per effetto del trasporto tettonico sulle Unità Apule, può ritrovarsi attualmente a costituire l'elemento inferiore e più avanzato del cuneo di accrezione. All'interno dell'edificio alloctono infatti, così come le coperture terziarie scollate formano gran parte del cuneo frontale e sono parzialmente ricoperte in fuori sequenza dalle formazioni più antiche, anche l'unità tettonica lagonegrese più elevata può ritrovarsi avanzata e parzialmente ricoperta dalla unità originariamente più profonda (v. Capitolo Tettonica). Le sequenze di M. Lama e M. Vulturino, ascrivibili all'Unità Lagonegrese I perché sottoposte tettonicamente alla precedente in tutto il settore occidentale del Foglio a nord dell'abitato di Marsico Nuovo, costituiscono una culminazione strutturale bordata ad est da un *thrust* che coinvolge il flysch di Gorgoglione. I rilievi geologici e i dati di sottosuolo pertanto permettono di ribadire la necessità di suddividere le sequenze lagonegresi in due elementi strutturali del rango di unità tettoniche, anche se la loro posizione originaria può aver subito locali inversioni.

1.1.1. - Unità tettonica Lagonegrese I

I terreni lagonegresi ascrivibili a quest'unità tettonica (Fig. 4a) affiorano nel settore occidentale del Foglio "Marsico Nuovo", da sud a nord lungo la dorsale M. Lama-M. Calvelluzzo-M. Vulturino, delimitata ad ovest dai rilievi minori di M. Tumolo e M. Ausineto, mentre ad est e nord-est è delimitata dalla congiungente Abriola-Calvello. Affiorano inoltre nell'area di Sasso di Castalda e in limitati lembi, tra Fossa Cupa e Pescarella, a sud-ovest di Pignola.

L'Unità tettonica Lagonegrese I affiorante nel Foglio è rappresentata da una successione stratigrafica del Triassico superiore-Cretacico molto potente, caratterizzata da uno spesso intervallo di Calcari con Selce alla base, da Scisti

Silicei poveri in livelli argillosi e da un notevole sviluppo del Flysch Galestrino. L'intera sequenza dei terreni che la costituiscono è stata, inoltre, riferita alla facies Lagonegro-Sasso di Castalda, *sensu* SCANDONE (1972).

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

L'unità stratigrafica è suddivisa in quattro litofacies. Relativamente all'unità tettonica Lagonegrese I, è caratterizzata dalla litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (SLC_a).

Affiorano lungo la dorsale di M. Lama-M. Calvelluzzo-M. Ausinetto e a M. Volturino, e al nucleo dell'anticlinale di Sasso di Castalda.

La descrizione litologica che segue è basata sulle osservazioni dirette degli scriventi integrata dai dati bio- e cronostratigrafici di SCANDONE (1967, 1972) riportati per i Calcarei con Selce (facies Lagonegro-Sasso di Castalda). Si tratta di calcilutiti grigie ben stratificate, con liste e noduli di selce, in strati da 10 cm al metro, con un livello basale fossilifero silicizzato di circa 2 m ad *Halobia styriaca* (MOJSISOVICS). Seguono calcilutiti grigie con selce e un'alternanza di marne e argilliti policrome con *Halobia superba* MOJSISOVICS, *H. cfr. cassiana* (MOJSISOVICS) e *H. styriaca* oltre a numerose *Posidonomya* sp. L'intervallo mediano della successione è rappresentato da calcari grigi con liste e noduli di selce ad *Halobia charlyana* MOJSISOVICS alla base e calcilutiti grigie in strati da 30-60 cm a 2 m ad ammoniti non classificabili e *Halobia halorica* MOJSISOVICS; seguono verso l'alto marne e argilliti nere ad *Halobia norica* MOJSISOVICS ed *H. lineata* MÜNSTER oltre a varie specie di *Posidonomya*. La sequenza termina con calcilutiti con liste e noduli di selce progressivamente sempre più silicee, che con intercalazioni di marne e argilliti silicee policrome fanno graduale passaggio agli Scisti Silicei (STS_a). Quest'ultima porzione della formazione è stata oggetto (AMODEO *et alii*, 1993) di uno studio biostratigrafico atto a definire l'"Intervallo di Transizione" tra i Calcarei con Selce (Triassico superiore) e gli Scisti Silicei (Giurassico) del "Lagonegrese" nella regione lucana dell'Appennino meridionale. Nella sezione di Sasso di Castalda, questo intervallo è rappresentato da circa 30 m di risedimenti carbonatici associati a emipelagiti carbonatiche e marnoso-argillose in percentuale variabile, in cui AMODEO *et alii* (1993) hanno riconosciuto associazioni faunistiche a conodonti di età 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 il limite Calcarei con Selce-Scisti Silicei in 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.

Pertanto eventuali discrepanze nell'attribuzione cronologica dei Calcarei

con Selce *Auctt.* delle unità tettoniche lagonegresi dipendono esclusivamente dall'assegnare a questa formazione o a quella degli Scisti Silicei l'“Intervallo di Transizione” prima descritto.

Lo spessore complessivo della formazione è di circa 500 m.

L'età è Carnico-Norico.

Trattasi di una successione di mare profondo, caratterizzata da notevole continuità laterale e costanza di spessore, nonostante l'intensa deformazione tettonica l'abbia ridotta, localmente, ad affioramenti di limitata estensione.

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

L'unità stratigrafica è suddivisa in quattro litofacies. Relativamente all'unità tettonica Lagonegrese I, è costituita dalla litofacies Lagonegro-Sasso di Castalda (STS_a) caratterizzata da un'alternanza di diaspri verdi, bruni e nerastrini in strati sottili piano-paralleli, di argilliti silicifere rosse e verdi, di diaspri bianchi e verdi in strati regolari da 5 a 15 cm, localmente fino a 50-70 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. In particolare nell'intervallo basale sono presenti faune a radiolari e spicole di spugne anche nella frazione marnosa, mentre nelle brecciole sono riconoscibili anche rari foraminiferi arenacei e resti di echinodermi.

Lungo la dorsale di M. Volturino il passaggio tra i calcari SLC_a e gli Scisti Silicei STS_a è graduale ed è caratterizzato da un intervallo spesso una decina di metri, costituito in basso da strati di 30-40 cm di calcari con selce organizzati in pacchi metrici, cui si intercalano livelli di circa 50 cm di radiolariti, mentre verso l'alto tali intercalazioni si fanno più fitte invertendo il rapporto tra i due litotipi. Sopra questo intervallo è presente un livello di microconglomerato gradato, con clasti esclusivamente carbonatici da subarrotondati a spigolosi, in strati spessi da 40 a 70 cm. Questo livello si segue con continuità lungo tutta la dorsale di M. Volturino ed ha uno spessore medio di circa 2 m con un massimo di 4 m lungo la terminazione sud-orientale della dorsale. Sia alla base che al tetto il contatto dei microconglomerati con gli Scisti Silicei è netto.

Il passaggio della formazione al soprastante Flysch Galestrino (FYG_a) è graduale e avviene tramite un'alternanza di diaspri manganesiferi, argilliti plumbee e calcari siliciferi.

Lo spessore dell'unità litologica varia da pochi metri fino a 300 m.

L'età della formazione non è stata determinata direttamente nell'area del Foglio. Dai dati di letteratura l'età risulta complessivamente giurassica (CRESCENTI, 1966; SCANDONE, 1963a; SCANDONE & DE CAPOA, 1966; SCANDONE, 1967).

SCANDONE (1972) segnala, nella metà inferiore degli Scisti Silicei (facies Lagonegro-Sasso di Castalda) della località tipo, la presenza di strati e banchi di brecciole gradate, nei cui clasti l'Autore riconosce microfacies a *Aeolisaccus dunningtoni* ELLIOT, *Vidalina martana* FARINACCI, piccoli ammodiscidi quali

Glomospira sp. che indicherebbero un'età liassica. MICONNET (1988), nella sezione stratigrafica di Sasso di Castalda, 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).

L'ambiente deposizionale è pelagico profondo; l'unità litologica, è caratterizzata da notevole persistenza laterale e da sottili strati tabulari, con locali risedimenti carbonatici.

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

L'unità stratigrafica è suddivisa in due litofacies: relativamente all'unità tettonica Lagonegrese I, è rappresentata dalla litofacies marnoso-silicea (FYG_a) caratterizzata da una monotona alternanza di argilliti fogliettate bruno-nerastre e di calcilutiti silicifere con subordinati sottili livelli diasprigni intercalati alle argilliti nere. Le calcilutiti, in strati da sottili a banchi fino a 2 m, hanno colore grigio-bruno e rosato per la presenza di ossidi di ferro e manganese e la tipica fessurazione prismatica della "pietra paesina"; locali livelli siltitico-arenitici fini gradati presentano strutture da corrente alla base dello strato. Le argilliti silicifere costituiscono interstrati 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.

Corrisponde ai Galestri B dell'Unità Lagonegrese I di SCANDONE (1972), ampiamente affiorante dalle zone di Lagonegro fino all'Alta Val d'Agri e Marsico Nuovo.

Dal punto di vista biostratigrafico, malgrado le numerose campionature effettuate, le argilliti sono risultate quasi sempre sterili o hanno fornito solo rari radiolari; anche nelle calcilutiti si rinvenivano radiolari e spicole di spugne, mentre le areniti, quando presenti, contengono rari foraminiferi arenacei non classificabili. Solo un campione, prelevato in località Fosso la Terra, a SO di Calvello 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 attribuzione cronologica 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. BRONNIMANN *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.

Si tratta di pelagiti carbonatiche e pelitiche bacinali in alternanza ciclica, caratterizzate da persistenza laterale e da strati tabulari continui, attualmente in assetto estremamente caotico.

Lo spessore, notevolmente variabile anche a causa di fenomeni di scollamento

e per intensi piegamenti, è valutabile tra i 300-400 m, anche se localmente può ridursi a poche decine di metri.

L'età complessiva della formazione è Giurassico superiore *p.p.* - Cretacico.

1.1.2. - *Unità tettonica Lagonegrese II*

A quest'unità tettonica (Fig. 4b) sono state assegnate tutte le restanti successioni ad affinità lagonegrese presenti nell'area del Foglio e che mostrano caratteri di prossimalità alla Piattaforma Appenninica ed accertata evoluzione verticale verso termini affini alle successioni del flysch numidico, quest'ultimo ampiamente affiorante ad est, nel limitrofo Foglio "Stigliano" e a sud-est nel Foglio "Rotondella".

La successione stratigrafica completa di quest'unità include terreni di età compresa tra il Triassico inferiore e il Miocene inferiore e, nell'ambito del Foglio "Marsico Nuovo", affiora nella sua interezza solo nel settore occidentale; nella restante parte non affiorano i termini basso-mesozoici.

A differenza dell'Unità Lagonegrese I, le cui diverse formazioni presentano omogeneità dei caratteri litologici, le formazioni dell'Unità Lagonegrese II sono caratterizzate da variazioni litologiche, che consentono di distinguere tre principali litofacies *sensu* SCANDONE (1972): Armizzone, Pignola-Abriola e San Fele. Relativamente ai terreni affioranti nell'area del Foglio "Marsico Nuovo", essi sono attribuiti alle litofacies Pignola-Abriola e Armizzone.

Le varie formazioni sono distribuite secondo due allineamenti, orientati in senso appenninico: l'intervallo medio-basso è presente estesamente nel settore centro-occidentale del Foglio, lungo la dorsale M. Pano-Timpa dell'Olmo-M. Pierfaone-M. Arioso, tra gli abitati di Tito e di Marsico Nuovo e in quella ad essa parallela che decorre da Serra San Marco a Monteforte-Serra Tuoppo, tra Pignola e Abriola. L'intervallo medio-alto è bene esposto nel settore sud-orientale del Foglio, tra M. Malomo e M. Tangia (a sud-ovest di Laurenzana). Qui la successione, databile dal Cretacico all'Oligocene è costituita da Scisti Silicei passanti, senza l'intercalazione del Flysch Galestrino, alla formazione di Monte Malomo. È probabile che in quest'area terreni attribuiti agli Scisti Silicei corrispondano al Flysch Galestrino e alla parte inferiore (membro selcifero) del Flysch Rosso, affioranti in altri fogli. La formazione di Monte Malomo passa verso l'alto alle argilliti del T. Serrapòtamo; la successione è sovente troncata dal ricoprimento dei terreni sicilidi *s.l.* I terreni oligocenici di quest'unità tettonica sono rappresentati da argilliti rossastre caotiche con sottili intercalazioni di calcilutiti biancastre, passanti ad argilliti brune con sottili strati di quarzareniti fini. Questo intervallo si ritrova alla base delle successioni quarzarenitiche del Miocene inferiore del flysch numidico, che affiora nelle aree esterne (Campomaggiore, Stigliano) al di fuori del Foglio.

La sequenza più completa dell'Unità Lagonegrese II, anche se ridotta notevolmente in spessore e continuità a causa di faglie e sovrascorrimenti

secondari, è osservabile lungo la dorsale M. Facito-Pietra Maura e Marsico Nuovo, tra il fronte di sovrascorrimento principale dei calcari dell'unità tettonica dei M. della Maddalena a sud e i sottostanti terreni dell'unità tettonica Lagonegrese I di Sasso di Castalda.

1.1.2.1. - Formazione di Monte Facito (FAC)

Il termine inferiore dell'unità tettonica Lagonegrese II è rappresentato dalla Formazione di Monte Facito (SCANDONE, 1967) composta da litotipi estremamente diversi sia per età che 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 tuffiche 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).

Recentemente CIARAPICA & PASSERI (2000) hanno pubblicato uno studio monografico sulla Formazione di Monte Facito rivisitando le località tipo di affioramento e conducendo un esame di dettaglio su due aree principali, una tra La Cerchiara e Pezza la Quaglia, nord-est di Sasso di Castalda, l'altra nell'area di Moliterno (v. omonimo Foglio). In entrambe le aree gli Autori individuano otto diverse e distinte litofacies/formazioni, i cui presumibili originari contatti stratigrafici attualmente sono modificati in contatti meccanici. La causa principalmente è da attribuire all'intensa e complessa tettonica polifasica sinorogena e subordinatamente a trasporti in massa avvenuti durante la fase di *rifting* triassico. L'evoluzione paleoambientale prospettata da CIARAPICA & PASSERI (2000) per questo "complesso litologico" prevede la presenza, durante lo Scitico superiore-Anisico inferiore, di un bacino epicratonico a sedimentazione mista terrigeno-carbonatica. Dopo una fase erosiva, nell'Anisico superiore, segue una sedimentazione mista con locale sviluppo di biocostruzioni ad alghe, cui si aggiungono 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 siliceo-radiolaritica, evolvente, nel Ladinico superiore a un bacino di *rift* a sedimentazione calcarea. Alla fine del Ladinico superiore, si ha il definitivo annegamento della piattaforma e l'instaurarsi della sedimentazione pelagica carbonatica che si protrarrà fino al Norico.

Nel Foglio "Marsico Nuovo" i diversi litotipi di questa formazione riconosciuti da CIARAPICA & PASSERI (2000) sono stati raggruppati, alla scala della

carta, in quattro litofacies. Di queste non è possibile ricostruire una successione stratigrafica, a causa della caoticità della formazione. L'originaria posizione può essere dedotta sulla base delle associazioni faunistiche, come ricavato dai cospicui e recenti dati di letteratura, ai quali si rimanda per una più dettagliata analisi.

Il litotipo più diffuso è rappresentato da un'alternanza di marne e argilliti silicifere di colore grigio-giallastro fittamente fogliettate, di argilliti epimetamorfiche grigio-verdastre, più raramente rosate, fissili (località Capelluzzo, a sud di La Cerchiara); di calcareniti a grana da fine a grossolana a patina di alterazione giallastra e di calcareniti quarzifere grigiastre a fitta laminazione sia incrociata che parallela, in strati da medio-sottili fino a 1 m per amalgamazione; di calciruditi gradate a prevalenti clasti micritici e di calcari oolitici in livelli da sottili fino a 1,50 m, con geometria lenticolare a base ondulata, più raramente piana e con impronte di fondo e tetto da ondulato a gibboso per strutture da *hummocky* (FAC). In C.da Pezza la Quagliara, tra piccoli ammassi di carbonati biocostruiti tipo *patch-reef* riferiti all'Anisico medio (SCANDONE, 1972) imballati nella matrice argillitica, è stato rinvenuto un blocco di *pillow-lavas* (B) fortemente spilitizzato a tendenza alcalina (MICONNET, 1988).

La litofacies argillitico-arenitica (FAC_d), è costituita da argilliti fissili epimetamorfiche e da areniti fini quarzose e arcosi micacee di colore rosso e giallastro con matrice carbonatica, in strati medio-sottili, a laminazione obliqua e parallela con strutture di fondo e bioturbazioni e con intercalazioni di marne e arenarie micacee. Lungo il versante occidentale di M. Facito (Mass. del Conte Gaetani) questa litofacies è caratterizzata da areniti arcose debolmente gradate, a bassa maturità sia mineralogica che tessiturale. La grana è minuta, al limite tra siltite grossolana e arenaria molto fine, la matrice, abbondante, è costituita prevalentemente da ossidi e idrossidi di ferro e da minerali argillosi. La componente clastica è rappresentata da quarzo monocristallino e quarzo composito in quantità equivalenti con forma da angolosa a subarrotondata, da feldspati generalmente alterati in sericite o minerali argillosi, da frammenti litici di rocce metamorfiche di basso grado e più rari frammenti di rocce carbonatiche e da accessori quali ossidi e idrossidi di ferro prevalenti, da miche, sia muscovite che biotite, molto ben rappresentate e da minerali pesanti (zircone e tormalina) in quantità minore. Le quarzareniti hanno grana da fine a grossolana, sono costituite da granuli di quarzo ben selezionati, hanno strutture da *ripple* da onda e localmente vi si intercalano areniti immature e lenti di brecciole con clasti di età permiana.

La litofacies FAC_e, costituita da marne e peliti silicee da grigio a rosate, laminate, con rari livelli calcarenitici e da radiolariti policrome in strati medi, ha estensione limitata, ma è bene esposta a sud di Pietra Maura (tra Pergola e Sasso di Castalda). Le peliti silicee sono spesso interstratificate con siltiti silicee di colore nerastro, fittamente fogliettate; localmente includono corpi di calcareniti e calciruditi di varie dimensioni fino a plurimetri.

La litofacies più caratteristica (FAC_a) è rappresentata da calcari massivi grigi ad algho o a bioclasti in banchi di spessore variabile e in corpi cupoliformi, calcari neri biocostruiti, marne rosse e gialle e calcari neri a brachiopodi, micriti laminate

e bioturbate, generalmente alla base dei calcari massivi o intercalati alle areniti micacee. I calcari biocostruiti formano corpi a geometria tabulare e nell'area di La Cerchiara arrivano ad uno spessore massimo di 40 m. Lungo tutta la dorsale a nord-est di Sasso di Castalda, da Pietra Congolo alla rupe di Fontana dell'Ines, questi corpi si estendono lateralmente per molte centinaia di metri; riaffiorano in corpi isolati di minore estensione ad Abriola, lungo le pendici di M. Facito e a Pietra Maura. I calcari neri sono formati da *boundstones* a brachiopodi o *mudstones* laminati e bioturbati, quelli massivi sono costituiti da *boundstones* ad organismi incrostanti (generalmente alghe), da *grainstones* encrinitici e/o *packstones* bioclastici.

I carbonati biocostruiti di questa litofacies corrispondono al Calcare di Abriola di AZZAROLI (1962), al Membro organogeno di SCANDONE (1967), alla Facies calcareo-argillitica di WOOD (1981), al Membro dei *build-up* carbonatici di CIARAPICA *et alii* (1990) ed infine alla Litofacies calcarea con biocostruzioni di CIARAPICA & PASSERI (2000).

Il livello stratigrafico più alto di tutto il “complesso litologico” è rappresentato da una litofacies (**FAC_b**) costituita da calcari rossi e calcari silicei nodulari in strati medio-sottili con liste e noduli di selce bianca, grigia o nera, sovente dolomitizzati e cataclastici, comunemente interstratificati a marne rosse, radiolariti e interposti (tettonicamente?) a discontinui corpi calciruditici costituiti da *mudstone* e *boundstone* in matrice marnoso-silicea. I litotipi calcarei, in facies tipo rosso ammonitico, sono dati da calcare micritico in strati massivi e, più comunemente, in banchi di calciruditi nodulari in matrice silicea o micritica. I litotipi calcareo-argillitici, invece, sono formati da argilliti rosse, micriti scure e da argilliti e calcari giallastri. Questa litofacies è stata riconosciuta a sud di Pietra Maura, tra M. di Tigliano e Manca di Vespe, e poco più a nord di M. dell'Arena, al passaggio con i soprastanti livelli della formazione dei Calcari con Selce. Questo passaggio è quasi ovunque mascherato a causa di disturbi tettonici, da scollamenti meccanici intraformazionali, nonché da coperture detritiche e/o vegetali.

Per l'età della “formazione” si rimanda a tutti gli Autori prima citati che, in diverso modo e con differente approccio metodologico, hanno contribuito a definire il *range* temporale delle numerose litofacies. Le indicazioni cronologiche dedotte dal rinvenimento, a volte eccezionale, di conodonti, alghe, ammoniti, brachiopodi e bivalvi, foraminiferi, radiolari e palinomorfi permettono di riferire complessivamente al Triassico inferiore-Triassico superiore la Formazione di Monte Facito.

Lo spessore della formazione non è determinabile, ma dagli Autori prima citati viene stimato non inferiore a 300 m.

1.1.2.2. - Calcari con Selce (SLC)

litofacies Pignola-Abriola (SLC_c). Affiorano diffusamente tra Tito e Pergola sulle diverse litofacies della Formazione di Monte Facito, al nucleo delle anticlinali

della dorsale Monteforte-Crocetta tra Abriola e Pignola, di Toppa Gianpietro e dell'anticlinale rovesciata di Fosso della Fagosa.

Trattasi di calcilutiti grigie e calcilutiti silicifere nodulari ben stratificate, in livelli da 10 a 50 cm, con liste di selce grigia e nera, cui si intercalano calcareniti e calcsiltiti con liste e noduli di selce, a laminazione parallela con sottili interstrati argillosi verdi, in strati di spessore medio da 10 a 35 cm. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti calcari dolomitici e dolomie di colore giallastro, con liste e noduli di selce e con passaggi latero-verticali sfumati. Localmente sono presenti megastrati di breccie dolomitiche intraformazionali oltre a calciruditi intramicritiche (*floatstones*), talora oolitiche, debolmente dolomitizzate o silicizzate con radiolari e spicole di spugne. Questi megastrati, ove presenti, identificano il limite superiore della formazione nella successione di Pignola-Abriola.

Corrispondono ai Calcari con Selce in facies Pignola-Abriola di SCANDONE (1967, 1972), suddivisa in diversi "livelli (spessore da 1 a 5 m) e intervalli litologici (spessore da 6 a 20 m)", la cui età carnica è accertata solo per la metà inferiore della formazione per il contenuto di varie specie di *Halobia*, mentre per la metà superiore della successione si fa riferimento ad una probabile correlazione con la sezione tipo della facies Lagonegro-Sasso di Castalda, dove la presenza di *Halobia norica* permette di estendere l'età della successione al Norico.

Per la datazione della formazione si è fatto riferimento ai dati della letteratura, essendo risultati sterili tutti i campioni prelevati. SCANDONE (1972) riporta, per la parte inferiore della successione, macrofaune riferibili ai generi *Posidonomya* e alle specie *Halobia cassiana*, *H. austriaca* MOJSISOVICS, *H. superba*, oltre ad ammoniti, mentre nella parte medio-alta segnala la presenza di *Halobia norica*. Ciò consente un'attribuzione cronologica di tutta la successione al Carnico-Norico, età confermata, per la parte superiore della formazione, anche da MICONNET (1983, 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.

La successione è caratterizzata generalmente da livelli medio-sottili ben stratificati a geometria tabulare e con notevole continuità laterale. Il passaggio alla sottostante Formazione di Monte Facito è generalmente rappresentato da un'alternanza di calcilutiti silicifere nodulari e da argilliti verdi e color vinaccia, mentre il limite superiore con gli Scisti Silicei è sfumato e graduale per l'infittirsi della componente argillitico-silicifera.

Lo spessore varia da qualche decina di metri a 300 m.

1.1.2.3. - Scisti Silicei (STS)

litofacies Pignola-Abriola (STS_c). Alternanza di argilliti silicifere rosse in strati da molto sottili a sottili, marne, calcari marnosi e calcareniti rosse a

grana medio-fine sovente gradate, in strati medi e spessi, di marne da gialle a verdi, calcari marnosi biancastri e grigi, di radiolariti rosse, verdi e nerastre con patina manganesifera, in livelli di spessore variabile da qualche centimetro a 2 metri. Presentano strutture da corrente, interlaminari e di fondo e deformazioni da *slumping*. Nelle argilliti silicifere rosse si intercalano frequenti strati medio-spessi e spessi di brecciole calcaree gradate a clasti generalmente ricristallizzati e immersi in matrice micritica grigia, nelle quali SCANDONE (1972), segnala la presenza, oltre a radioli di echinidi totalmente silicizzati, di foraminiferi bentonici quali *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolitica* MOHLER e *Trocholina* spp, che, anche se probabilmente risedimentati, consentirebbero un'attribuzione cronologica al Giurassico.

Una successione stratigrafica ben diversa è quella presentata da DE WEVER & MICONNET (1985) e MICONNET (1988) che nella Sezione di Pignola-Abriola riconoscono un intervallo basale pelitico, spesso circa 100 m, contenente numerosi livelli decimetrici di calcari allodapici, di età compresa tra un generico Dogger ed il Kimmeridgiano (*vide* A.A. citati); seguono 50 m di argilliti silicee rossastre, ancora del Kimmeridgiano per la presenza di *Emiluvia premyogii* BAUMGARTNER, *Foremanella diamphidia* (FOREMAN) *Hsuum* gr. *maxwelli* PESSAGNO e *Tritrabs worzeli* (PESSAGNO). La formazione si chiude con circa 100 m di peliti silicee e diaspri rossi con radiolari, quali *Archaeodictyomitra apica* (RUST), *Foremanella diamphidia* (FOREMAN), *Obesacapsula morroensis* PESSAGNO e *Podocapsa amphitrepta* (FOREMAN), che consentono un'attribuzione cronostratigrafica al Kimmeridgiano superiore-Berriasiano.

A Monte Serranetta (a sud-est di Pignola) è stata riconosciuta una sequenza leggermente differente per quanto riguarda la metà inferiore della formazione, caratterizzata da una fitta alternanza di argilliti, di calcari fini avana con liste di selce grigia, di calcilutiti rosse e di calcari cristallini grigi, mentre la parte alta è rappresentata da una predominanza di argilliti policrome con sottili intercalazioni di radiolariti, molto simile, in spessore e litofacies, a quella descritta da MICONNET (1988) per la sezione di Pignola-Abriola. Si ritiene che la porzione basale possa corrispondere all'intervallo di transizione Calcari con Selce-Scisti Silicei *sensu* AMODEO *et alii* (1993) ed è stato qui inserito all'interno della formazione degli Scisti Silicei. Pertanto l'età della formazione viene estesa al Retico.

litofacies Armizzzone (STS_b). Alquanto diversi sono invece i caratteri di quest'unità litologica nelle aree di M. Tangia, di M. La Ricciola e di M. Malomo. Qui, della successione dell'unità Lagonegrese II affiorano solo i termini giurassico-paleogenici con le formazioni Scisti Silicei, M. Malomo e argilliti del T. Serrapòtamo. Gli Scisti Silicei hanno spessore fino a 130 m circa, affiorano o al nucleo di anticlinali di rampa (M. Tangia) o alla base di monoclinali troncate tettonicamente dal contatto di sovrascorrimento principale dei terreni della falda sicilide. Sono caratterizzati da una porzione inferiore costituita da una monotona alternanza di argilliti fissili e siltiti fini silicee di colore rosso prevalente o bruno tabacco, evolvente verso l'alto a facies tipo "*black shales*".

In questa porzione, a M. La Ricciola, sono state rinvenute microfaune a radiolari, con *Cuneolina* sp., *Pithonella ovalis* (KAUFMANN), *Calcisphaerula innominata* BONET, *Globigerinelloides* sp., *Hedbergella* sp. e piccole Globotruncanidae - tra cui *Globotruncana* cf. *linneiana* (D'ORBIGNY) - che estendono l'età almeno al Turoniano (Fig. 5). Questa formazione è pertanto parzialmente coeva del Flysch Galestrino e, laddove questo si chiude, il passaggio verso l'alto avviene direttamente con la formazione di Monte Malomo. Ove, invece, è presente il Flysch Galestrino, il passaggio ad esso è graduale e si effettua con l'infittirsi dell'alternanza argillitica bruna e calcareo-silicifera grigiastra.

Trattasi di pelagiti bacinali con risedimenti di carbonati silicizzati, caratterizzati da continuità laterale e geometria tabulare.

Lo spessore complessivo della formazione è difficilmente valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione e ripetizione, ma non dovrebbe superare i 250 m.

L'età della formazione è Retico-Cretacico superiore (Turoniano).

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

La formazione è costituita da un'alternanza di argilliti, marne siltose, calcilutiti e calcari marnosi siliciferi con rare breccie calcaree gradate e calcareniti



Fig. 5 - Alternanza di argilliti fissili e siltiti fini silicee di colore rosso prevalente o bruno tabacco in strati paralleli della parte alta della formazione Scisti Silicei, affiorante nella zona di M. La Ricciola, dove sono state rinvenute microfaune che estendono l'età della formazione al Turoniano.

intraclastiche a grana medio-fine. Le argilliti, più o meno silicifere, hanno colore grigio plumbeo e costituiscono interstrati e strati fino a parecchi metri di spessore, prevalendo, localmente, sulle altre componenti litiche. Si presentano finemente laminate e a fitta fessurazione prismatica. I campioni relativi a questa litofacies sono sempre risultati sterili. Le marne siltose di colore bianco o grigiastro più raramente bruno-rossastro, 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 la tipica fessurazione prismatica della “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 rappresentata prevalentemente da nannofossili calcarei oltre a foraminiferi, radiolari, spicole di porifera e ostracodi (v. oltre).

Affiora in buona esposizione e in continuità sugli Scisti Silicei (STS_c) nei dintorni di Tito e nella dorsale Serra di Rifreddo-Le Coste di Fra Martino; riappare in finestra tettonica al di sotto dei terreni sicilidi a M. Serra la Croce (ovest di Trivigno). Più a sud nei dintorni di Pergola riaffiora lungo il versante occidentale della monoclinale di M. di Tigliano, e nella finestra tettonica lungo i fianchi dell’anticlinale di Serra di Cecchetti, sotto i terreni carbonatici della piattaforma appenninica.

In quest’ultima località, 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 di questa formazione, l’età assegnata da MARSELLA *et alii* (1995). Al contrario, 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, campionate a Tempa di Volta (a nord di Pergola), ad un centinaio di metri dalla base sono presenti microfaune contenenti *Coscinoconus alpinus* LEUPOLD, *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina oolitica* MOHLER, *Trocholina* sp., *Ammobaculites* sp., *Robulus* sp. e rare calpionelle, che indicano il Cretacico inferiore, e nannoflore a *Cruciellipsis cuvillieri* (MANIVIT), *Watznaueria barnesae* (BLACK), *Nannoconus steinmannii* KAMPTNER, *Stradneria crenulata* (BRAMLETTE & MARTINI) del Cretacico inferiore.

Nell’area di M. Serra la Croce (ad ovest di Trivigno) la formazione è caratterizzata da una litofacies argilloso-marnosa. In campioni prelevati da questo intervallo, lungo la strada comunale di Masseria La Rocca, sono state rinvenute nannoflore a *Micula staurophora* (GARDET) e *Watznaueria* spp. che estenderebbero l’età della formazione al Turoniano.

La continuità laterale di questi terreni è costantemente disturbata ed interrotta per tettonica; l’assetto è estremamente caotico. Relativamente all’area del Foglio, il passaggio alla formazione di Monte Malomo è osservabile ad est di Abriola e al margine sud-ovest della carta, lungo i fianchi dell’anticlinale tra M. Cavallo e Serra di Cecchetti, a sud di Pergola, mentre a nord dell’abitato le due formazioni

vengono a contatto tettonicamente per faglia.

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

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

1.1.2.5. - formazione di Monte 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 lagonegresi ed in altre alla base del flysch numidico. Questa formazione corrisponderebbe in parte agli "Scisti rossi di Pecorone" ed in parte alla cretacico-miocenica "Unità di Toppo Camposanto" di SCANDONE (1967, 1971). 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), ascritto al Cretacico superiore-Paleogene(?). Gli intervalli sommitali della formazione, solidali con il flysch numidico, sono stati spesso segnalati, nei settori esterni dell'orogene, con il termine di Flysch Rosso o di Argille Varicolori (DAZZARO & RAPISARDI, 1987).

Si tratta di un'alternanza di argilliti e marne argillose grigio-verdastre o vinaccia, fogliettate, in strati di 5-30 cm, di marne e calcilutiti da grigio-biancastre a rosse a frattura concoide, di argilliti silicifere nerastre e di brecciole calcaree gradate grigie e rosate in strati di 2-50 cm. La frazione carbonatica è rappresentata da calciruditi (*rudstones*) e calcareniti biotritiche (*grainstones* e *wackestones*) a cemento spatico prevalente o in matrice micritica, contenenti abbondanti frammenti di rudiste e macroforaminiferi.

La formazione affiora in continuità sul Flysch Galestrino e il passaggio è bene osservabile nel settore occidentale del Foglio, a nord di Tito, a sud di Pergola e a Costa del Ragazzo ad est di Abriola. In queste località, immediatamente sopra al contatto con il Flysch Galestrino, i campioni prelevati nella frazione carbonatica arenitica della formazione, mostrano abbondanti risedimenti di rudiste. A nord-ovest di Abriola, in località S. Giovanni, la formazione poggia con passaggio graduale, caratterizzato dall'incremento della frazione marnosa e carbonatica, sugli Scisti Silicei. La frazione calcarenitica, rappresentata da *grainstones* totalmente ricristallizzati, è risultata sterile; la componente più fine è un *mudstone* nel quale è stata riconosciuta un'associazione a nannofossili calcarei caratterizzati da *Micula* spp., *M. decussata* VEKSHINA, *Watznaueria* spp., indicativi del Cretacico

superiore.

Una campionatura effettuata in vari affioramenti discontinui presenti nell'area di Pergola, dal limite stratigrafico con i sottostanti Scisti Silicei fino al contatto sotto l'unità tettonica dei M. della Maddalena, a Serra di Cecchetti, ha permesso di ricostruire quasi per intero l'intervallo cronologico coperto dalla formazione. Alla base sono presenti associazioni a *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., *Rotalia* sp., *Hellenocyclina* sp. e Miliolacea del Campaniano-Maastrichtiano. Livelli più alti contengono microfaune a *Siderolites* sp., *Omphalocyclus* sp. rimaneggiate, associate a *Discocyclina* sp., Alveolinidae e Rotaliidae del Paleocene superiore-Eocene inferiore.

Livelli intermedi, affioranti a nord di M. Cavallo e a sud-est di Pergola, presentano associazioni a foraminiferi planctonici con *Hantkenina* sp., *Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Morozovella aragonensis* (NUTTAL) e nannofossili con *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *C. pelagicus* (WALLICH), *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster barbadiensis* TAN, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE,

Sezione versante meridionale di M. Malomo

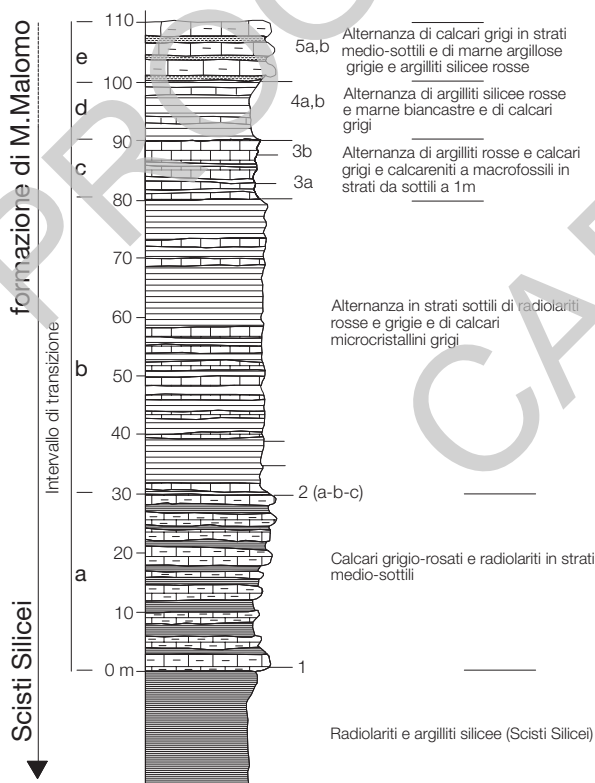


Fig. 6 - Sezione stratigrafica misurata e campionata in corrispondenza del passaggio stratigrafico tra gli Scisti Silicei (STS) e la formazione di Monte Malomo (FMM), lungo la strada comunale Viggiano-Laurenzana, tra i km 5 e 4, immediatamente oltre la sorgente Acqua Tufara.

Zygrabliothus bijugatus (DEFLANDRE), indicativi dell'Eocene medio e superiore.

Livelli sommitali, affioranti a Serra di Cecchetti (a sud-ovest del Foglio) contengono microfaune a *Halkiardia* sp., *Lepidocyclina* sp., *Amphistegina* sp., *Chapmanina* sp., *Catapsidrax* sp., *Globigerina* sp., che estendono l'età sino all'Oligocene.

In altre località l'appoggio è direttamente sugli Scisti Silicei dell'Unità Lagonegrese II, senza l'interposizione del Flysch Galestrino, come è possibile osservare lungo i fianchi dell'anticlinale esposta tra Mass. Calabrese e Mass. Colombina, in destra orografica del T. Fiumicello, lungo il versante orientale di M. La Ricciola e lungo il versante meridionale di M. Malomo (Fig. 6).

In quest'ultima località, lungo la strada comunale di collegamento Viggiano-Laurenzana, tra i km 5 e 4, immediatamente oltre la sorgente Acqua Tufara, è stata effettuata la campionatura di una successione stratigrafica lungo un intervallo di transizione (ritenuto tale per le caratteristiche litologiche) tra Scisti Silicei (STS) e formazione di Monte Malomo (Fig. 7).

L'inizio della sezione misurata comprende il tetto dei livelli radiolaritici. Detta transizione tra le due formazioni è segnata dalla prima comparsa di livelli carbonatici ed è contraddistinta da alternanza di livelli silicei e carbonatici; in particolare si individuano i seguenti intervalli:

- a)- alternanza di calcari grigio rosati e radiolariti rosse in strati da sottili a medi, spesso 30 m, contenente probabili radiolari, spicole di poriferi e frammenti di



Fig. 7 - Alternanza di argilliti e marne rosse e di calcilutiti e calcareniti fini, in strati sottili, della formazione di Monte Malomo affiorante nella località-tipo di Monte Malomo. La formazione è intensamente piegata anche perché costituisce un orizzonte di scollamento al tetto della successione lagonegrese dalla quale il flysch numidico si è ampiamente scollato, andando a costituire scaglie tettoniche che non affiorano nell'area del Foglio (zona di Stigliano, nel Foglio omonimo).

- echinodermi, poco significativi ai fini cronostatigrafici;
- b)- fitta alternanza, spesso circa 50 m, di radiolariti rosse e grigio scuro e di calcari microcristallini grigio scuro al taglio e a patina rosata all'alterazione, intensamente silicizzati, contenenti radiolari e frammenti di dubbia provenienza;
 - c)- fitta alternanza di argilliti silicee rosse e di calcareniti a macrofossili in strati da sottili a 1 m. Campioni prelevati in questo intervallo hanno mostrato nei bioclasti della porzione carbonatica frammenti di Hippuritacea, gasteropodi e Orbitolinidae del Cretacico medio, ma probabilmente risedimentati;
 - d)- alternanza di argilliti silicifere e marne scagliettate biancastre con sottili livelli di calcari grigi dello spessore totale di 10 m circa in cui sono stati riconosciuti rari piccoli foraminiferi planctonici della famiglia Globigerinidae e bentonici della famiglia Anomalinidae associati a frammenti di echinodermi;
 - e)- la sezione si chiude con circa 10 m di livelli a prevalente componente carbonatica costituiti da calcari grigi in strati medio-sottili e da marne argillose scagliettate grigie e argilliti silicee rosse. I campioni prelevati in questo intervallo contengono nanofossili, quali *Microrhabdulus undosus* PERCH-NIELSEN, *Micula swastica* STRADNER & STEINMETZ, *M. concava* (STRADNER), *M. decussata*, *M. staurophora* (GARDET), del Cretacico superiore (Maastrichtiano), rari e piccoli foraminiferi planctonici delle famiglie Globigerinidae e bentonici della famiglia Anomalinidae, Nodosariidae, Textulariidae e Rotaliidae, probabili resti di *Ethelia alba* (PFENDER) che estendono dubitativamente l'età al Paleocene.

Sul versante orientale di M. Volturino, a Scarrone Nocella (settore centro-meridionale del Foglio), lungo la strada Marsicovetere-Calvello, affiora la formazione di Monte Malomo, delimitata ad est da un contatto di sovrascorrimento secondario, orientato E-O, sulle argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ) (v. oltre), e ad esse evolvente in continuità stratigrafica verso ovest. A sud, sempre sulla strada comunale, in destra di Fosso Grande (toponimo a scala 1:25.00), punto quotato 1272 (scala del Foglio), è esposto il contatto basale della formazione sugli Scisti Silicei. In questo tratto la formazione ha uno spessore complessivo di circa 70 m. Livelli prossimi al contatto tettonico con ABQ contengono abbondanti risedimenti di rudiste, *Orbitoides* sp., *Lepidorbitoides* sp. e rari individui di Discorbidae e Miliolidae.

La formazione affiora anche lungo la dorsale di M. La Ricciola e lungo i fianchi della piega di Mass. Calabrese (in destra di F.ra La Terra, tra Calvello e Laurenzana), in semifinestra tettonica al di sotto dei terreni della falda sicilide.

Il passaggio alle soprastanti argilliti ABQ è netto e concordante, come è possibile osservare a M. Malomo e a M. La Ricciola (settore orientale del Foglio), e anche nella zona di Pergola (settore sud-ovest) dove però ABQ rappresenta il termine su cui sovrascorre l'unità carbonatica dei Monti della Maddalena.

L'età complessiva si estende dal Cretacico superiore all'Oligocene.

Lo spessore della formazione in affioramento è estremamente variabile a causa di ripetizioni o elisioni tettoniche, oscillando da 0 a 350 m.

1.1.2.6. - argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ)

Nell'ambito del Foglio "Marsico Nuovo" questa formazione rappresenta il termine apicale della successione stratigrafica Lagonegrese II, affiorando prevalentemente in continuità sulla formazione di Monte Malomo o più eccezionalmente, a mezzo di superfici meccaniche di scollamento, direttamente sugli Scisti Silicei (STS), come è possibile osservare a M. Tangia lungo il fianco orientale dell'anticlinale di rampa est vergente. A conferma di quanto già espresso in CARBONE & LENTINI (1990) circa l'evoluzione verso l'alto della formazione di Monte Malomo e in parziale accordo con SCANDONE (1967, 1972), che riconosce all'interno del "Flysch Rosso" un membro superiore marnoso-argilloso spesso circa 100 m, di età Oligocene superiore-Langhiano, questa formazione rappresenta l'intervallo basale del flysch umidico, scollato dalle successioni lagonegresi e affiorante in aree più esterne al di fuori del Foglio.

Trattasi di una successione di argilliti brune, argille marnose e marne rosse e verdi prevalenti, scagliettate e in strati sottili, con rare e sottili intercalazioni di areniti fini quarzose, di calcareniti bioclastiche di colore grigio scuro al taglio, brune all'alterazione e di arcosi più frequenti nella parte alta. Affiora in continuità sui calcari della formazione di Monte Malomo lungo la dorsale omonima e a M. Tangia, ricoperta tettonicamente dalle sequenze dell'Unità Sicilide. Nell'area di Pergola la formazione è rappresentata da argilliti grigio-verdastre con intercalazioni medio-sottili di calcilutiti bruno-nerastre intensamente ossidate (pirolusite), a frattura prismatica e di arenarie fini calciclastiche. La formazione ingloba olistoliti (**cb**) costituiti da carbonati mesozoici massivi, di colore bianco-grigiastro, estesamente spatizzati e/o dolomitizzati, da blocchi calcareo-marnosi bianco-rossastri (attribuibili alla formazione di Monte Malomo) e da calcari elastici gradati a macroforaminiferi. In questi ultimi sono state riconosciute associazioni a foraminiferi costituite da *Amphistegina* sp., *Miogypsinoides* sp., *Lepidocyclina* sp., *Heterostegina* sp., *Asterigerina* sp., *Spirochypus* sp. e *Globigerinidae*, oltre ad alghe rosse (*Lithothamnium*), briozoi, radioli di echinidi e policheti. Diffusi all'interno dell'unità in tutte le aree di affioramento, gli olistoliti raggiungono le dimensioni massime a Tempa La Quaglia, a sud di Pergola. Un altro blocco di notevole dimensione è quello di Tempa La Posta Nuova, a nord di M. Caldarosa.

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 è dedotta dal contenuto fossilifero riconosciuto nelle calcareniti, le quali permettono di assegnare la formazione all'Oligocene superiore.

Spessore fino a 100 m.

1.2. - UNITÀ TETTONICA MONTI DELLA MADDALENA

L'Unità tettonica Monti della Maddalena deriva dalla deformazione dei settori più esterni dell'originaria Piattaforma Campano-Lucana triassico-miocenica, alla quale D'ARGENIO *et alii* (1973) attribuiscono diverse unità stratigrafico-strutturali (Bulgheria-Verbicaro, Alburno-Cervati e Foraporta), derivanti da un comune dominio paleogeografico.

Corrisponde al Complesso Panormide di OGNIBEN (1969) che vi include le potenti successioni alloctone in facies di piattaforma carbonatica, di età compresa tra il Triassico medio-superiore ed il Paleocene, riferite ad un originario dominio carbonatico interposto tra il "Bacino del Flysch del Cilento e delle Argille Varicolori" verso l'interno e il Bacino Lagonegrese all'esterno (v. Fig. 3).

La successione dei Monti della Maddalena, così come emerge dalla letteratura, risulta costituita da depositi marini, che vanno da ambienti di acque basse a margine della piattaforma, caratterizzati da dolomie triassiche e calcari liassici, cui seguono in discordanza calcari organogeni del Giurassico superiore e quindi risedimenti calcarenitici del Cretacico e del Terziario inferiore. La sequenza è chiusa da calcareniti trasgressive del Miocene inferiore e poi da arenarie torbiditiche, solidali sui livelli carbonatici.

L'attribuzione al Tortoniano superiore dei sedimenti silicoclastici posti al tetto di tale successione da parte di SGROSSO (1992) è in contraddizione con l'originaria collocazione paleogeografica di quest'unità tettonica, che in quanto interna, non poteva essere interessata dalla prima fase tettogenetica in tempi così recenti come avviene invece per le aree esterne (Piattaforma Apula). Se fosse confermata l'età tortoniana, sarebbe da ritenere che si tratti di sedimenti silicoclastici totalmente discordanti e post-orogeni rispetto alle fasi di trasporto delle unità carbonatiche.

La successione carbonatica mesozoica affiorante nella parte più alta della Val d'Agri è caratterizzata da dolomie estremamente tettonizzate, da calcari oolitici e da calcari biocostruiti a rudiste. Nell'alta Val d'Agri si assiste ad una progressiva elisione dei termini basali verso est, per cui le successioni affioranti nei settori ricadenti nel Foglio "Marsico Nuovo" sono limitate agli orizzonti giurassico-cretacici. Al tetto di questi, la successione carbonatica si chiude con lembi discontinui di calcareniti paleogeniche a nummuliti ed alveoline della formazione Trentinara (SELLI, 1962), cui seguono depositi terrigeni del Miocene inferiore riferibili alla formazione del Bifurto (SELLI, 1957).

Nell'area esaminata quest'ultima è rappresentata da sedimenti marnosi e da quarzeniti "tipo numidico" via via di mare più profondo fino a torbiditi distali, alle quali si intercalano torbiditi carbonatiche a macroforaminiferi. La formazione giace, con passaggio brusco e molto rapido, in paraconcordanza sui terreni del Cretacico superiore o del Paleocene-Eocene inferiore. L'età di questi terreni non va oltre il Burdigaliano (SCANDONE, 1967, 1972; BOUSQUET, 1971, 1973; GRANJACQUET & MASCLE, 1978; ELTER & SCANDONE, 1980).

I terreni dell'unità carbonatica affiorano lungo il margine sud-ovest del Foglio, in corrispondenza del gruppo montuoso tra M. Cavallo-La Palombara e in lembi

isolati tra Montetto e Scarrone di Mezzo, ad est di M. Volturino, tettonicamente sovrapposti ai livelli oligocenici dell'Unità tettonica Lagonegrese II (Fig. 8). Tali affioramenti sono delimitati da un allineamento che prosegue nel contiguo Foglio



Fig. 8 - I terreni dell'unità carbonatica affiorano lungo il margine sud-ovest del Foglio, in corrispondenza del gruppo montuoso tra M. Cavallo e La Palombara. Il sovrascorrimento principale tra le unità della Piattaforma Appenninica e quelle bacinali delle Ionidi è ben evidente anche immediatamente ad ovest del Foglio dove le dolomie cataclastiche (DOC) dell'Unità tettonica Monti della Maddalena sono sovrapposte ai livelli oligocenici delle argilliti del T. Serrapòtamo (ABQ) dell'Unità tettonica Lagonegrese II.

“Moliterno” lungo la congiungente Marsicovètere-Viggiano, e che rappresenta pressappoco il fronte più avanzato delle unità carbonatiche appenniniche sulle successioni lagonegresi. Verso est si ha la sovrapposizione delle coltri interne sicilidi direttamente sulle unità lagonegresi.

1.2.1. - dolomie indifferenziate (DOC)

I terreni riferiti a quest'unità litologica costituiscono limitati affioramenti presenti sul costone meridionale di Serre di M. Cavallo e di M. Cavalluccio, sul margine sud-ovest del Foglio.

Si tratta di dolomie saccaroidi di colore grigio-biancastro, cataclastiche.

Le dolomie passano verso l'alto e lateralmente ai calcari CBI; verso il basso poggiano con contatto di sovrascorrimento sui termini oligocenici (argilliti del T. Serrapòtamo) dell'Unità Lagonegrese II.

Lo spessore affiorante è circa 50 m.

L'età non è determinabile.

1.2.2. - calcari e calcari dolomitici (CLU)

Nel Foglio "Marsico Nuovo" questa formazione è costituita da due litofacies, una prevalentemente dolomitica e l'altra calcareo-dolomitica, sfumanti lateralmente e senza una reale transizione verticale, in quanto il processo di dolomitizzazione è trasversale alla successione stratigrafica.

La litofacies calcareo-dolomitica (CLU_b) è rappresentata da calcari grigio-bluastri in strati sottili, da calcari cristallini intra e bioclastici a grana fine di colore biancastro o grigio-nocciola fittamente spatizzati, ad ooliti, oncoidi e impronte di lamellibranchi, pseudo stratificati o fortemente amalgamati in strati medi fino a banchi, oltre a calcari dolomitici, calcareniti e brecciole con associazioni a prevalenti dasycladacee, piccoli gasteropodi non classificabili, echinodermi, oltre a Textulariidae, Trochamminidae, Valvulinidae e scarsi radiolari. La geometria dei corpi calcarei è molto varia, da lenticolare a cupoliforme a tabulare.

Affiora in *klippen* isolati, anche se di notevole estensione, tra Scarrone Nocella e Scarrone di Mezzo (a est di M. Volturino) e in lembi minori a Scarrone Acqua di Bocca, a Madonna di M. Saraceno e lungo il Fosso di Acqua le Brece, oppure inglobata nelle argilliti ABQ dell'Unità tettonica Lagonegrese II, nella medesima zona.

La litofacies (CLU_a) è rappresentata da calcari dolomitici e da dolomie saccaroidi di colore grigio-biancastro, da macro a microcristallini, a stratificazione indistinta con originarie strutture e contenuto faunistico totalmente oblitterati, da breccie cataclastiche a elementi eterometrici e da doloareniti da grossolane a fini, a elementi spigolosi, talora debolmente cementate, con plaghe residue meno intensamente fratturate. Questo aspetto tessiturale è più diffuso ed evidente in prossimità di superfici meccaniche o alla base di sovrascorrimenti, sebbene sia localmente presente anche in livelli non corrispondenti a discontinuità tettoniche.

Relativamente all'area del Foglio questa litofacies affiora in buona esposizione nelle cave di Scarrone Acqua di Bocca e in quella a sud di Acqua le Brece, in corpi di limitata estensione, al di sotto stratigraficamente della litofacies calcarea.

Una fitta campionatura effettuata negli affioramenti ubicati tra Scarrone Nocella e la terminazione meridionale di M. Saraceno ha permesso di ricostruire una successione stratigrafica estesa dalla parte alta del Giurassico inferiore al Cenomaniano inferiore.

A Scarrone Nocella, i livelli più bassi campionati contengono associazioni a *Siphovalvulina variabilis* SEPTFONTAINE, *Thaumatoporella parvovesiculifera*

(RAINERI), *Gaudryina* sp. (Giurassico inferiore-Giurassico medio). Nei livelli soprastanti ai microfossili citati si associano *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE), *Selliporella donzellii* SARTONI & CRESCENTI (biozona a *Siphovavulina variabilis*, sottozona a *Selliporella donzellii* di CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1977 e CHIOCCHINI *et alii*, 1995, modificata in CHIOCCHINI *et alii*, 2005) indicativi del Bajociano inferiore *p.p.*-Bathoniano inferiore.

A Madonna di M. Saraceno, livelli più alti contengono *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Trocholina* sp., *Gaudryina* sp., *Siphovavulina variabilis*, *Macroporella praturloni* DRAGASTAN (biozona a *Protopeneroplis striata* di CHIOCCHINI *et alii*, 1995) pertanto riferibili al Malm inferiore.

Livelli sommitali, a sud di M. Saraceno, mostrano associazioni a *Trocholina involuta*, *T. saggittaria* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAL, *T. cherchiaie*, *Lithocodium aggregatum* ELLIOT, (biozona a *Lithocodium aggregatum* di CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978) del Cretacico inferiore (Berriasiano-Valanginiano); la presenza di frammenti di *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) sp. e Hippuritacea permettono di estendere l'età al Cenomaniano inferiore.

Dall'analisi delle microfacies e relativamente alle caratteristiche di facies osservabili negli affioramenti è possibile ipotizzare un'evoluzione morfologica del paleoambiente da piattaforma carbonatica interna, durante l'ultima parte del Giurassico inferiore e quella iniziale del Giurassico medio, a marginale durante il Neocomiano-Cenomaniano inferiore.

Lo spessore complessivo della formazione, difficilmente calcolabile per estrema fraturazione che oblitera l'originaria stratificazione, non è inferiore a 300 m.

1.2.3. - calcari bio-litoclastici con rudiste (CBI)

I terreni riferiti a questa formazione costituiscono una successione presente nel settore sud occidentale del Foglio, con caratteri prevalenti simili a quelli ben affioranti nell'area presso Padula, nel vicino Foglio "Sala Consilina", e a sud nel Foglio "Moliterno".

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

A nord-ovest di Paterno (cfr. Foglio "Moliterno") CARANNANTE *et alii* (1999), segnalano un contenuto microfaunistico a foraminiferi planctonici caratterizzato da: *Helvetoglobotruncana helvetica* BOLLI nella matrice di livelli calciruditici (biozona a *Helvetoglobotruncana* e Hippuritidae del Turoniano inferiore-medio - modificata da CHIOCCHINI & MANCINELLI, 1978 e CHIOCCHINI *et alii*, 1995), e superiormente, in calcareniti biodetritiche, *Dicarinella* sp. (?Turoniano superiore-Senoniano). Tra i microfossili nella matrice, generalmente allo stato biodetritico ritrovano: *Orbitoides* gr. *media* D'ARCHIAC, *Siderolites calcitropoides* LAMARCK, *Cymopolia barattoloi* PARENTE, *Orbitoides apiculata* SCHLUMBERGER, *Orbitoides* cf. *apiculata* SCHLUMBERGER, *Omphalocyclus macroporus* (LAMARCK), riferibili

alla biozona a *Orbitoides* di CHIOCCHINI & MANCINELLI (1978) e CHIOCCHINI *et alii* (1995) del Campaniano superiore-Maastrichtiano; prob. *Disticoplax* sp. (non più antico del Paleocene).

Nella letteratura geologica questa formazione, denominata “*Calcari cristallini* o *Calcari pseudosaccaroidi*” (SGROSSO & TORRE, 1967; SCANDONE, 1963b) viene considerata trasgressiva sui “*Calcari ad Ellipsactinia*” di età titonica, della serie calcareo-dolomitica mesozoica. Relativamente all’area di studio questo contatto trasgressivo non è osservabile a causa di elisione tettonica sia di tetto che di letto dei vari termini formazionali.

La formazione affiora esclusivamente sul margine sud-ovest del Foglio e forma i *klippen* di M. Cavallo e del gruppo di La Palombara. È costituita da prevalenti calcari cristallini e calcari biodetritici bianchi al taglio, grigi all’alterazione, in strati da 60 cm fino a banchi, più frequenti nella parte bassa, localmente brecciati, con interstrati pelitici generalmente molto sottili. Nella parte alta della successione gli strati sono più sottili, con spessori da 5 a 50 cm. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti facies bioarenitico-ruditiche spatizzate.

A sud di Mass. Cozzaro, punto quotato 953, lungo il fronte di sovrascorrimento principale di quest’unità sui terreni lagonegresi, nei livelli calcarenitici (*grainstones*) della parte alta della formazione si riconoscono oltre a frammenti di rudiste e di echinodermi, Alveolinidae, Rotaliidae, *Siderolites* sp., *Orbitoides* sp., e Anthozoa. I livelli ruditici (*rudstones*) contengono frammenti di gasteropodi e di echinodermi, abbondanti *Orbitoides* sp., *Siderolites* sp., *Lepidorbitoides* sp., *Rotalia* sp. Queste associazioni sono indicative del Campaniano superiore-Maastrichtiano; l’età complessiva dell’unità litostratigrafica è Albiano superiore-Paleocene.

Lo spessore è difficilmente calcolabile a causa di ripetizioni tettoniche, ma dovrebbe aggirarsi intorno ai 400 m.

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

In discordanza sulla formazione CBI prima descritta, ma fuori della zona esaminata anche su termini più antichi, poggiano terreni calcarei ricchissimi di resti di organismi con prevalenti *Nummulites* ed Alveolinidae oltre ad alghe Melobesidae.

Formazioni simili affioranti nei Monti della Maddalena sono state riferite all’Eocene inferiore (SCANDONE, 1971).

La base della formazione è costituita da calcari di colore grigio chiaro, detritici a grana arenitico-ruditica, con clasti arrotondati rimaneggiati da terreni di età triassico-cretacico superiore, in strati piano-paralleli da sottili a banchi. Il diametro dei ciottoli varia da 1 a 8 cm; il legante è micritico. Seguono calcari oolitici, calcilutiti e calcareniti fini, calcari marnosi in strati medi e calcari nodulari cui localmente si intercalano argille e marne verdastre, talora rosate, in

livelli fino a 1 m.

Nel limitrofo Foglio “Sala Consilina” in quest’unità litostratigrafica vengono segnalate macrofaune a gasteropodi e lamellibranchi e microfaune a *Coskinolina liburnica* STACHE, *Fallotella alavensis* MANGIN, *Alveolina* spp., Miliolidae, *Spirolina* spp., *Praturlonella salernitana* BARATTOLO. Nell’area del Foglio sono state riconosciute microfaune a *Alveolina* sp., *Nummulites* sp., *Spiroloculina* sp., oltre a Miliolidae, Globigerinidae, Victoriellidae e resti di alghe che indicano l’Eocene inferiore.

La formazione affiora in limitati lembi ed è bene esposta a Castello di Lepre (ad ovest di Marsico Nuovo). Si differenzia dai sottostanti calcari CBI per una più fitta stratificazione, per l’assenza di fasce di dolomitizzazione e per la presenza di caratteristiche marne verdastre negli interstrati delle brecciole.

L’età complessiva assegnata alla formazione è Eocene.

Lo spessore non supera i 40 m.

1.2.5. - formazione del Bifurto (BIF)

Al tetto delle successioni carbonatiche affiora in discordanza un’alternanza di argilliti silicifere di colore bruno o vinaccia e di argille marnose grigio-brune in strati da medi a oltre il metro, con intercalazioni di quarzoareniti fini brune e arcose, prevalenti nella porzione inferiore della formazione, di litareniti micacee grigiastre, in strati e lenti sottili e medi.

Il legante delle areniti è dato da abbondante matrice costituita da minerali argillosi, ossidi ed idrossidi. Il cemento, quando presente, è siliceo. Localmente, intercalati alla frazione argillitica, si rinvencono lenti di brecciole di colore ocre a macroforaminiferi, calciruditi e calcareniti litoclastiche di colore bruno, calcisiltiti a grana molto fine e calcilutiti silicifere verdi. 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 basale. Tale età trova conferma al di fuori dell’area del Foglio (cfr. Foglio “Sant’Arcangelo”), dove le calcareniti contengono frammenti di litotamni, nummuliti e discocicline, echinodermi, briozoi, e sono stati riconosciuti *Eulepidina* cfr. *dilatata* (MICHELOTTI), *Nephrolepidina* sp., *Heterostegina* sp., *Miogypsina* sp, *Miogypsinoidea* cfr. *complanata* SCHLUMBERGER, e rari individui di *Globoquadrina* spp. negli orizzonti più alti.

La formazione è discordante su AEN e su CBI.

L’età complessiva assegnata alla formazione è Miocene inferiore - Miocene medio *p.p.*

Lo spessore raggiungere un massimo di 20 m.

1.3. - SUCCESSIONI SINOROGENE DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Comprendono due unità litostratigrafiche: la formazione di Albidona a composizione litarenitico-carbonatica e il flysch di Gorgoglione a composizione prettamente silicoclastica, in appoggio discordante sulla prima e su varie unità della pila tettonica (v. Fig. 3).

Alla formazione di Albidona (SELLI, 1962) datata 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, con la conseguenza di assegnarle un diverso ruolo nell’evoluzione geologica della regione. L’attribuzione al Miocene (GHEZZI & BAYLISS, 1964; GHEZZI & MARCHETTI, 1964; CRESCENTI, 1966), o al massimo all’Oligo-Miocene (ZUPPETTA *et alii*, 1984) è stata a lungo contrapposta a segnalazioni di età eocenica (PAVAN & PIRINI, 1963; MOSTARDINI *et alii*, 1966; VEZZANI, 1966a, 1970; OGNIBEN, 1969). Successivamente BONARDI *et alii* (1985) assegnano un’età compresa tra il Burdigaliano medio ed il Langhiano-Serravalliano, vincolando l’appartenenza della formazione a domini più esterni, con l’originario significato di deposito “mesoautoctono” compreso tra le coltri di ricoprimento. LENTINI *et alii* (1987) ritengono di natura stratigrafica l’appoggio del “Flysch di Albidona” su varie unità, in particolare su quelle carbonatiche della “Piattaforma interna” (CARBONE *et alii*, 1991; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL F. AGRI, 1991) e lo considerano pertanto un deposito di bacino satellite relativamente esterno, discordante sulle coltri e ulteriormente deformato nelle successive fasi tettoniche. L’insieme della successione torbiditica viene riferita da questi ultimi Autori ad un “Bacino pre-irpino” sospeso su falde in via di strutturazione che, in seguito alle deformazioni infralanghiane, avrebbe assunto la configurazione del “Bacino Irpino” (COCO *et alii*, 1972).

Dalle diverse datazioni proposte nel corso degli anni, derivano le differenti interpretazioni sul ruolo giocato dalla formazione di Albidona all’interno dell’edificio alloctono. La recente attribuzione all’Eocene da parte di BARUFFINI *et alii* (2000) riapre le controversie di carattere stratigrafico e di interpretazione della formazione nella ricostruzione dell’evoluzione dell’Appennino meridionale, in quanto costituisce un notevole vincolo nella scansione temporale degli eventi tettono-sedimentari che hanno originato le unità interne della Catena Appenninica.

Ulteriori studi e i rilevamenti effettuati nell’ambito del Foglio “Rotondella” hanno mostrato che sia la formazione di Albidona che i flysch del Cilento ad esso equivalenti, costituiscono una “famiglia” di flysch del Miocene inferiore ricoperti tettonicamente dalle Unità Sicilidi s.s. e discordanti sulle Coltri nord-calabresi o Silentine. Il significato paleotettonico di questo deposito è legato ad una “fase balearica”, caratterizzata dalla rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso, e durante la quale si è prodotta la consumazione più o meno totale della crosta alpinotetidea e la formazione di un cuneo di accrezione con vergenza afro-adriatica. Tale formazione cioè costituiva un deposito di avanfossa delimitato all’esterno dalla piattaforma carbonatica appenninica e suturava in parte il cuneo ligure

alpino-vergente, originatosi in precedenza nella fase eo-alpina. Con la successiva fase “tirrenica”, che comporta la consumazione della crosta ionica e la traslazione della piattaforma carbonatica al di sopra delle unità 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 l'originaria posizione del coevo flysch numidico, affiorante attualmente lungo il cuneo frontale della Catena Appenninica (LENTINI *et alii*, 2002, 2003; FINETTI *et alii*, 2005).

La formazione presenta diversi membri, rispettivamente dal basso verso l'alto: membro caotico (ABD₁), membro marnoso-calcareo (ABD₂), e membro arenaceo-argilloso (ABD₃). Nel Foglio “Marsico Nuovo” affiorano il membro basale e quello intermedio. Il membro inferiore in realtà rappresenta anche un orizzonte di scollamento, pertanto l'originario contatto stratigrafico risulta tettonicamente modificato. Nell'area di M. Tangia per esempio affiora una stretta fascia di terreni, caratterizzata da una facies caotica a grossi blocchi immersi in una frazione pelitica di colore bruno. Questo intervallo viene ampiamente segnalato nell'alta Val d'Agri e corrisponde a quello denominato da BONARDI *et alii* (1985) “facies a blocchi del Flysch di Albidona” o attribuito da CARBONE *et alii* (1991) ad un orizzonte caotico di questa formazione, estesamente affiorante tra Sarconi e Tramutola (cfr. Foglio “Moliterno”) e corrispondente alla Formazione del Vallone Cavolo *Auctt.*

Il flysch di Gorgoglione (CIARANFI, 1972) (Formazione di Gorgoglione, SELLI, 1962) è un deposito terrigeno attribuito al Langhiano-Tortoniano inferiore da BOENZI & CIARANFI (1970) e discordante su differenti unità della catena. La formazione è stata interpretata come deposito di riempimento di un originario bacino satellite associato all'avanfossa medio-miocenica identificabile con il Bacino Irpino di Cocco *et alii* (1972), equivalente laterale dei Flysch Esterni. Analogamente a questi, il flysch di Gorgoglione costituisce un *marker* litostratigrafico importante nell'identificazione delle deformazioni relative alla “fase tirrenica” sopra citata. Esso, infatti, sutura le strutture originatesi nelle fasi di accavallamento tra le unità appenniniche, cui sono associati i primi fenomeni di scollamento delle coperture e, a sua volta, risulta coinvolto nelle strutture di età post-tortoniana, contemporaneamente alla deformazione dei Flysch Esterni (CATALANO *et alii*, 1993).

Nell'area del Foglio la formazione occupa due posizioni strutturali differenti (v. Fig. 9). La successione originariamente più esterna ed attualmente più profonda (membro FGO₁) poggia sulle coltri sicilidi, che ricoprono la formazione di Albidona oppure il flysch numidico (Unità di Cirigliano dei fogli contigui). Essa forma un esteso placcone nel contiguo Foglio “Stigliano” ed in parte del Foglio “Sant'Arcangelo”. Lungo il bordo orientale del Foglio in oggetto di questa successione compaiono soltanto i termini apicali ribassati verso ovest da sistemi di faglie a gradinata. La presenza di *klippen* di unità sicilidi, immediatamente ad est

nel limitrofo Foglio “Stigliano”, conferma che FGO₁ è ricoperto da coltri sicilidi ascrivibili all’Unità di Rocca Imperiale. Nel Foglio i rapporti sono estremamente chiari attorno all’abitato di Trivigno nel settore nord-est. Ivi i termini apicali del flysch di Gorgoglione sono ricoperti da terreni sicilidi, che a loro volta costituiscono il substrato di lembi del medesimo flysch. Quest’ultimo costituisce l’unità superiore (FGO₂), cui sono attribuibili quei lembi poggianti su unità sicilidi (Laurenzana, Anzi, Trivigno e Brindisi di Montagna nel foglio limitrofo). L’unità FGO₂ si è deposta in aree più interne, come dimostrano anche le facies complessivamente più prossime e ha subito passivamente la traslazione durante il Tortoniano dell’Unità sicilide di Rocca Imperiale al di sopra di FGO₁. Nelle presenti Note Illustrative e nella carta geologica, i lembi del flysch di Gorgoglione traslati sono stati separati dall’unità tettonica sottostante ed inseriti nell’ambito dell’Unità sicilide di Rocca Imperiale. Alla diversa posizione geometrica della formazione corrispondono anche differenti litofacies, pertanto essa è stata suddivisa in due membri: arenaceo-conglomeratico (FGO₂) prossimale o interna e in posizione superiore, e arenaceo-argilloso (FGO₁), distale o esterna e in posizione inferiore.

Per l’interpretazione della distribuzione delle facies e per le analisi di bacino si rimanda ai lavori di PESCATORE *et alii* (1980), LOIACONO (1981, 1983, 1993), CRITELLI & LOIACONO (1988) e di BOIANO (1997). Gli Autori citati, pur prescindendo dalla posizione geometrica occupata da questa formazione, concordano per una deposizione della successione in un bacino di tipo collisionale sotto il controllo del regime tettonico, con sviluppo di depositi torbiditici da prossimali a distali.

1.3.1. - *formazione di Albidona (ABD)*

Affiora in modo discontinuo ed è limitata al settore centro meridionale del Foglio, nella zona compresa tra Cugno del Salice (ad ovest di M. Pilato), Montescuro e Zaccanella (a nord e ad est di M. Caldarosa) e in minori lembi ad ovest di M. Volturino.

L’unità litologica mostra spiccato carattere torbiditico ed è costituita da un’alternanza marnoso-arenacea, con grossi banchi di marne calcaree (membro marnoso-calcareo ABD₂). Nell’area del Foglio, alla base della formazione è presente un intervallo caotico (membro caotico ABD₁), che contiene diffusi elementi poligenici (cristallini, vulcanici e sedimentari).

La porzione marnoso-arenacea è rappresentata da un’alternanza di arenarie grigio-ocracee in strati da sottili a medi e di marne, marne argillose ed argille siltose grigie con lenti di calcari marnosi e di marne calcaree a frattura concoide, in strati medi e grossi banchi, a base non erosiva e con notevole continuità laterale. Le arenarie hanno grana fine, generalmente non classata. La composizione va da litarenite calciclastica ad arcose litica fino ad arcose a due miche. Il legante è dato da cemento carbonatico, ma talora anche micaceo-quarzoso. I livelli carbonatici sono emipelagiti bacinali e torbiditi calciclastiche intrabacinali.

Nella parte alta della formazione, al limite con il flysch di Gorgoglione, sono talora presenti banchi conglomeratici ad elementi prevalentemente granitici derivati da terreni cristallini calabridi. Nell'area del Foglio la base della formazione non è affiorante. La parte inferiore è caratterizzata da areniti fini prevalenti con sequenza di Bouma completa e da megastrati carbonatici canalizzati a base erosiva, la cui continuità laterale è sovente mascherata da copertura vegetale o disturbata tettonicamente. Nella porzione mediana prevalgono alternanze pelitico-arenitiche e pelitiche con sequenze di Bouma tronche alla base e livelli slumpizzati.

L'intera successione è stata interpretata come un sistema torbido emipelagico, depositato in bacino profondo interessato da mobilità tettonica, come dimostrato dai megastrati carbonatici e silicoclastici, cui si associano depositi da scivolamento in massa, colate di detrito, discordanze interne alla successione e livelli a *slump*.

Il membro caotico (**ABD₁**) è costituito da una frazione pelitica di colore bruno, talora grigio plumbeo, con calcari e calcilutiti a frattura prismatica di colore avana, più scure al taglio. Ingloba breccie ad elementi cristallini, *pillow-lavas*, diaspri, sottili livelli di calcari con liste di selce chiara, lembi di alternanze calcareo-arenaceo-pelitiche attribuibili alla formazione del Saraceno, calcareniti a lepidocicline, nummuliti e miogipsine, oltre ad olistoliti eterometrici di calcari mesozoici biocostruiti, massivi, parzialmente dolomitizzati (**cb**), di cui quello di dimensione massima è presente sul versante meridionale di M. Tangiuzza.

Lungo tutta l'area di affioramento 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.

A sud, al di fuori del Foglio, l'età della formazione è comunque precisata dalle associazioni a nannofossili che presentano rare *Helicosphaera carteri* (WALLICH) nei livelli basali ed *H. carteri* e *H. scissura* MILLER nei livelli sommitali, specie indicative del Miocene inferiore (cfr. Fogli Trebisacce e Rotondella).

Nell'area di M. Caldarosa e a M. Tangia la formazione poggia con contatto tettonico di scollamento sulle argilliti ABQ ed è ricoperta dalle unità sicilidi. A Monte Pilato, e più a sud al di fuori del Foglio, è ricoperta in *onlap* dal flysch di Gorgoglione.

Lo spessore, difficilmente valutabile per caoticità e/o tettonica, varia da 0 a circa 200 m.

L'ambiente deposizionale è marino bacinale, caratterizzato da torbiditi silicoclastiche, torbiditi fini carbonatiche e da emipelagiti bacinali, cui si associano depositi da scivolamento in massa e colate di detrito.

1.3.2. - flysch di Gorgoglione (FGO)

membro arenaceo-argilloso (FGO₁)

Quest'unità litostratigrafica è presente in finestra tettonica lungo il margine

nord-est del Foglio, a sud di Trivigno; ricompare sul versante nord-occidentale di M. Pilato, dove è caratterizzata da un'alternanza arenaceo-argillosa con lenti di arenarie grossolane e di conglomerati matrice sostenuti.

Si tratta di un'alternanza di areniti torbiditiche, di argille e di argille marnoso-siltose in strati talora molto spessi. Le arenarie sono grigio-giallastre sulla superficie di alterazione e grigio-ferro al taglio, discretamente diagenizzate e comunque sempre con cemento spatico, in strati da sottili a molto spessi. Talora sono presenti megastrati a giacitura lenticolare, rappresentati da arenarie grossolane piuttosto incoerenti e da conglomerati in abbondante matrice sabbiosa. A varie altezze stratigrafiche sono presenti intercalazioni medio-spesse di marne siltose calcaree grigie (**FGO_{1a}**); una di queste, affiorante tra Montescuro e La Rena Riccia, raggiunge lo spessore di 30 m.

La composizione delle arenarie, relativamente omogenea, varia lungo l'intera successione da litareniti feldspatiche ad arcosi litiche.

Le peliti, di colore grigio-verde e a frattura concoide, sono abbondantemente siltose e contengono una discreta percentuale di CaCO₃.

A nord di M. Pilato, alcune decine di metri sopra il contatto con la formazione di Albidona, è presente un olistostroma (**ol**) costituito da frammenti di selci, radiolariti, calcareniti ed argille scagliettate plumbee caotiche, oltre a blocchi di formazioni sicilidi *l.s.* e di Albidona.

I campioni prelevati nella dorsale Salandrella-Lavinari, a sud del paese di Trivigno, contengono associazioni a foraminiferi planctonici con *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Dentoglobigerina altispira* (CUSHMAN AND JARVIS), *Globigerinoides irregularis* (LE ROY), *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Praeorbulina glomerosa* (BLOW), e nannofossili quali *Sphenolitus heteromorphus* DEFENDRE e *Helicosphaera carteri* indicative del Langhiano (biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii*, 1996). Verso est, al di fuori del Foglio, la formazione si estende a tutto il Serravalliano (v. Foglio "Sant'Arcangelo"). Anche se risultano frequenti i fenomeni di rimaneggiamento, in tutti i campioni analizzati non sono mai state riscontrate associazioni indicative del Tortoniano, come invece segnalato nella letteratura geologica (BOENZI & CIARANFI, 1970; PESCATORE, 1978; LENTINI, 1979). Anche se altri Autori (PATACCA *et alii*, 1990) assegnano un'età Tortoniano superiore già alla base della formazione, estendendola fino al Messiniano, i dati raccolti per questa formazione indicano un'età non più recente del Miocene medio.

Lo spessore della formazione può raggiungere gli 800 m.

1.4. - UNITÀ TETTONICA SICILIDE DI ROCCA IMPERIALE

L'Unità Sicilide di Rocca Imperiale comprende i terreni di derivazione interna (v. Fig. 3) riferibili al paleodominio "sicilide" (Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1960, 1969a), attualmente in ricoprimento tettonico sugli orizzonti del Miocene medio del flysch di Gorgoglione (FGO₁) e dei Flysch Esterni (nelle aree contigue ad est del Foglio) (Fig 9). Corrisponde alla Falda di Rocca Imperiale di LENTINI

(1979), suddivisa in due subfalde (Fig. 10) denominate sottunità Corleto Perticara, quella inferiore, e sottunità Torrente Cerreto, quella più alta. La prima è costituita da una sequenza piuttosto regolare di argille varicolori cretatiche, passanti in alto alla Formazione di Monte Sant'Arcangelo di età Cretacico-Eocene inferiore, cui seguono argille varicolori eocenico-oligoceniche e le Tufti di Tusa e/o arenarie di Corleto dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore, rispettivamente a composizione vulcanoclastica e silicoclastico-calcioclastica (LENTINI, 1979). La seconda sottunità è più caotica ed è formata a spese di elementi della successione sicilide sottostante. L'età del raddoppio sarebbe posteriore al Burdigaliano, come dimostra il coinvolgimento delle Tufti di Tusa, ma è anche anteriore al Langhiano superiore, perché non interessa il soprastante flysch di Gorgoglione (membro FGO₂).

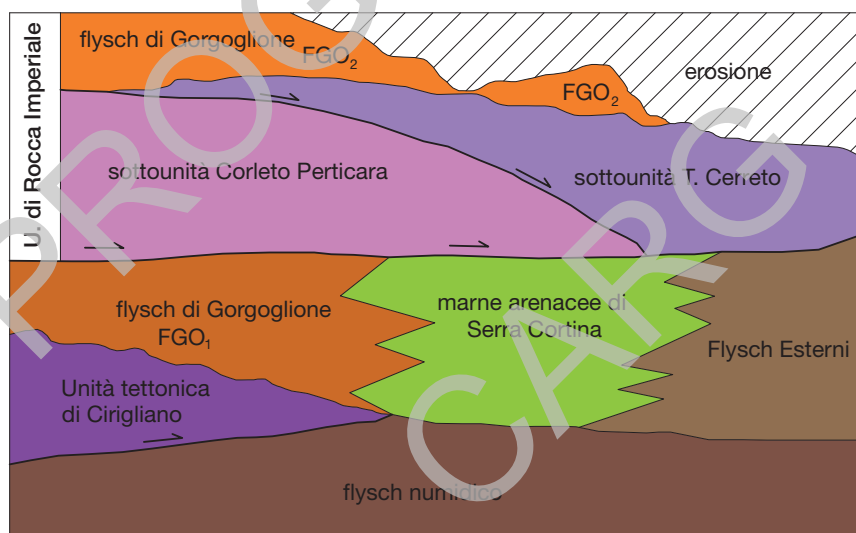


Fig. 9 - Schema dei rapporti tra unità sicilidi e i depositi miocenici dalla Catena all'Avanfossa. Le unità sicilidi sono suddivise nelle due unità tettoniche di Cirigliano e di Rocca Imperiale, quest'ultima comprende a sua volta le sottunità di Corleto Perticara e del Torrente Cerreto. L'Unità tettonica di Cirigliano poggia con contatto di sovrascorrimento principale sul flysch numidico ed è ricoperta in discordanza dal flysch di Gorgoglione - membro FGO₁. L'Unità tettonica di Rocca Imperiale si estendeva fino all'avanfossa miocenica (Bacino Irpino, Auctt.), giungendo a ricoprire, con la sottunità del Torrente Cerreto, i Flysch Esterni. Entrambe le sottunità sono saturate dal flysch di Gorgoglione - membro FGO₂, che anch'esso, trasportato solidalmente al disopra dei coevi orizzonti del membro FGO₁, appartiene alla medesima Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale.

1.4.1. - sottounità Corleto Perticara

L'area di affioramento di questi terreni, continui ed unitari a nord, più discontinui a sud, si estende a tutto il settore orientale del Foglio (tra Anzi e Laurenzana). Affioramenti minori sono presenti nel settore settentrionale della carta al limite col Foglio "Potenza".

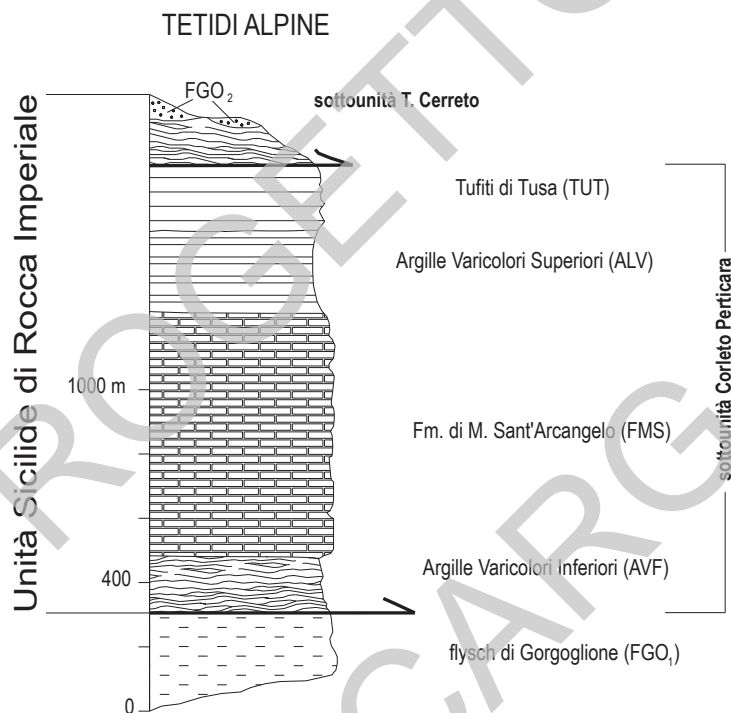


Fig. 10 - Colonna stratigrafica schematica dell'Unità Sicilide di Rocca Imperiale (Tetidi Alpine), ricostruita da dati di superficie.

1.4.1.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Argille Varicolori Inferiori (AVF)

L'intervallo inferiore della successione dell'Unità di Rocca Imperiale è dato da argille varicolori scagliettate caotiche per tettonizzazione con sporadici livelli, in strati da molto sottili a sottili, di areniti fini e siltiti manganesifere, di calcareniti e calcilutiti che si infittiscono verso l'alto (Fig. 10).

La formazione affiora alla base della monoclinale che si estende con direzione appenninica tra Cupolicchio e Acqua La Pila (a sud-ovest di Trivigno) e al nucleo dell'anticlinale disposta con asse E-O a Mass. delle Monache ad est di Calvello. La campionatura è stata effettuata al di fuori del Foglio, per i rilevamenti del Foglio "Sant'Arcangelo", nell'area tipo di affioramento lungo il T. Borrenza. In questa località i livelli di tetto della formazione contengono solo frammenti di microfaune scarse e poco significative e associazioni a nannofossili di probabile età cretacea in accordo con la posizione stratigrafica occupata dalla formazione.

Il passaggio alla sovrastante Formazione di Monte Sant'Arcangelo è graduale e si realizza tramite un'alternanza di calcari marnosi, di areniti e di argille policrome, in cui sono intercalati strati medio-sottili di calcilutiti marnose biancastre, progressivamente più frequenti e più spessi verso l'alto.

Lo spessore apparente dell'unità litologica, determinato dalla notevole caoticità dei terreni, è valutabile tra 50 e 100 m.

L'ambiente deposizionale è marino profondo, caratterizzato da emipelagiti bacinali, torbidity fini silicoclastiche e carbonatiche.

Età: Cretaceo (?).

Formazione di Monte Sant'Arcangelo (FMS)

Definita da SELLI (1962), spesso nella letteratura geologica è stata confusa con la formazione di Corleto Perticara dello stesso Autore, di età oligocenica. Corrisponde inoltre a parte dell'"Alternanza marnoso-calcareo-arenacea di Rotondella" di MOSTARDINI *et alii* (1966) e MOSTARDINI & PIERI (1967) e al Membro Sant'Arcangelo di OGNIBEN (1969a).

Nel Foglio affiora ampiamente, anche se in modo discontinuo, nell'area di Trivigno e tra Calvello e Laurenzana nonché a monte di quest'ultimo abitato, sulla strada per Corleto Perticara, dove si hanno buone esposizioni, sebbene la base della formazione non affiori.

Trattasi di un'alternanza di calcari marnosi grigio-biancastri a frattura concoide in strati da sottili a bancate, di argille grigio-verdi o rosse più o meno marnose in intervalli di spessore molto variabile fino ad alcuni metri, di subordinate areniti carbonatiche grossolane in prevalenza verdi o colore nocciola, gradate, con quarzo e subordinati feldspati, in strati medio-sottili, di calcareniti fini e calcilutiti grigio-biancastre a frattura prismatica e di arenarie grigio-verdi in strati medio-sottili, talora laminate (Fig. 10).

L'analisi petrografico-tessiturale condotta su campioni dei diversi litotipi ha evidenziato che le calcilutiti sono *wackestones*, le calcareniti sono *packstones-wackestones* costituite da foraminiferi planctonici, mentre i litotipi più grossolani sono *rudstones* e contengono clasti a cianoficee e macroforaminiferi dei generi *Orbitoides* e *Siderolites*.

Nella località tipo (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo") la successione mostra alla base microfaune a *Schackoina* sp., *Hedbergella* sp., *Globotruncana* spp. ed Heterohelcidae e nannofossili con *Micula praemurus* (BUKRY) e *Arkhangelskiella*

cymbiformis VEKSHINA del Maastrichtiano. Nella parte mediana della formazione sono presenti nannofossili di età paleocenica (*Chiasmolithus danicus* (BROTZEN), *Fasciculithus* spp., *Neochiastozygus* spp.). Nell'area del Foglio i livelli sommitali, campionati nei pressi di Madonna Potentissima (a sud di Calvello), contengono microfaune a *Nummulites* sp., *Alveolina* sp., *Discocyclina* sp., *Acarinina* sp., *Morozovella angulata* (WHITE), *M. conicotruncata* (SUBBOTINA), *M. cf. formosa gracilis* BOLLI e *M. cf. velascoensis* (CUSHMAN), e nannofossili rappresentati da *Coccolithus eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Discoaster barbadiensis* TAN, *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *Sphenolithus radians* DEFLANDRE e *Nannotetrina fulgens* (STRADNER), associazioni indicative dell'Eocene inferiore-medio.

Lo spessore apparente, in gran parte determinato da ripetizioni tettoniche all'interno della successione stratigrafica, varia da pochi metri fino a 300 m.

Si tratta di depositi di bacino aperto (pelagiti carbonatiche ed emipelagiti) caratterizzati da buona continuità laterale e da strati tabulari da sottili a molto spessi cui si associano risedimenti carbonatici di piattaforma.

Età: Cretacico superiore-Eocene medio.

Argille Varicolori Superiori (ALV)

Quest'unità litostratigrafica corrisponde al "Membro argilloso superiore" della Formazione delle Argille Variegate di OGNIBEN (1969a) di età eo-oligocenica.

Nell'area di Corleto Perticara (Foglio "Sant'Arcangelo") l'analisi micropaleontologica ha messo in evidenza la presenza di sporadiche nannoflore di età cretacea rimaneggiate. Gli affioramenti della "stretta di Monticchio" (F. Agri) sono stati attribuiti all'Oligocene (LIPPARINI, 1950; IPPOLITO *et alii*, 1954), l'età di questo intervallo è comunque deducibile dalla posizione stratigrafica, tra la Formazione di Monte Sant'Arcangelo alla base e quella delle Tufiti di Tusa al tetto, e sarebbe pertanto eo-oligocenica.

Nell'ambito del Foglio la formazione affiora ampiamente, anche se in modo discontinuo, ed è costituita da monotone sequenze di argille marnose di colore bruno fittamente scagliettate, in strati da 5 a 50 cm, separati da sottili livelli di areniti silicoclastiche a grana medio-fine, cui si intercalano marne brune o rossastre e calcari marnosi biancastri od ocracei in strati più frequentemente medi, raramente fino a 40 cm (Fig. 10). Localmente la formazione ingloba blocchi carbonatici mesozoici di piattaforma, calcarei o parzialmente dolomitizzati (**cb**), e arenarie quarzose (**aq**) tipo flysch numidico. Gli olistoliti **aq** sono caratterizzati da areniti a grana da fine a grossolana di colore giallo-ocra o grigie, massive, in blocchi eterometrici o in lenti di estensione decametrica; i blocchi di dimensione maggiore sono presenti tra Toppa Tonna e sud di T.pa Bianca.

A Serra Castelluccio (a nord di M. Caldarosa) sono presenti lenti, spesse fino a 40 m, di calcareniti bioclastiche spatizzate e breccie carbonatiche grigie in strati medio-spessi (20-50 cm) (**ALV_a**) ad elementi risedimentati di *Nummulites*, *Discocyclina*, *Heterostegina*, *Operculina*, *Amphistegina*, *Pellatispira* ed *Alveolina*, attribuibili all'Oligocene superiore. Altri affioramenti più continui di

questa litofacies costituiscono i rilievi tra Tempa Faloppa e Toppa Tonna (a sud di Calvello). A C.da i Cugni (a sud di Bosco di Rifreddo) la formazione è costituita da un'alternanza di argilliti plumbee scagliettate, di marne grigio scure e di calcareniti e calciruditi grigiastre in strati sottili, al passaggio con le sovrastanti Tufiti di Tusa; campioni prelevati nelle marne mostrano nannoflore paleoceniche (*Fasciculithus* spp., *Toweius* spp.) rimaneggiate.

Il passaggio con la sottostante Formazione di Monte Sant'Arcangelo è graduale per il prevalere della componente carbonatica.

Lo spessore apparente, difficilmente calcolabile per tettonizzazione, non è superiore a 300 m.

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

1.4.1.2. - Tufiti di Tusa (TUT)

Le Argille Varicolori Superiori (ALV) passano verso l'alto con contatto netto alle Tufiti di Tusa (Fig. 10). Questa formazione è stata riconosciuta in Lucania per la prima volta da OGNIBEN (1969a), che ne ha notato le spiccate analogie composizionali con le Tufiti di Tusa del "Complesso Sicilide" affioranti nella Sicilia settentrionale. Anche la posizione stratigrafica è ritenuta identica, sebbene l'età venisse attribuita ad un intervallo eo-oligocenico.

Nella letteratura geologica questa unità, denominata Formazione di Corleto Perticara (SELLI, 1962), è stata associata a quella delle Arenarie di Corleto (LENTINI, 1979) a composizione mista silicoclastica-calciclastica, mentre le Tufiti di Tusa sono prevalentemente rappresentate da vulcanoareniti ad alto contenuto micaceo e con frammenti di plagioclasti di tipo andesitico.

Con queste denominazioni si indicano successioni torbiditiche caratterizzate da litofacies differenti, che occupano, in zone geograficamente diverse, la stessa posizione stratigrafica. Secondo LENTINI (1979) le "Arenarie di Corleto" occupano la stessa posizione stratigrafica delle "Tufiti di Tusa", di cui rappresentavano una variazione laterale. Anche le Tufiti di Tusa d'altro canto possono presentare variabilità composizionale e non sempre le arenarie contengono clasti andesitici.

Entrambe le sequenze costituiscono l'intervallo stratigrafico apicale della sottounità Corleto Perticara, in appoggio stratigrafico sulle Argille Varicolori Superiori.

Da ultimo, i terreni di questa formazione affioranti nell'area del potentino, sono stati denominati Arenarie e Marne di Groppa d'Anzi (CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE, 1999).

FORNELLI *et alii* (1989) nelle Arenarie di Corleto distinguono due litotipi: uno, "tipo Corleto" (area tipo), con arenarie classificabili come arcose litiche a grana medio-grossa e l'altro, "tipo Zupparello" (dintorni di Laurenzana), a grana medio-fine e a composizione subarcosica. I caratteri petrografici indicano una provenienza

del sedimento da un margine continentale attivo, presumibilmente caratterizzato da unità cristalline, oggi riscontrabili nell'Arco Calabro. In entrambe le sezioni gli Autori riscontrano solo scarse quantità di detrito vulcanico rappresentato da rioliti, frammenti di vulcaniti intermedie e bassissima percentuale di andesiti alterate.

Al di fuori dell'area di studio, nei pressi della confluenza F. Agri-T. Sauro e a Mass. Marmarà, ma più estesamente lungo la dorsale di Valsinni, livelli analoghi per posizione stratigrafica, mostrano un contenuto vulcanoclastico superiore al 50% (CRITELLI *et alii*, 1990) e composizione da andesitica a dacitica (CRITELLI, 1991).

La formazione affiora estesamente, anche se in modo discontinuo, nel settore orientale del Foglio ed è caratterizzata da due litofacies eteropiche nell'intervallo medio-alto, indicate come litofacies arenaceo-argilloso-calcarea (TUT_a) quella prevalentemente inferiore, e litofacies arenaceo-marnosa (TUT_b) quella superiore, presente, relativamente all'area del Foglio, a Groppa d'Anzi.

La litofacies TUT_a è costituita da un'alternanza di areniti micacee, di tufiti grigio-verdi generalmente poco cementate, in strati di 15-40 cm fino a banchi di 1-2 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 arcosica a subarcosica con quarzo monocristallino prevalente, quarzo composito subordinato, K-feldspato prevalente, plagioclasio subordinato nelle arcosi, viceversa nelle subarcosi; i frammenti litici sono rappresentati da prevalenti graniti e minori carbonati a grana grossa, molto subordinati sono i litoclasti a tessitura fine dati da micrograniti, filladi e più raramente micascisti, cloritoscisti e quarziti; tra gli accessori sono presenti miche e cloriti in quantità molto scarsa e rari minerali pesanti ed opachi. La matrice, è molto scarsa (2-4%), il cemento è di natura carbonatica e può costituire sino al 15% della roccia. Le areniti tufitiche, quando presenti, sono costituite da granuli mineralici di quarzo, plagioclasio albitico-oligoclasico, K-feldspato pertitico, muscovite, biotite più o meno cloritizzata, sericite, carbonati e da litoclasti di scisti epizonali e di granitoidi. I litotipi carbonatici presentano scarsi frammenti litici, clasti quarzoso-feldspatici e micelle muscovitiche; localmente il contenuto biogenico è abbondante e rappresentato da frammenti di foraminiferi. Nelle areniti sono comuni le strutture gradate, laminate e/o convolute e sono organizzate in sequenze di Bouma prevalenti Ta-c e subordinatamente Tc-e. La base degli strati è erosiva con frequenti impronte da corrente (*groove cast* e *flute cast*) e da carico (*load cast*). Lo spessore della litofacies varia da pochi metri a 200 m.

Lateralmente e verso l'alto la litofacies TUT_a passa a quella arenaceo-marnosa (TUT_b). Questa è costituita da un'alternanza di argille e argille marnose di colore grigio-verde in strati sottili, di marne biancastre in strati di spessore variabile, di arenarie torbiditiche quarzoso-micacee in strati medio-sottili, laminate e/o

gradate, con impronte di corrente alla base degli strati e di sporadici livelli sottili di calcilutiti e calcareniti fini gradate. La composizione delle arenarie varia da litarenitico-feldspatica prevalente ad arcose litiche fino a minori subarcose. Generalmente, rispetto alle areniti della litofacies TUT_a, presentano una minore maturità mineralogica e una medio-bassa maturità tessiturale. I costituenti fondamentali sono rappresentati da quarzo monocristallino prevalente, quarzo composito subordinato, maggiori frammenti di roccia (metamorfiti di basso grado, plutoniti e litici carbonatici) rispetto a K-feldspato e plagioclasti; tra gli accessori miche e cloriti prevalenti rispetto ad opachi e minerali pesanti molto subordinati. La matrice è da scarsa (5-6%) a ben rappresentata. Il cemento, quando presente, è calcitico. I litotipi carbonatici, prevalentemente micritici, sono rappresentati da *mudstone* con piccoli allochimici di calcite derivanti dalla ricristallizzazione di microforaminiferi planctonici, in quantità inferiore al 10% e da minori *packstones* intra e bioclastici. La parte alta della litofacies è costituita da vulcanoareniti micacee medio-fini di colore da bruno-giallastro a verde cupo e da calcareniti bioclastiche e marne.

A causa di interpretazioni geologiche differenti, lungo il contatto con il limitrofo Foglio Potenza i terreni attribuiti alla formazione TUT vengono a contatto, nell'area a NE di Lago del Pantano e nei pressi di Costa Cerasa, con la formazione di Paola Doce (PDO).

Il contenuto faunistico è scarso in tutta la successione, in special modo nella litofacies TUT_b; i campioni esaminati sono quasi tutti sterili o contengono rari nannofossili calcarei nella frazione pelitico-marnosa, rappresentati da forme rimaneggiate di prevalente età cretacea (*Micula* spp., *Prediscosphaera* spp., *Nannoconus* spp., *Watznaueria* spp.), mentre i foraminiferi, quasi assenti nella porzione pelitica, in quella arenitica sono mal conservati e di dubbia identificazione.

I livelli basali, campionati al T. Inferno (a nord-est di Anzi) proprio al contatto con le argille ALV, contengono nannofossili quali *Sphenolithus ciperoensis* BRAMLETTE & WILCOXON, *Cyclicargolithus abisectus* (MÜELLER), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Helicosphaera recta*, indicative del Chattiano superiore (biozona MNP25a di FORNACIARI & RIO, 1996). Correlando gli affioramenti in esame con la successione sicilide della dorsale di M. Sant'Arcangelo (cfr. Foglio "Pisticci"), dove nelle calcareniti sono state riconosciute associazioni a *Nephrolepidina tournoueri* (LEMOINE & DOUVILLÉ), *Eulepidina* sp., *Miogypsinoides* cfr. *complanatus*, *Miogypsina gunteri* COLE, *Amphistegina* sp., *Heterostegina* sp., *Spiroclypeus* sp. associati ad alghe e briozoi, e *Globoquadrina dehiscens* e *Globigerinoides* sp. (LENTINI, 1979), la formazione sembra complessivamente ascrivibile all'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

L'assetto è caotico con deboli discordanze e *slumping*. Lo spessore della litofacies varia da pochi metri fino a 150 m.

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

1.4.2. - sottounità *Torrente Cerreto*

Nell'Appennino Lucano la porzione apicale della Falda di Rocca Imperiale è costituita da un'unità strutturale, a sua volta in falda, denominata sottounità T. Cerreto (Unità del T. Cerreto di LENTINI & VEZZANI, 1974) (Fig. 10).

Relativamente al Foglio affiora nella zona di Laurenzana, lungo il corso del T. Serrapòtamo e prosegue verso nord fino a Serra La Mattina, dove scompare sotto la copertura plio-pleistocenica di Calvello. In questo settore della catena tali terreni costituiscono l'elemento strutturale più alto della pila tettonica, successivamente ricoperti in fuori sequenza da quelli dell'Unità Lagonegrese II.

1.4.2.1. - Gruppo delle Argille Variegate (AV)

Si tratta di un complesso sedimentario caotico caratterizzato da una litofacies argillitica, in cui sono inglobati lembi di successioni calcaree riferibili alla Formazione di Monte Sant'Arcangelo, areniti silicoclastiche delle Tufti di Tusa e olistoliti di calcari biocostruiti a rudiste (**cb**) derivanti dalla Piattaforma Appenninica. Di questi sono stati cartografati quelli di maggiore dimensione, presenti alla confluenza F.ra Val d'Armo-T. Serrapòtamo (a ovest di Laurenzana).

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. In questi terreni, anche al taglio fresco, si osserva un minuto smembramento dei litotipi in blocchi e spezzoni di strati, per cui la caoticità non è solo apparente o limitata alla coltre superficiale di alterazione, ma è caratteristica di tutta la massa.

Le peliti contengono 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 all'Oligocene-Miocene inferiore.

Lo spessore non è valutabile a causa dell'intensa tettonizzazione.

1.4.3. - *flysch di Gorgoglione* (FGO)

membro arenaceo-conglomeratico (FGO₂)

Nelle presenti note al membro arenaceo-conglomeratico (FGO₂) del flysch di Gorgoglione vengono assegnati i lembi di successioni terrigene trasportati solidalmente con i terreni dell'Unità di Rocca Imperiale (v. Figg. 3 e 9). Queste hanno il medesimo significato di quelle affioranti nella media Val d'Agri e precedentemente segnalate come "Sabbie e conglomerati di Timpone d'Arena"

(CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), ovvero descritti come “Flysch di Gorgoglione traslato” da CATALANO *et alii* (1993) e da LENTINI *et alii* (2002), ed ancora come Formazione di Oriolo (VEZZANI, 1967a). A livello regionale, questa formazione potrebbe essere omologata a tutte le successioni del flysch di Gorgoglione, quali quelle affioranti a Brindisi di Montagna, ad Anzi, tra Laurenzana e Viggiano e nella media valle del Sinni. Esse hanno partecipato passivamente alla messa in posto della “Falda Sicilide di Rocca Imperiale” al tetto delle successioni più esterne del flysch di Gorgoglione, dei Flysch Esterni e, ancora oltre, al tetto di livelli del Pliocene inferiore della Falda di Metaponto.

Affiora nel settore orientale del Foglio, nell'area di Laurenzana, dove costituisce una blanda sinclinale con asse orientato NO-SE, limitata ai lati da importanti lineamenti strutturali ad andamento appenninico; più a nord la struttura si deprime al di sotto delle sequenze plioceniche per riaffiorare nell'area di Anzi. Altri affioramenti minori sono presenti nei dintorni di Trivigno.

Un carattere peculiare delle successioni di questo membro del flysch di Gorgoglione è la variabilità laterale delle facies e in particolare la lenticolarità dei corpi arenitici più spessi. Generalmente la base è rappresentata da una litofacies conglomeratica poligenica (**FGO_{2a}**), che evolve rapidamente ad un'alternanza pelitico-arenacea (**FGO₂**) con prevalenza di livelli a torbiditi sottili, cui si intercalano corpi lenticolari arenaceo-conglomeratici. Le areniti di colore grigio-giallastro, ocre all'alterazione, sono arcose a grana da medio-grossa a siltitica, presentano laminazione parallela e obliqua, strutture da corrente e da carico. Le peliti sono grigie e costituiscono strati da sottili a banchi fino a 10 m per amalgamazione.

Nei dintorni di Anzi e a Trivigno la base della formazione è caratterizzata da un intervallo conglomeratico caotico di spessore variabile fino a un massimo di 400 m (**FGO_{2a}**), mal classato, a clasti spigolosi o subarrotondati di 2-40 cm, in scarsa matrice sabbiosa e con frequenti lenti di sabbie grossolane e arenarie arcose, talora ben cementate. I clasti sono dati da areniti, calcari, e litici cristallini. La frazione carbonatica è costituita da rocce extrabacinali rappresentate da calcari micritici, oolitici, sparitici e dolomitici, tipici di piattaforma. La frazione silicoclastica suggerisce una notevole varietà delle derivazioni, sia da rocce metamorfiche di vario grado, che plutoniche acide; si intercalano frequenti lenti di sabbie grossolane poco cementate. La parte alta di questo intervallo conglomeratico è rappresentata da banchi di arenarie grossolane alternate a livelli conglomeratici con clasti le cui dimensioni aumentano fino a 60 cm.

Segue un intervallo prevalentemente arenaceo-pelitico formato da un'alternanza ben stratificata di arcose cementate in strati e banchi e di sottili livelli argilloso-marnosi.

Nei pressi di Anzi, campioni pelitici raccolti al limite tra la porzione conglomeratica e l'intervallo arenaceo-pelitico, contengono nannofossili generalmente poco abbondanti mediocrementemente conservati: l'associazione è

caratterizzata dalla presenza di *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *Helicosphaera carteri*, *H. waltrans* THEODORIDIS, *Sphenolithus heteromorphus* ed è riferibile alla biozona MNN5a di FORNACIARI *et alii* (1996), indicativa del Langhiano; campioni provenienti da livelli più alti sono caratterizzati dalla presenza di *Helicosphaera walbersdorfensis* MÜLLER, che, insieme alle specie precedentemente elencate, indica la biozona MNN5b, anch'essa del Langhiano.

È evidente però, che i livelli campionati non rappresentano per intero l'intervallo stratigrafico del flysch di Gorgoglione, che nelle località tipo si estende almeno a tutto il Serravalliano.

La formazione giace in discordanza su diversi termini delle unità sicilidi con contatto stratigrafico a volte modificato in contatto di scollamento, come nell'area di Laurenzana.

Lo spessore varia da poche decine di metri fino a 800 m.

2. - DEPOSITI MARINI E CONTINENTALI PLIOCENICI E QUATERNARI

I sedimenti pliocenici e quaternari sono prevalentemente rappresentati da sabbie, argille e conglomerati, che si sono depositi sotto un continuo controllo principalmente tettonico, in bacini marini collocati sul fronte del *thrust belt* appenninico, già strutturato nelle fasi tettoniche precedenti, e che, a seguito del loro totale isolamento con i sedimenti dell'avanfossa, hanno assunto a partire dal Pliocene superiore il ruolo di bacini intrappenninici, come quelli di Sant'Arcangelo, di Calvello e di Potenza (v. Fig. 3).

In Appennino meridionale, relativamente a questo intervallo cronologico, sono stati distinti tre "cicli" sedimentari (LENTINI, 1967; VEZZANI, 1967b; OGNIBEN, 1969a): quello del Pliocene inferiore o di Craco, i cui terreni sono esposti lungo la dorsale omonima; il secondo o Ciclo di Caliendo, databile dal Pliocene inferiore-medio al Pliocene superiore e un terzo, quello di Sant'Arcangelo, del Pliocene superiore-Pleistocene.

I depositi riferibili ai tre cicli si estendono a ricoprire progressivamente aree sempre più interne dell'edificio a falde e, a seconda dei contesti paleoambientali, possono registrare anche notevoli variazioni litologiche e moderate diacronie, ma ciò che li accomuna, a prescindere dalle litofacies, è la presenza alla base di ognuno di essi di una discordanza a carattere regionale.

Per la descrizione stratigrafica dei depositi del Plio-Pleistocene, tra le possibili suddivisioni stratigrafiche da adottare, si è preferito fare riferimento alle unità litostratigrafiche; pertanto l'insieme di formazioni delimitate alla base e al tetto da superfici di inconformità costituisce il gruppo, che sostituisce il "ciclo" della letteratura fin qui citata.

Relativamente al Foglio "Marsico Nuovo" i depositi plio-pleistocenici sono riferibili a due gruppi, il gruppo di Caliendo ed il gruppo di Sant'Arcangelo, delimitati alla base da una superficie di discordanza e ubicati esclusivamente

all'interno del cosiddetto "Bacino di Calvello".

Il primo ha ereditato il nome dell'omonimo ciclo già noto in letteratura (VEZZANI, 1966c; CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI, 1991; PIERI *et alii*, 1994) e comprende una successione di età estesa dalla parte alta del Pliocene inferiore al Pliocene superiore *p.p.* Esso affiora nelle zone più interne della catena ed è rappresentato da una sequenza tipicamente ciclica, con un intervallo basale conglomeratico-sabbioso, passante ad un caratteristico orizzonte diatomitico e ad argille grigio-azzurre, completata da sabbie e lenti di conglomerati sommitali. Nelle aree esterne invece sul fronte del *thrust belt*, le argille grigio-azzurre sono ricoperte tettonicamente dai terreni pre-pliocenici o, in discordanza, dai depositi plio-quadernari (LENTINI, 1969a, 1969b).

La successione che forma il gruppo di Calviandro si è deposta in seguito ad una profonda ingressione marina, occorsa nella parte alta del Pliocene inferiore, che ha interessato tutto il sistema orogenico fino al margine delle aree di culminazione assiale della catena. I terreni di questo gruppo costituiscono i primi depositi del Bacino di Calvello.

Al di sopra del gruppo di Calviandro o direttamente sui terreni pre-pliocenici giace il gruppo di Sant'Arcangelo, corrispondente in parte al Ciclo dell'Agri di PIERI *et alii* (1994), dato da una potente sequenza sabbiosa e conglomeratica, che nel Bacino di Calvello è rappresentata esclusivamente da conglomerati di ambiente fluvio-marino.

In un quadro regionale complessivo, la distribuzione dei depositi plio-pleistocenici indica una progressiva estensione dei termini più recenti verso le aree più interne dell'edificio a falde, per cui quelli del Pliocene inferiore (gruppo di Craco, cfr. Fogli Sant'Arcangelo e Pisticci) sono presenti solo nel settore nord-orientale della media Valle dell'Agri, mentre quelli plio-pleistocenici sono ampiamente rappresentati nel Bacino di Sant'Arcangelo, arrivando ad interessare, con le facies di regressione e continentali, anche l'Alta Valle del F. Agri.

I depositi plio-pleistocenici del Bacino di Calvello hanno risentito dell'evoluzione tettonica del substrato carbonatico apulo e dell'adeguamento delle coltri alloctone; infatti i depositi del gruppo pliocenico sono conservati in depressioni createsi successivamente alla fase di sollevamento della catena (fase di *duplexing*) e sicuramente hanno subito un'intensa fase d'erosione, mentre quelli del gruppo plio-pleistocenico hanno determinato il riempimento del "bacino" e complessivamente sono di età più recente dell'accavallamento delle coltri alloctone sulle successioni apule. Al pari del Bacino di Sant'Arcangelo quello di Calvello ha rivestito nel corso del Pliocene il ruolo di bacino sospeso (*open piggy-back basin*), molto più ampio e aperto verso il mare, mentre soltanto nel Pleistocene inferiore assume il significato di bacino intrappenninico, successivamente al totale isolamento dall'avanfossa determinatasi con la formazione delle dorsali di Valsinni nel caso del Bacino di Sant'Arcangelo e di Laurenzana nel caso del Bacino di Calvello.

2.1. - DEPOSITI DEI BACINI INTRAPPENNINICI

2.1.1. - gruppo di Caliendo (CA)

I terreni riferiti al gruppo di Caliendo coprono una vasta area dell'Appennino lucano, poggiando in larga parte direttamente su unità pre-plioceniche; solo nelle aree più esterne si estendono in netta discordanza angolare al tetto dei depositi infrapliocenici del gruppo di Craco (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005).

Nell'area del Foglio affiorano da Calvello alla confluenza T. Camastra-T. Serrapòtamo e nell'area di Anzi, da S. Donato a Piano Battaglia. L'intera sequenza, potente circa 800 m, esprime un ciclo sedimentario completo ed è dominata da facies pelitiche mediane e subordinatamente arenitiche e conglomeratiche di base e di tetto (Fig. 11). Se da una parte si concorda sulla distribuzione delle litofacies riconosciute anche da altri Autori per la sequenza di Calvello, qualche discrepanza viene evidenziata circa il *range* temporale ad essa assegnato e in merito al posizionamento di superfici di discontinuità di primo ordine, che delimitano i due cicli sedimentari riconosciuti in quest'area.

CIAMPO (1969, 1971) aveva diviso l'intero "complesso" in tre "distinte successioni litostratigrafiche" con:

- a) conglomerati e sabbie basali trasgressivi sul substrato pre-pliocenico, attribuiti al Pliocene inferiore;
- b) argille grigio-azzurre del Pliocene medio;
- c) argille-sabbiose, sabbie e conglomerati sommitali del Pleistocene inferiore.

Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi plio-pleistocenici del Bacino di Calvello

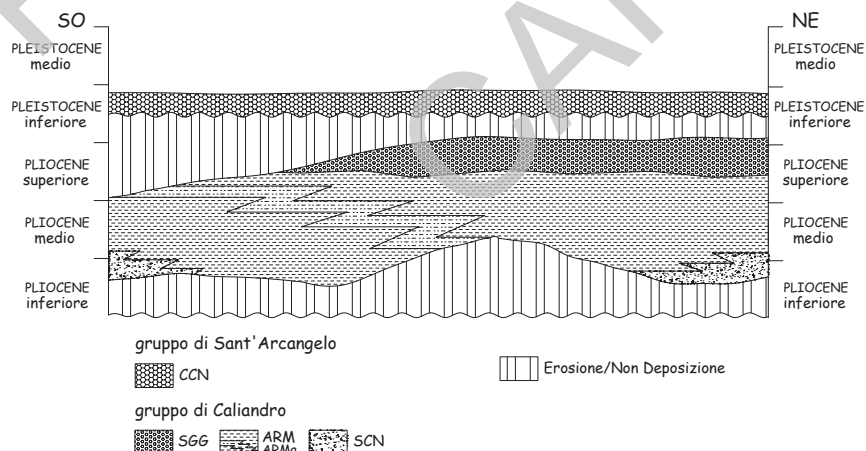


Fig. 11 - Schema dei rapporti stratigrafici dei depositi plio-pleistocenici del Bacino di Calvello.

Successivamente AMORE *et alii* (1996) riconoscono la presenza di tre sequenze deposizionali di età compresa tra la parte alta del Pliocene inferiore (zona MP14a di SPROVIERI, 1993 e RIO *et alii*, 1994) e il Pleistocene inferiore (Santerniano); le sequenze sarebbero separate da una discordanza tra la prima e la seconda, e da un appoggio paraconcordanza tra la seconda e la terza.

AMATO & CINQUE (1992) ritengono che i caratteri sedimentologico-paleontologici della sequenza, nella quale gli Autori registrano da luogo a luogo modeste lacune temporali, non marcate da apprezzabili discordanze o variazioni laterali di facies, vanno inquadrati in un contesto di ambiente marino poco profondo alimentato da apporti clastici drenati dai rilievi limitrofi. All'interno della successione sedimentaria eventuali *hiatus* deposizionali, troncature erosive e locali discordanze, si realizzano a seguito di deformazioni tettoniche del bacino e/o di variazioni eustatiche.

2.1.1.1. - conglomerati, sabbie e calcareniti del T. Racanello (SCN)

La formazione (Fig. 12) è costituita da due litofacies di ambiente marino marginale, una prevalentemente conglomeratica (SCN_a) alla base, l'altra sabbioso-calcarenitica (SCN_b), con rapporti di parziale eteropia con la litofacies conglomeratica, in appoggio discordante sul substrato pre-pliocenico (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005).

Affiora estesamente ai bordi della depressione strutturale di Calvello, ma, mentre nel settore meridionale prevalgono le facies sabbioso-calcarenitiche, nel settore orientale (tra La Battaglia e Bosco del Belvedere) è bene esposta l'intera formazione.

I migliori affioramenti della litofacies SCN_a sono localizzati ad est di Anzi. Essa è costituita da conglomerati e subordinatamente da ghiaie, poligenici ad elementi arrotondati, prevalentemente carbonatici, di dimensione variabile da qualche centimetro a vari decimetri, immersi in matrice sabbiosa calcarea di colore rossastro, debolmente stratificati. I conglomerati localmente si presentano discretamente cementati e disposti in lenti all'interno di livelli sabbioso-ghiaiosi.

In questa litofacies non sono stati riscontrati microfossili utili alla definizione cronostratigrafica, pertanto l'età viene dedotta dai rapporti di eteropia con la litofacies sabbioso-calcarenitica.

Lo spessore varia da 0 a 250 m nella zona tra Piano Battaglia e il versante sinistro del T. Camastra. Lembi di spessore minore (massimo 50 m) sono presenti a La Montagnola, a sud-est di Calvello.

La litofacies sabbioso-calcarenitica (SCN_b) è arealmente molto più estesa e presenta notevoli variazioni di facies. Nella zona tra Serra La Mattina e Bosco del Belvedere (confluenza T. Serrapòtamo-T. Camastra) prevalgono calcareniti organogene a frammenti di lamellibranchi e coralli, di colore giallo-bruno, a stratificazione incrociata, con intercalazioni di sabbie e microconglomerati. Talora,

2.1.1.2. - argille marnose azzurre del T. Sauro (ARM)

Affiorano nel settore centro-orientale del Foglio, da Calvello alla confluenza F.ra La Terra-F.ra d'Anzi e in lembi minori e discontinui più a nord-ovest, lungo il versante meridionale della F.ra d'Anzi (Fig. 12).

Poggiano in discordanza con contatto di tipo *onlap* su diversi termini del substrato.

Si tratta di argille marnose, talora siltose, di colore da azzurro a grigio-verde a frattura concoide, a stratificazione indistinta, con abbondanti frammenti di gasteropodi e lamellibranchi di piccole dimensioni. A diverse altezze stratigrafiche sono presenti sottili lenti limose e, verso l'alto, frequenti intercalazioni sabbiose giallastre, che preludono al passaggio alle sabbie (SGG).

Nel terzo inferiore della successione pelitica si intercala una lente di sabbie giallastre (ARM_a), spessa fino a 200 m, che dal km 62 della Strada Comunale Calvello-Abriola, attraverso la sponda sinistra della F.ra La Terra, si estende fino a La Vignola in destra della stessa fiumara.

Verso l'alto le argille evolvono a termini sabbioso-argillosi e quindi esclusivamente sabbiosi (SGG), mentre verso ovest la formazione è troncata in discordanza dai conglomerati pleistocenici (CCN).

Nelle argille sono presenti associazioni a foraminiferi e nannofossili che caratterizzano l'intervallo Pliocene medio - superiore (v. Appendice 1).

La formazione costituisce la parte più consistente dei depositi del Bacino di Calvello, dove raggiunge lo spessore massimo di circa 300 m.

L'ambiente di sedimentazione è da circa a infralitorale.

2.1.1.3. - sabbie grigie e gialle di Difesa Pincia (SGG)

La formazione affiora con continuità dal versante meridionale di Tempa della Gallina (a nord di Calvello) e si segue, attraverso Difesa Pincia, fino al Ponte Varco della Regina, sulla F.ra d'Anzi (Fig. 12).

Si tratta di sabbie di colore grigio o giallastre a grana media, da poco a discretamente cementate, specialmente nella parte inferiore della formazione e più incoerenti verso l'alto. Gli strati hanno spessore di 1-2 m e sono separati da rari e sottili livelli di argille marnose grigio-verdastre, da argille sabbiose e da calcareniti a stratificazione incrociata.

A diversi orizzonti stratigrafici, alle sabbie si intercalano lenti di ghiaia minuta e di conglomerato con elementi di 3-5 cm e, verso l'alto, alternanze medio-sottili di sabbie e microconglomerati di spiaggia. Localmente si rinvencono sacche fossilifere con frammenti di bivalvi (*Pecten* spp., *Cardium* spp., *Venus* spp., *Arca* spp., *Glycymeris* spp.) gasteropodi (*Natica* spp.) e scafopodi (*Dentalium* spp.).

Nelle sabbie la microfauna, prevalentemente litorale, è caratterizzata da *Nonion* spp., *Elphidium* spp., *Ammonia* spp., di scarso significato cronologico; l'età comunque, per posizione stratigrafica, non può essere più antica del Pliocene

superiore e si estende al Pleistocene inferiore.

Lo spessore totale si aggira sui 150 m.

L'ambiente di sedimentazione è infralitorale.

2.1.2. - gruppo di Sant'Arcangelo (SA)

I terreni ascritti al gruppo di Sant'Arcangelo (SA) si sono depositati quando i margini dell'attuale depressione strutturale, che marca il "Bacino di Sant'Arcangelo" e quello di Calvello, iniziavano a delinearsi, determinando il definitivo isolamento dei bacini intramontani dall'avanfossa. Le vicende tettoniche, che hanno investito questi terreni, sono da ricollegare direttamente alla strutturazione in profondità dell'edificio apulo in sottosuolo. I terreni del gruppo di Sant'Arcangelo mostrano, lungo i bordi del bacino omonimo (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005), rapporti discordanti sul substrato, con appoggi di tipo *onlap*, mentre, nelle aree centrali della depressione, il contatto di base sui terreni sottostanti è apparentemente concordante. In quest'area la formazione è stata datata al Pliocene superiore (dubitativamente)-Pleistocene inferiore per i rapporti di eteropia che i conglomerati hanno con le sabbie di Aliano.

Il gruppo SA (Fig. 12) comprende diverse formazioni, tutte presenti nel Bacino di Sant'Arcangelo; nel Foglio "Marsico Nuovo" affiorano solo i conglomerati di Castronuovo, che rappresentano i termini di ambiente da marino a continentale fluviale, di chiusura dell'intera sequenza.

2.1.2.1. - conglomerati di Castronuovo (CCN)

Costituiscono il placcone centrale del "Bacino di Calvello" e affiorano nei rilievi di T.pa della Gallina, Piano Ancarola, M. Figarola e Serra d'Anzi.

La formazione è caratterizzata da conglomerati a clasti poligenici ed eterometrici, immersi in abbondante matrice sabbioso-limosa, con rare lenti sabbiose di colore giallo ocre. I clasti, di diametro compreso tra 2 e 60 cm, eccezionalmente fino ad 1 m, sono bene arrotondati e costituiti da areniti prevalenti, silicoclastiche e carbonatiche oltre a calcilutiti, marne, calcari con selce, selci e arenarie quarzose, riferibili a terreni lagonegresi *l.s.*, sicilidi e al flysch di Gorgoglione. I conglomerati hanno una tipica colorazione rossastra e presentano una stratificazione indistinta da amalgamazione di strati.

La formazione è generalmente sterile e gli unici fossili riconosciuti sono quelli riportati da VEZZANI (1967b, 1968) per la località tipo, al di fuori del Foglio; fra la malacofauna sono presenti opercoli di *Natica tigrina sulcooperculata* RUGGIERI, indicativi del Calabriano.

La formazione poggia con contatto brusco sui depositi del sottostante gruppo di Caliendo, mentre verso ovest si estende a coprire direttamente i terreni prepliocenici. Le geometrie deposizionali sono di tipo *onlap* sui margini e

paraconcordante nelle aree depocentrali, dove il contatto tra le sabbie SGG e i conglomerati appare marcato da blande ondulazioni erosionali.

Secondo AMATO & CINQUE (1992) la formazione conglomeratica del Bacino di Calvello è di ambiente fluviale, ed è “sigillata” da paesaggi d’erosione sospesi, che su considerazioni geomorfologiche e strutturali di carattere regionale, si ritiene possano essere stati modellati tra il Santerniano e l’Emiliano *p.p.*, pertanto l’età della formazione non può andare oltre il Santerniano.

A Monte Figarola la formazione raggiunge lo spessore massimo di circa 150 m.

3. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI (S. Carbone e S.I. Giano)

Il rilevamento dei depositi continentali quaternari affioranti nel Foglio “Marsico Nuovo” è stato condotto utilizzando sia il criterio di suddivisione in Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU di SALVADOR, 1987, 1994), sia quello litostratigrafico.

I depositi quaternari continentali sono stati suddivisi in unità distinte in base al bacino di pertinenza e in unità non distinte in base al bacino di pertinenza. Nella prima categoria sono racchiuse le successioni che colmano la depressione morfostrutturale dell’alta Val d’Agri, attraversata dall’omonimo fiume. I depositi che formano il materasso alluvionale, racchiuso entro il perimetro del bacino idrografico del F. Agri, sono rappresentati dalle successioni clastiche del supersintema del Pertusillo (**PS**), suddiviso nei sintemi di Grumento (**SGM**), di Bosco dell’Aspro (**BOA**) e di Bosco San Lorenzo (**SLR**) (cfr. Foglio “Moliterno”). Nell’area del Foglio sono presenti solamente i depositi più recenti del sintema di Bosco dell’Aspro (**BOA**), riferiti al subsintema di Villa d’Agri (**BOA₂**), distribuiti entro un’area di pochi km² a valle dell’abitato di Marsico Nuovo, con entrambe le litofacies lacustre (**e₂**) ed alluvionale (**b_b**).

Tra le unità non legate al bacino di pertinenza sono state differenziate quelle completamente formate e quelle in corso di formazione. Alle prime appartengono le brecce di Galaino (**GAO**), i depositi alluvionali antichi (**b_{nb}**) e quelli terrazzati (**b_{na}**), il deposito lacustre (**e_{2b}**); alle seconde il deposito alluvionale recente (**b_b**), il deposito di versante (**a**), il deposito lacustre (**e_{2a}**), la coltre eluvio-colluviale (**b₂**), il deposito alluvionale attuale (**b_a**), il deposito antropico (**h**) e il deposito di frana (**a₁**).

3.1. - UNITÀ DISTINTE IN BASE AL BACINO DI PERTINENZA

3.1.1. - *Bacino dell'alta Val d'Agri*

3.1.1.1. - supersintema del Pertusillo (PS)

I depositi che appartengono al supersintema del Pertusillo (PS) affiorano per lo più nella parte meridionale del bacino dell'Alta Val d'Agri, al di fuori dell'area del Foglio in esame (cfr. Foglio "Moliterno"), mentre tendono ad essere ricoperti da successioni più recenti man mano che si procede verso le aree settentrionali, presso le sorgenti dell'omonimo fiume.

Il supersintema PS comprende il sintema di Grumento (SGM), ove sono stati raggruppati i depositi più bassi in senso cronostratigrafico riconosciuti in affioramento (Pleistocene medio *p.p.*); verso l'alto, e con l'interposizione di superfici di erosione e/o paleosuoli, cartografabili a scala di bacino, si passa al sintema di Bosco dell'Aspro (BOA) suddiviso in due subsintemi: Sarconi (BOA₁) e Villa d'Agri (BOA₂) compresi tra il Pleistocene medio *p.p.* ed il Pleistocene superiore. Un generale approfondimento del reticolo idrografico nell'area del bacino rappresenta il limite erosivo inferiore del sovrastante sintema di Bosco di San Lorenzo (SLR) di età olocenica.

I depositi di quest'unità che affiorano nell'area del Foglio sono distribuiti in una piccola area triangolare che rappresenta l'apice settentrionale della depressione tettonica dell'alta Val d'Agri ed appartengono esclusivamente al subsintema di Villa d'Agri (BOA₂). Le discontinuità di letto e di tetto del supersintema sono di natura erosionale e sono descritte nel contiguo Foglio "Moliterno".

L'età del supersintema va dal Pleistocene medio *p.p.* fino all'Olocene.

sintema di Bosco dell'Aspro (BOA)

L'unità è distribuita lungo tutto il fondovalle e nelle aree pedemontane del bacino dell'alta Val d'Agri fino al suo apice settentrionale ed è costituita dai subsintemi di Sarconi (BOA₁) e di Villa d'Agri (BOA₂). Il primo mostra un'organizzazione dei depositi riconducibile ad ambienti di conoide alluvionale, da prossimale a distale, e di piana inondabile ed è localizzato prevalentemente nella parte centro-meridionale del fondovalle del bacino; il secondo subsintema presenta, invece, una litofacies pelitico-limosa di ambiente lacustre (BOA_{2e}) ed una conglomeratica di conoide alluvionale (BOA_{2b}) e si colloca in prevalenza nel settore centro-settentrionale dell'area di fondovalle.

La superficie di letto, di natura erosiva, è modellata nel sintema di Grumento (SGM) e nel substrato pre-quaternario, mentre quella a tetto coincide generalmente con la superficie topografica o è ricoperta dal deposito di versante (a) (cfr. Foglio "Moliterno").

L'età assegnata al sintema va dal Pleistocene medio parte alta al Pleistocene superiore.

subsintema di Villa d'Agri (BOA₂)

I depositi appartenenti a quest'unità sono distribuiti nella parte alta del F. Agri e nell'area pianeggiante del settore meridionale del Foglio, compresa tra i versanti del gruppo montuoso de La Palombara ad est, del M. Ausineto ad ovest e di M. Cognone a nord.

La successione è costituita da un'alternanza di argille e argille siltose di colore grigio o marrone, contenente pezzame litoide e con intercalzioni di sabbie siltose e lenti e/o livelli di ghiaie poligeniche a supporto di matrice argillosa (deposito lacustre) (BOA_{2e}).

Il deposito raggiunge 20 m circa di spessore in sondaggi geognostici realizzati nei pressi di Galaino, immediatamente a sud del Foglio (cfr. Foglio "Moliterno"). Lungo la fascia pedemontana dell'intero bacino la successione passa lateralmente a ghiaie poligeniche ed eterometriche, a supporto di matrice argilloso-sabbiosa, disposte in assetto massivo o leggermente stratoide e con lenti sabbioso-siltose (BOA_{2b}); l'organizzazione interna del deposito denuncia una messa in posto per trasporto in massa tipo *debris flow* in facies di conoide alluvionale prossimale, con spessori del deposito che non superano in affioramento i 10 m, come in località Cappuccini a ovest di Marsico Nuovo.

L'età dell'unità è ascritta al Pleistocene superiore.

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

3.2.1. - Unità completamente formate

Comprendono unità litologiche differenti, completamente formate, ma non differenziate per bacino idrografico di pertinenza. Sono relative a quattro corsi d'acqua principali: F. di Tito e F. Melandro (cfr. Foglio "Polla"), affluenti del F. Sele con foce sul Mare Tirreno, e F. Agri e F. Basento con foce sul Mare Ionio.

3.2.1.1. - brecce di Galaino (GAO)

Già segnalate in letteratura da SCANDONE (1971), che le attribuisce genericamente al Quaternario antico, sono state oggetto più recentemente (DI NIRO & GIANO, 1995) di un'analisi dei caratteri litostratigrafici e dello stato deformativo, finalizzata alla ricostruzione di una cronologia relativa degli eventi morfoevolutivi che si sono succeduti lungo il bordo orientale dell'alta Val d'Agri.

L'unità è formata da tre litofacies che caratterizzano un ambiente di conoide alluvionale (GAO_a), detritico s.s. (GAO_b) e detritico-alluvionale (GAO_c), ben

distribuite nel limitrofo Foglio “Moliterno”.

La litofacies fluviale (**GAO_a**), potente all'incirca 20 m, è formata da livelli metrici di conglomerati eterometrici e poligenici con clasti sub-arrotondati a supporto di matrice sabbioso-argillosa di colore bruno e con intercalazioni lenticolari di silt argillosi e sabbiosi di colore grigio o marrone (BOENZI *et alii*, 2004). La litofacies detritica (**GAO_b**) è costituita da livelli decimetrici di brecciole a supporto di matrice argilloso-sabbiosa rossastra, di natura prevalentemente calcarea, che si alternano a livelli metrici di breccie eterometriche con struttura da *partially open-work* e *matrix supported* che raggiungono dimensioni di 20-30 cm. Localmente sono intercalati paleosuoli e lenti sabbioso-siltose di colore rossastro. Nei pressi di Galaino (cfr. Foglio “Moliterno”) la successione passa lateralmente alla litofacies **GAO_c**, costituita da un deposito in assetto stratoide, formato da livelli decimetrici di brecciole calcaree e silicee a supporto di matrice argilloso-siltosa rossastra.

Nel Foglio “Marsico Nuovo” è presente la litofacies detritica s.s. **GAO_b** di questa unità che affiora in limitati lembi lungo le pendici meridionali di M. Calvelluzzo e sud-occidentali di Piano della Croce, in destra orografica del T. Molinara e alle pendici del M. Volturino, insistendo su un substrato costituito da terreni lagonegresi (Calcari con Selce, Scisti Silicei e Flysch Galestrino). I depositi di questa litofacies sono distribuiti tra 1000 e 1300 m di quota s.l.m. e si raccordano alle alluvioni di fondovalle del bacino dell'alta Val d'Agri che affiorano ampiamente a sud, nel Foglio “Moliterno”.

La litofacies **GAO_b** è rappresentata da breccie prevalentemente calcaree, bene organizzate e stratificate in livelli di spessore variabile da decimetrico a circa 1 m, con locali intercalazioni di lenti sabbioso-siltose di colore rosso-bruno, che formano falde detritiche. I livelli più sottili sono costituiti da clasti a spigoli vivi di 2-3 cm in matrice argilloso-sabbiosa di colore rossastro, quelli più spessi sono formati da breccie eterometriche clasto-sostenute, con elementi fino a 30 cm di diametro. A luoghi i clasti sono allungati, isorientati e disposti parallelamente alla base degli strati.

I caratteri composizionali (natura dei clasti, variazioni granulometriche e tessiturali, grado di cementazione e stato di fatturazione e più in generale di deformazione tettonica) e stratigrafici dei depositi detritici che hanno permesso a DI NIRO & GIANO (1995) di distinguere differenti generazioni di breccie nell'area di Galaino e Marsicovetere - nel contiguo Foglio “Moliterno” - non sono presenti nell'area rilevata in cui affiora esclusivamente la litofacies detritica s.s. **GAO_b** dell'unità. La correlazione di questi corpi deposizionali, che raggiungono spessori variabili da pochi metri fino a 20 m, con le breccie di Galaino del Foglio “Moliterno” (ascrivibili a parte del detrito di prima generazione di DI NIRO & GIANO, 1995) permette di assegnare loro un'età compresa tra il Pleistocene inferiore e il Pleistocene medio *p.p.*

3.2.1.2. - deposito alluvionale antico (**b_{nb}**)

Il deposito, in assetto massivo, è costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche di colore rosso, bruno e giallastro, con clasti prevalentemente spigolosi e subordinatamente subarrotondati di dimensione variabile da 2 a 30 cm, localmente fino a 50 cm. I ciottoli sono rappresentati da diaspri, quarzoareniti, calcari cristallini e/o organogeni, marne ed argilliti verdi e rosse, immersi in abbondante matrice terrosa. Le caratteristiche litologiche, sedimentologiche e morfologiche permettono di ascrivere questi corpi deposizionali ad antiche conoidi alluvionali con basso gradiente di pendio, che irradiavano da paleovalli reinceise e terrazzate.

L'unità è presente al confine con il limitrofo Foglio "Polla", lungo lo spartiacque Tirreno-Ionio, ove sottende al bacino della F.ra di Tito. Altri lembi limitati sono presenti lungo le sponde del T. Fiumicello, tra Bosco di Tigliano e Pietra di Castalda (a sud di Sasso di Castalda). Le successioni alluvionali che affiorano in quest'area corrispondono in parte all'Unità litostratigrafica intermedia (AI) di GIANO & MARTINO (2003) differenziata nell'ambito della ricostruzione della successione continentale clastica del bacino del Pergola-Melandro, già assegnata da LIPPMANN PROVANSAL (1987) e SANTANGELO (1991) al Pleistocene inferiore.

Intorno all'abitato di Tito quest'unità raggiunge la massima estensione areale (circa 4 kmq) e presenta caratteristiche litostratigrafiche e morfologiche che la differenziano leggermente da quella dell'area di Pergola-Pietra di Castalda: la composizione è più omogenea, con prevalenza, nella matrice, della frazione pelitico-sabbiosa di colore rosso-bruno o con deboli variazioni cromatiche, che simulano un assetto suborizzontale, più evidente quando si intercalano livelli sottili di ghiaia da fine a grossolana e conglomerati a geometria tabulare.

Lo spessore varia da pochi metri fino a 50 m.

L'età del deposito è confinata tra quella delle brecce di Galaino (**GAO**) e quella dei depositi alluvionali terrazzati (**b_{na}**), e pertanto viene dubitativamente ascritta al Pleistocene inferiore-medio.

3.2.1.3. - deposito alluvionale terrazzato (**b_{na}**)

È costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche di colore rosso, bruno e giallastro; la forma dei clasti varia da prevalentemente sub-angolosa ad arrotondata con dimensioni che oscillano da 2 a 50 cm. La loro natura, che riflette quella del substrato sedimentario su cui poggiano, è data da diaspri, quarzoareniti, marne ed argilliti verdi e rosse, in abbondante matrice terrosa. Subordinatamente sono presenti sabbie, limi argillosi e suolo agrario in spessori generalmente modesti.

I depositi **b_{na}** sono concentrati in tre settori del Foglio: (**A**) area di Calvello, (**B**) area di Marsico Nuovo-Pietra di Castalda (T. Fiumicello), (**C**) C.da Paganico, a sud di Tito.

A) Nell'area di Calvello, sui depositi conglomeratici CCN del versante

meridionale di M. Figarola, sono modellati tre lembi di deposito terrazzato compresi tra 1000 e 1025 m di quota. Un ulteriore deposito alluvionale terrazzato è presente tra 870 e 800 m di quota nel triangolo Costa del Ragazzo-Cugno Macchione-La Fiumara (tra Abriola e Calvello). Esso è caratterizzato da ghiaie a clasti poligenici ed eterometrici in matrice limoso-argillosa rossastra o bruna proveniente dall'erosione di paleosuoli. Lo spessore di queste alluvioni è variabile da luogo a luogo ma generalmente non eccede i 20 m. Un altro deposito alluvionale terrazzato si sviluppa tra quota 765 e 725 m, poggia principalmente sui terreni sabbioso-argillosi del gruppo di Caliendo lungo il versante meridionale del "Bacino di Calvello" *Auctt.* ed è costituito da conglomerati poligenici a clasti arrotondati in matrice limoso-sabbiosa di colore rosso-bruno. Ulteriori lembi di deposito b_{na} si attestano tra quota 700 e 650 m e sono ben sviluppati su entrambi i versanti della confluenza F.ra d'Anzi-F.ra la Terra. I caratteri tessiturali del deposito sono simili a quelli prima descritti, con una prevalenza di clasti calcarenitici nella frazione conglomeratica, riferibili alla formazione SCN.

B) Nell'area tra Castello di Lepre (ad ovest di Marsico Nuovo)-Pietra Castalda i depositi alluvionali b_{na} distribuiti tra quota 1000 e 825 m insistono quasi esclusivamente su terreni lagonegresi, che ne hanno fortemente influenzato la composizione e la tessitura; quelli compresi tra 825 e 725 m poggiano esclusivamente sui depositi alluvionali antichi (b_{nb}) e dunque non mostrano evidenze di incastro morfologico. Anche in questo caso la tessitura del litotipo è rappresentata da prevalenti ghiaie con clasti mediamente spigolosi, in abbondante matrice limo-argilloso-sabbiosa. Di questo gruppo di depositi terrazzati quello che si sviluppa in destra orografica del T. Fiumicello si raccorda ai terrazzi, che al di fuori del Foglio si estendono nella zona di Brienza lungo il corso del F. Melandro. Il deposito corrisponde in parte all'Unità litostratigrafica sommitale (AS) di GIANO & MARTINO (2003) e rappresenta l'ultimo episodio deposizionale della successione clastica del bacino del Pergola-Melandro prima del modellamento di un ampio glacis erosionale nel corso del Pleistocene medio e del successivo approfondimento verticale ad opera della rete drenante (LIPPMANN PROVANSAL, 1987).

C) A C.da Paganico (tra Tito e Pietra Congolo) si sviluppa un'ampia superficie deposizionale, che, partendo da quota 925 m, si raccorda più o meno ininterrottamente al territorio di Satriano di Lucania fino a quota 650 m, nel limitrofo Foglio "Polla". Il deposito è costituito prevalentemente da sabbie, limi argillosi bruni e da suolo agrario.

L'età assegnata dubitativamente a questa unità è Pleistocene medio-superiore?

3.2.1.4. - deposito lacustre (e_{2b}) (cfr. subsistema della Fiumara del Mattino, Foglio "Potenza")

A quest'unità sono attribuiti i sedimenti presenti a Valle del Forno e tra Petrucco e Pignola (Lago del Pantano), riferiti al bacino idrografico del F. Basento.

La successione è composta da argille grigie e nerastre, limi bruni e sabbie con lenti o sacche di breccie poligeniche a clasti da spigolosi a subarrotondati eterometrici, che conservano ancora una morfologia piatta di fondo vallivo alluvionato, debolmente degradante verso quote più basse.

Facies francamente lacustri sono presenti lungo il versante occidentale della dorsale M. Lama-Piano della Croce. Si tratta di limitati lembi di argille grigie e nerastre, di limi bruni e sabbie con sottili lenti di breccie poligeniche ed eterometriche. Questi depositi si trovano esclusivamente sui terreni argillitico-marnosi del Flysch Galestrino ed affiorano a Bosco Pascoletto (a nord di M. Lama), dove formano una blanda depressione piatta di forma triangolare compresa tra 1308 e 1290 m di altezza s.l.m. Altri affioramenti sono presenti a Pietraroggia (versante meridionale di M. Lama) a 1000 m di quota e a Campo Rotondo (versante occidentale di Piano della Croce) a 920 m; un altro lembo affiora a sud di M. Tumolo in una depressione morfologica posta a 1090 m di quota, modellata sui depositi silicei STS_a.

La superficie limite inferiore è erosionale ed è modellata su diverse unità del substrato meso-cenozoico rappresentato dai terreni lagonegresi e sicilidi. La superficie limite superiore è ben conservata, a luoghi con suoli bruni spessi fino a 50 cm, e coincide con la superficie topografica attuale.

Il deposito raggiunge la maggiore estensione areale e di spessore nella depressione del Pantano, dove è distribuito tra 830 e 760 m di quota ed è rappresentato da limi prevalenti con intercalazioni lenticolari di sabbie e di ghiaie a clasti per lo più silicei, che conferiscono al deposito una tipica colorazione rosso-bruna.

Lo spessore del deposito varia da pochi metri a 50 m.

L'età della successione è Pleistocene medio-superiore?; l'estensione al Pleistocene superiore è stata determinata per confronto col Foglio "Potenza".

3.2.2. - *Unità in formazione*

3.2.2.1. - deposito alluvionale recente (**b_b**)

Deposito sabbioso-limoso con livelli di ghiaie, generalmente terrazzato; fiancheggia i principali corsi d'acqua ed è localizzato a varie quote al di sopra dell'alveo attuale (per lo più tra 1 e 10 m). È fissato da vegetazione ad arbusti e ampiamente coltivato ad ortaggi e in misura minore ad agrumeti; eccezionalmente può essere rielaborato da piene torrentizie.

Lo spessore varia da qualche metro ad alcune decine di metri, come nelle valli delle fiumare La Terra e di Anzi.

3.2.2.2. - deposito di versante (a)

Si tratta di un deposito detritico costituito da materiale eterogeneo ed eterometrico, localmente a grossi blocchi, accumulato essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi o legato a processi di alterazione esogena di particolare significato, e disposto lungo rotture di pendio a quote relativamente alte.

Il detrito è costituito prevalentemente da areniti e subordinatamente da calcari di dimensione e forma variabile a seconda dello stato di fratturazione delle rocce del substrato; prevalgono gli elementi grossolani di forma angolosa fino a grossi blocchi. L'assetto del deposito è massivo e i clasti, sciolti o debolmente cementati, sono immersi in scarsa matrice ghiaioso-sabbiosa o sabbioso-travertinosa in presenza di circolazione di fluidi. La composizione eterogenea del sedimento riflette la variabilità delle aree sorgenti che, essendo ampiamente diversificate, forniscono clasti sia carbonatici di varia età e ambiente, sia silicei che arenitici e argillitici. Caratteristiche litologiche più omogenee presentano le masse detritiche che si localizzano ai piedi dei costoni calcarei del versante orientale di M. La Palombara. In quest'area il detrito, dato esclusivamente da pezzame calcareo eterometrico e con frazione sabbiosa poco significativa, ha spessore modesto, ma costituisce una cintura più o meno continua alla base della parete rocciosa.

In corrispondenza di strutture tettoniche ben delineate il deposito è organizzato in prismi sedimentari di dimensioni e forma variabile: il detrito presenta scarsa matrice l'assetto varia da mal stratificato a clinostatificato, con inclinazione degli strati che localmente possono superare i 30°. Allo sbocco di incisioni minori, sono presenti conoidi detritiche che si interdigitano alle falde localizzate lungo le pareti o alla base delle masse rocciose, oppure si sovrappongono ai sedimenti alluvionali dei fondovalle.

Localmente il deposito può raggiungere anche 20 m di spessore, fino a consentire l'estrazione di inerti utilizzati soprattutto come materiali da rivestimento in l'edilizia o per la costruzione di massicciate stradali.

3.2.2.3. - deposito lacustre (c_{2a})

Si tratta di limi di colore grigiastro per la presenza di materiale organico, per lo più vegetale, a struttura varvata e con sporadiche intercalazioni sabbioso-conglomeratiche silicoclastiche e subordinatamente carbonatiche. Le strutture sedimentarie sono effimere poichè vengono periodicamente distrutte dagli apporti solidi grossolani legati alle piene stagionali o dalle acque di ruscellamento che, a valle dei versanti che insistono sulla depressione morfologica, trasportano una frazione solida di dimensioni variabili.

L'estensione areale è piuttosto limitata e non sempre cartografabile. Sono localizzati solo lungo le sponde dell'invaso artificiale della Camastra.

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

Deposito costituito da sedimenti fini con clasti a spigoli vivi o debolmente smussati, in matrice terrosa o argillosa, a struttura caotica, a luoghi stratoide. Sono stati cartografati quelli di maggiore estensione localizzati a C.da Pardesca, dove l'alterazione del substrato conferisce al deposito, costituito esclusivamente da elementi silicei (diaspri e radiolariti degli Scisti Silicei), una tipica colorazione bruna-rossiccia. Altri affioramenti sono quelli presenti sul carapace del gruppo di La Palombara, dove formano ampie coperture detritiche di materiale fine pelitico e/o sabbioso carbonatico associato a terre rosse di alterazione e suoli. Lo spessore non supera i 2 m.

3.2.2.5. - deposito alluvionale attuale (**b_a**)

L'unità è costituita da ghiaie prevalenti, sabbie e limi argillosi a stratificazione talora incrociata concava. La frazione grossolana è eterometrica ed è rappresentata da clasti ben appiattiti e arrotondati, ma spigolosi se di natura silicea. Costituisce il deposito dell'alveo di piena e di magra attualmente in corso di formazione e in continua elaborazione da parte del corso d'acqua. È separato dai depositi alluvionali recenti (**b_r**) da una scarpata con altezza variabile da 1 a 3 metri. In certi tratti dell'alveo i rapporti tra i limiti esterni del deposito alluvionale attuale (**b_a**) e le alluvioni recenti (**b_r**) non sono chiaramente definibili con queste ultime che rimangono sospese rispetto all'alveo attuale.

Appartiene a quest'unità anche il deposito che genera conoidi alluvionali più o meno estese e distribuite lungo tutti i corsi d'acqua. In questo caso il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose, in assetto massivo o blandamente stratificato.

Questo deposito sovente si interdigita ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, in altri casi si sovrappone alle alluvioni dei corsi tributari minori, che a tratti lo incidono.

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

Si tratta di terreni di riporto costituiti da argilla, sabbia e pezzame di scarto edilizio (**h**).

Il deposito comprende anche il materiale di costruzione degli argini rilevati di buona parte dei corsi d'acqua che attraversano l'area in esame. Non sono compresi i rilevati stradali. In tutti questi casi il deposito, a causa dei modesti spessori, non è stato cartografato. Al contrario, all'esterno del rilevato e lungo la diga in terra di Marsico Nuovo il deposito forma corpi di estensione rilevante, ricoprendo una superficie di circa 0,25 kmq.

Nel territorio del Foglio ci sono diverse discariche pubbliche per rifiuti solidi urbani (h_1); quella più grande, rappresentabile alla scala della carta, è ubicata a L'Aia dei Monaci (a sud-est di Tito) e ricopre una superficie di circa 1,6 kmq. Tutte le altre (comune di Calvello: a sud del paese e in località Capitolo; comune di Sasso di Castalda: La Cerasa; comune di Marsico Nuovo: Castello di Lepre; comune di Laurenzana: T.pa Coriana) sono state indicate col relativo simbolo puntuale.

3.2.2.7. - deposito di frana (a_1)

L'unità è costituita da accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici, localmente a grossi blocchi (v. Cap. VII).

V - TETTONICA (F. Lentini e S. Carbone)

1. - GENERALITÀ

Le unità affioranti nel Foglio “Marsico Nuovo” formano un sistema a *thrust* pellicolare, denominato Catena Appenninica e prodotto da più fasi deformative, che hanno generato associazioni strutturali sovrapposte.

Nel profilo di Fig. 2 e nello schema tettono-stratigrafico di Fig. 3 è espressa la configurazione schematica dell’orogene con l’edificio appenninico alloctono, caratterizzato da un generale “disaccoppiamento” (*decoupling*) delle unità mesozoiche dalle coperture terziarie largamente scollate e traslate verso l’esterno, e sovrascorso *in toto* sul Sistema a *Thrust* Esterno (*sensu* LENTINI *et alii*, 1990), qui non affiorante. Il quadro attuale risulta tuttavia molto complesso ed è stato generato da fasi deformative succedutesi a partire dal Burdigaliano fino all’attuale. Viene a cadere così totalmente la vecchia concezione di un orogene originatosi in una fase “appenninica” oligomiocenica, seguita da un generale collasso distensivo in epoca plio-quadernaria.

Il quadro tettonico regionale di questo settore meridionale dell’Appennino è stato trattato nel capitolo “Inquadramento geologico”, tuttavia per una più agevole comprensione dei caratteri strutturali presenti nell’area in esame non si può prescindere dalla descrizione delle relazioni tra Unità Appenniniche formanti il cuneo alloctono e le sottostanti Unità Apule, sebbene queste ultime non affiorino mai nel Foglio “Marsico Nuovo” (Fig. 13).

Inoltre, nell’elaborazione della carta si sono volute evidenziare le caratteristiche geometriche e cinematiche delle strutture, non trascurando gli aspetti stratigrafici che consentono la scansione temporale degli eventi deformativi.

Per una corretta lettura della carta geologica, i vari contatti vanno interpretati col significato di seguito esplicitato. In ordine cronologico, rispetto alla

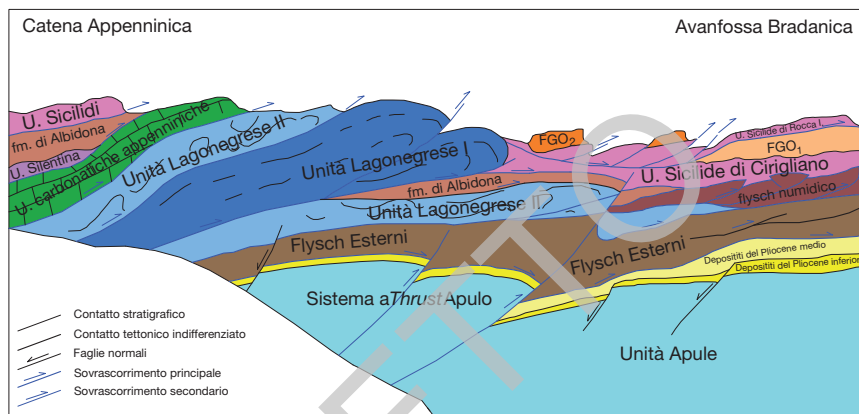


Fig. 13 - Schema dei rapporti tra le unità tettoniche riconosciute nel settore Catena-Avanfossa dell'Appennino lucano.

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 l'età dei contatti tettonici risulta più recente (dal Langhiano al Pliocene medio), procedendo verso il basso. L'Unità Silentina e quelle Sicilidi sono costituite da successioni bacinali 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 durante la Fase Tirrenica. Il "breaching" dell'Unità Lagonegrese I in sovrascorrimento sull'Unità Lagonegrese II è da imputare al 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.

deformazione, i **sovrascorrimenti principali** (Fig. 14) (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1992) rappresentano i contatti di ricoprimento relativi alle diverse unità tettoniche di rango superiore. Questi contatti corrispondono solitamente a *thrust* con geometria a basso angolo (*flat*) di estensione regionale, lungo i quali si è avuto un trasporto tettonico di notevole entità che, generalmente, ha causato la sovrapposizione di unità tettoniche provenienti da diversi bacini di sedimentazione e spesso in contesti paleogeografici totalmente differenti.

I 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 e quelle lagonegresi, nonché all'interno di queste ultime suddivise in due unità tettoniche principali.

Nell'area i contatti responsabili dei massimi raccorciamenti fra le diverse unità affioranti, sono riconducibili a due fasi tettoniche principali: una di età langhiana e l'altra post-tortoniana. La prima ha prodotto il raddoppio delle unità lagonegresi e la definitiva messa in posto dell'Unità Carbonatica Appenninica (Unità tettonica Monti della Maddalena) (LENTINI *et alii*, 1987). Non è da trascurare il fatto che specialmente in questa fase l'evoluzione geodinamica dell'Appennino lucano è stata accompagnata da un'intensa tettonica di scollamento, la comprensione della quale è stata fondamentale per risolvere gli annosi problemi interpretativi di questo settore dell'Appennino. Che si siano verificati tali fenomeni è attualmente dimostrato dall'enorme accumulo di coperture terziarie nel settore esterno della Catena Appenninica, che bilanciano i volumi mancanti dalle sequenze mesocenozoiche rimaste arretrate (v. Fig. 2).

I dati raccolti nell'ultimo decennio ed il significato degli estesi scollamenti degli intervalli terziari al tetto delle sequenze mesozoiche lagonegresi forniscono utili indicazioni sui tempi e sulle modalità di avanzamento all'interno del sistema a *thrust* dell'edificio alloctono. Al Langhiano è infatti ascrivibile la messa in posto delle unità sicilidi al tetto del flysch numidico, le quali passivamente hanno partecipato allo scollamento del flysch stesso ed al successivo avanzamento verso l'avanfossa. In particolare nel Miocene medio si è avuto lo scollamento del flysch numidico dalle sequenze lagonegresi, sostituito dalla formazione di Albidona, a sua volta scollata dalle unità liguridi e silentine. Quest'ultima presenta alla base un orizzonte di scollamento caratterizzato da un intervallo caotico (ABD₁), diffuso soprattutto nelle zone limitrofe ed identificabile con la "formazione del Rio Cavolo" della letteratura.

Età di messa in posto e progradazione del sistema sono ricavabili dall'analisi del profilo geologico elaborato per il contiguo Foglio "Sant'Arcangelo" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2005). In esso si osserva come le formazioni terrigene, scollate e traslate senza i relativi substrati mesozoici rimasti arretrati, compongano gran parte del cuneo frontale della Catena Appenninica in ricoprimento tettonico su livelli pliocenici al tetto delle unità apule. All'interno dello stesso nucleo le successioni terziarie poggiano le une sulle altre con contatti tettonici progressivamente più recenti man mano che si procede verso i termini più profondi.

La fase post-tortoniana, sostanzialmente contemporanea all'apertura tirrenica ed alla strutturazione del Sistema a *Thrust* Apulo, risulta posteriore alla deposizione del flysch di Gorgoglione e dei Flysch Esterni ed è responsabile della definitiva chiusura del cosiddetto "Bacino Irpino". Non è da sottovalutare però che nel Pliocene prosegue la generale sovrapposizione dell'edificio alloctono sulle unità apule, ma i relativi contatti non possono comparire in carta in quanto nel Foglio il substrato carbonatico apulo non arriva ad affiorare.

Tipologia e cronologia delle varie strutture tettoniche sono schematizzate in Fig. 14.

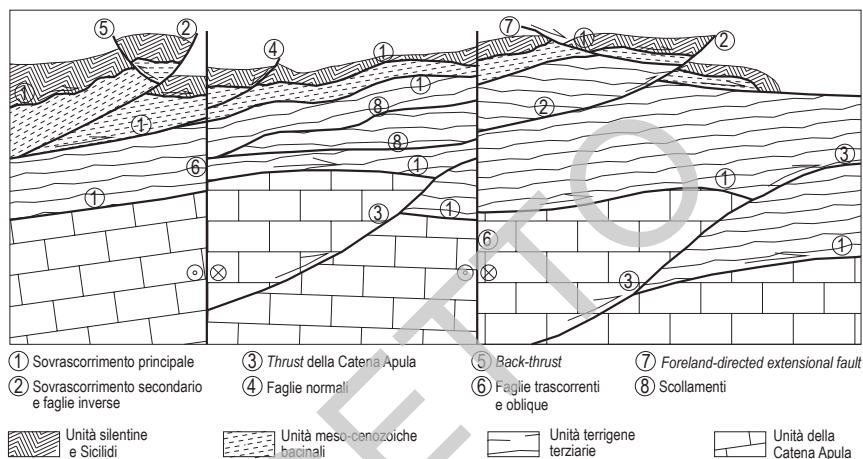


Fig. 14 - Tipologia dei contatti tettonici e associazioni strutturali presenti nell'Appennino meridionale, riconosciute nell'area del Foglio e interpretate nel profilo geologico. I numeri si riferiscono alla cronologia degli eventi deformativi, dal più antico (n. 1) al più recente (n. 8).

È notevolmente difficile distinguere i sovrascorrimenti principali dai contatti di scollamento. Verosimilmente questi ultimi si realizzano 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 che 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 (v. oltre). 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 viene 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.

Evidenze di scollamenti di minore entità sono comunque riconoscibili anche alla base delle coperture mioceniche rimaste solidali sulle unità più interne. I relativi contatti sono riportati in carta come **contatti tettonici indifferenziati**. In questa tipologia di limite rientrano anche i contatti che delimitano i blocchi immersi all'interno di *mélange* tettonici.

Nella carta sono stati distinti inoltre i **sovrascorrimenti secondari**. Essi possono presentarsi come *thrust* con geometria a rampa, caratterizzati da superfici che confluiscono nel contatto basale (*sole thrust*), costituendo degli embrici presenti all'interno delle singole unità. È questo il caso della struttura compresa

tra Pignola ed Abriola, costituita dall'Unità Lagonegrese II. Talora 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. Tutte queste strutture sono riferibili ai processi di accavallamento dell'intero edificio appenninico sulle successioni carbonatiche apule, avvenuti nel Pliocene, e alla successiva strutturazione a *duplex* dello stesso substrato apulo, databile al Pleistocene inferiore (LENTINI *et alii*, 1990, 2002). L'attività lungo tali strutture ha portato dapprima all'individuazione e quindi alla successiva chiusura di bacini satellite, riempiti da sedimenti plio-pleistocenici. Un esempio è fornito dal Bacino di Calvello, di età Pliocene inferiore-Pleistocene inferiore. È molto improbabile che i contatti in superficie abbiano un collegamento diretto con il sistema apulo sepolto: questo infatti risulta ben delineato nelle linee sismiche, ma difficilmente il singolo *thrust* attraversa la coltre alloctona, perché tende a "disperdersi" in strutture di adeguamento delle coltri stesse, magari trasferendosi in superfici suborizzontali che affioreranno in una posizione molto più avanzata verso l'avampaese. Tuttavia è chiaro che le strutture rilevate nel Foglio hanno un collegamento con quelle del substrato apulo; soltanto che deve essere operata un'attenta lettura. Per esempio i "bacini" plio-pleistocenici come quello di Calvello, ma anche di Sant'Arcangelo e di Potenza, sono delle depressioni intrappolate in quelle che possono essere rilevate come una "caduta" del tetto delle successioni carbonatiche apule. D'altra parte anche le culminazioni dell'Unità Lagonegrese I, come quella dell'area di M. Vulturino, sono in qualche modo connesse alla risalita del substrato apulo, qui ben nota perché sede di giacimenti di idrocarburi.

Nel Foglio vengono considerate **faglie inverse** quelle superfici ad alto angolo legate a strutture minori, spesso estremamente superficiali e di modesto rigetto, come per esempio quella connessa alla sinclinale di Groppa d'Anzi.

Si riconoscono anche piccoli **back-thrust**, cioè strutture minori a vergenza opposta, mentre a *tergo* dei sistemi a *thrust* principali si originano numerose **faglie normali** ad alto angolo.

I **contatti di scollamento** sono quelli che si trovano alla base delle coperture terrigene, che hanno subito una traslazione dall'originario substrato, andando spesso ad occupare una posizione "denudata" per effetto dello scollamento più o meno contemporaneo di una coeva copertura terrigena. Tipico esempio ne è la "sostituzione di copertura" della formazione di Albidona rispetto al flysch numidico. Altri contatti di questo tipo sono quelli alla base del flysch numidico, staccatosi dalla sequenza lagonegrese molto spesso in corrispondenza della formazione di Monte Malomo. Questo tipo di contatto è talora marcato da un orizzonte caotico.

Le strutture di tipo distensivo interessano tutta l'area del Foglio e sono raggruppabili in sistemi orientati in prevalenza NO-SE ovvero NE-SO. Esse sono interpretabili come la risposta superficiale ad un regime, che dal quadro

strutturale regionale, ormai ben noto attraverso i numerosi dati di sottosuolo, appare compressivo. Ciò vale anche per le sopra citate faglie a basso angolo (*Foreland-directed extensional fault*) che possono anch'esse costituire delle superfici di scollamento e rappresentano l'adeguamento dell'intero edificio alloctono ai movimenti delle strutture apule profonde.

Un'ulteriore associazione di strutture è rappresentata da **faglie con prevalente componente trascorrente**, quali i sistemi di faglie trascorrenti sinistre, orientate da N110° a N140°, e il sistema antitetico destro orientato mediamente N50°, che dislocano l'intero edificio a *thrust* inducendo, a loro volta, deformazioni compressive. Questi movimenti tardivi, datati Pleistocene medio (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo"), hanno parzialmente riattivato alcune strutture pre-esistenti, lungo le quali sono stati riconosciuti elementi cinematici sovrapposti.

Le **strutture plicative** presentano mediamente un'orientazione principale NNO-SSE ed interessano i terreni lagonegresi, il flysch di Gorgoglione e quelli del gruppo di Caliendo, e sono collegate ai sistemi a *thrust* prima descritti con vergenza orientale. Tali strutture sono tuttavia compatibili anche con il generale movimento a componente sinistra, testimoniato da strutture trascorrenti, come quello del Sistema Corleto Perticara-Scorciabuoi (cfr. Foglio "Sant'Arcangelo"), e che entrano nell'area del Foglio (zona a nord-est di M. Pilato). Questi elementi sono collegati all'evoluzione strutturale del substrato apulo profondo. Le formazioni lagonegresi presentano frequenti pieghe sia a piccolo che a grande raggio. Alcune, come quelle dei rilievi di M. Volturino, sono spettacolari e messe in evidenza dall'erosione selettiva. A Monte Lama i Calcari con Selce formano un'anticlinale con al nucleo una piega parassita ad "emme". Un'ampia anticlinale coricata è stata individuata nel sondaggio Tempa la Mandria (spesso erroneamente citato come Tempa la Manara), che ha attraversato per più di 1000 m Scisti Silicei, Calcari con Selce e nuovamente Scisti Silicei. Questa piega risulta sovrascorsa su una successione lagonegrese potente più di 2000 m a sua volta in sovrascorrimento su flysch esterni ulteriormente in ricoprimento sui carbonati apuli.

Nello schema tettonico (Fig. 15), allegato come elemento a cornice del Foglio, compaiono le sole unità tettoniche della Catena Appenninica; esse sono state trattate nel capitolo della Stratigrafia, impostato tenendo conto anche delle relazioni geometriche tra esse intercorrenti.

Riassumendo, nello schema tettonico compaiono due aree, divise da un fronte di accavallamento orientato circa N-S. Ad ovest di questo affiorano in prevalenza le unità lagonegresi, originatesi dal raddoppio delle sequenze bacinali; esse dovrebbero in realtà rappresentare l'elemento più profondo della pila tettonica, ma attualmente costituiscono una culminazione connessa con una risalita del Sistema a *Thrust* Apulo. Seguono in ricoprimento tettonico le unità della piattaforma carbonatica appenninica, che nel Foglio sono limitate al margine sud-occidentale e a sporadici *klippen* ad est di M. Volturino, a dimostrazione che l'originario fronte sopravanzava di poco lo spartiacque appenninico. Nel settore orientale dello schema affiorano prevalentemente le coltri sicilidi, di derivazione interna, che hanno subito passivamente un ulteriore trasporto più o meno solidalmente

SCHEMA TETTONICO

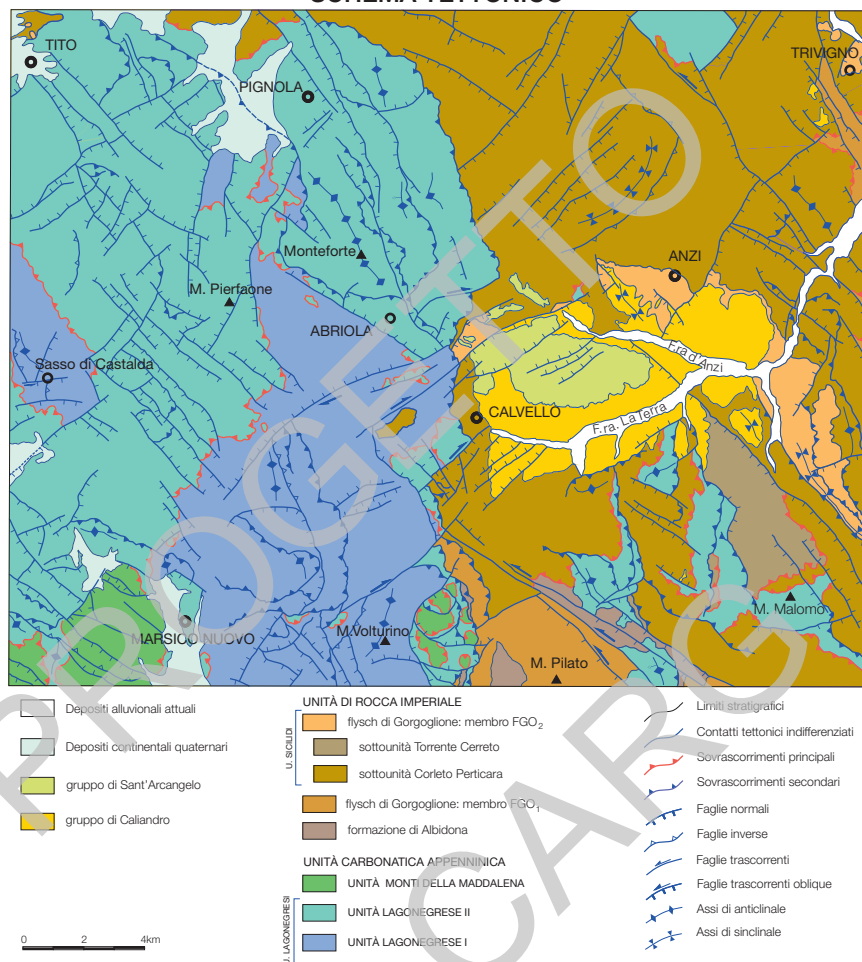


Fig. 15 - Schema tettonico dell'area del Foglio "Marsico Nuovo".

con le coperture terrigene terziarie. Queste formano delle unità tettoniche sovrapposte ed ampiamente scollate, con fenomeni di "sostituzione di copertura"; la formazione di Albidona, cioè, ricopre attualmente le unità lagonegresi con un contatto di scollamento visibile lungo il margine meridionale del Foglio, andando a sostituire le coperture numidiche, che formano invece gran parte del cuneo di accrezione nella zona frontale del sistema a *thrust* appenninico.

In questo stesso settore affiorano anche sequenze lagonegresi, generalmente limitate solo agli orizzonti cretacico-oligocenici ed appartenenti all'Unità

Lagonegrese II (zone ad ovest di Laurenzana, M. La Ricciola, ecc.). Le relative sequenze sono interrotte a livello della formazione di Monte Malomo o delle oligoceniche argilliti ABQ, dalla sovrapposizione delle unità sicilidi. Questi termini in origine precedevano la sedimentazione del flysch numidico, oggi rinvenibile nelle aree più orientali, come dimostrano i legami stratigrafici tra le due sequenze, cioè: la presenza alla base numidica di argilliti rosse e di intervalli bruni correlabili con il tetto delle successioni lagonegresi del Foglio in oggetto. Le unità sicilidi hanno subito un trasporto al di sopra delle unità lagonegresi, accompagnato da uno scollamento degli elementi apicali di queste ultime. Pertanto le unità sicilidi poggiano sugli intervalli oligocenici nel Foglio “Marsico Nuovo”, ma anche sugli orizzonti numidici ascrivibili al Langhiano ed affioranti nell’area di Stigliano al di fuori del Foglio. 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 imponenti volumi di unità sicilidi nella parte orientale del Foglio è spiegabile unicamente con un trasporto passivo al tetto delle stesse coperture flyschoidi, riversandosi avanti fino a raggiungere, a causa della loro estrema “mobilità tettonica”, le aree esterne al margine dell’Avanfossa Bradanica. Si ribadisce qui che la loro posizione geometrica, rispetto ai substrati che ricoprono, costituisce un vincolo per collocarle originariamente in domini paleogeografici interni.

Della distinzione in due membri del flysch di Gorgoglione si è scritto in precedenza. Il primo (FGO₁), in posizione geometrica più profonda, affiora estesamente lungo la dorsale del Caperino (Foglio “Stigliano”), mentre è presente marginalmente, nel settore NE del Foglio “Marsico Nuovo” nell’area di Trivigno, dove costituisce una finestra tettonica, culminante anche per effetto di faglie ad andamento appenninico.

Al membro FGO₂ del flysch di Gorgoglione vanno ascritti quegli affioramenti, spesso rappresentati da corpi conglomeratici a carattere prossimale, che sono compresi tra le coltri sicilidi ed i depositi pliocenici, fatto questo che conferma la posizione strutturale apicale di quest’unità nella pila delle falde e pertanto l’originaria posizione relativamente interna del flysch stesso.

In conclusione nello schema tettonico di Fig. 15 la distribuzione ad oggi delle varie unità tettoniche non deve indurre ad attribuire loro analoghe posizioni paleogeografiche: per esempio le unità sicilidi sono distribuite maggiormente nei settori orientali, ad est cioè delle unità lagonegresi, non perché fossero originariamente più esterne, ma in quanto hanno subito un notevole e ripetuto trasporto tettonico, come sopra accennato. Le unità lagonegresi rappresentano delle culminazioni dell’edificio alloctono, che risente delle culminazioni del Sistema a *Thrust* Apulo sepolto al di sotto delle coltri. Il trasporto sulle unità carbonatiche apule infatti 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 di sotto dell’edificio alloctono. Ciò significa che tutte le formazioni di età più antica del Pliocene sono

state interessate da tali fenomeni, ma che anche i contatti tettonici precedenti sono stati interessati, deformati o riattivati. Il meccanismo ed i tempi di propagazione del sistema a *thrust* pellicolare ha comportato fenomeni di *breaching*, con inversione dei rapporti originari. Ciò non solo ha prodotto spesso la parziale sovrapposizione dell'Unità Lagonegrese I sulla II (v. sondaggi Cerro Falcone, ad est di M. Volturino), ma anche di queste ultime al di sopra delle unità sicilidi e del flysch di Gorgoglione (v. zona ad est di Scarrone di Mezzo), ovvero dell'intero sistema sugli orizzonti pliocenici profondi. I contatti tettonici tra le varie unità della pila di falde sono più recenti, man mano che si procede verso il basso (v. profilo geologico del Foglio "Sant'Arcangelo"). Le fasi di deformazione del Sistema a *Thrust* Apulo hanno comunque influito sull'avanzamento delle coltri con una riattivazione dei contatti tettonici, ed hanno portato ad una sostanziale modificazione degli originari rapporti paleogeografici.

I depositi plio-pleistocenici presentano una distribuzione relativamente circoscritta all'area di Calvello, per la quale il termine di "bacino" non risulta appropriato, proprio perché la distribuzione della copertura sedimentaria non è certamente quella dell'originario bacino di sedimentazione, che sicuramente doveva essere più ampio. La tettonica ha creato una depressione strutturale, determinando l'isolamento, per erosione, degli affioramenti.

La complessa geometria del sistema orogenico è evidenziata nei profili della carta geologica, qui di seguito descritti. Nei profili sono rappresentati gli elementi geometrici e le associazioni strutturali dedotti dall'interpretazione di linee sismiche disponibili per l'Appennino Lucano.

2. - SEZIONI GEOLOGICHE

Per la comprensione dell'evoluzione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide in Appennino meridionale va adeguatamente considerato il generale scollamento delle coperture flyschoidi terziarie dalle rispettive sequenze mesozoiche. Le coperture terziarie, attraversate dai pozzi per la ricerca petrolifera, formano enormi volumi delle parti più esterne del sistema a *thrust* pellicolare e sono tettonicamente sovrapposte sui depositi dell'Avanfossa pliocenica. Verso l'interno la Catena è formata da una pila tettonica costituita in prevalenza dalle successioni mesozoiche. Queste appartengono alle unità derivanti dalla deformazione della Piattaforma Appenninica e dalle successioni bacinali originatesi dalla deformazione delle unità lagonegresi prive in parte o del tutto delle loro coperture terziarie, scollate e traslate verso l'esterno.

Il meccanismo di propagazione, che permette di spiegare lo scollamento degli intervalli terziari da quelli mesozoici, corrisponde a sistemi di *thrust* con geometrie a *ramp* e *flat* che comportano la progressiva ed estesa sovrapposizione lungo piani a basso angolo (*flat-on-flat*) delle unità di piattaforma su quelle bacinali, con assi strutturali orientati attualmente circa N-S. Con il progredire della deformazione, la "pila" di unità mesozoiche tende a sovrapporsi sulle coperture flyschoidi

con meccanismi di “*thrust* fuori sequenza”. Si ha così la surrezione delle unità tettoniche più profonde, come l’Unità Lagonegrese I di M. Volturino. I terreni delle unità sicilidi, già impilati sui carbonati della Piattaforma Appenninica tra il Miocene medio e il Miocene superiore vengono rimobilizzati, andando a formare gran parte del fronte estremo della Catena Appenninica.

A partire dal Pliocene inizia la strutturazione del margine apulo, da cui si origina il Sistema a *Thrust* Apulo (STA), sul quale si va sovrapponendo il *roof-thrust system* ovvero la Catena Appenninica (v. Fig. 2). Il STA è costituito da sequenze del margine interno, scollate dal basamento in un contesto di *thin-skinned tectonics*, come l’Unità di M. Alpi, ovvero da successioni carbonatiche un po’ più esterne, caratterizzate da una deformazione che interessa anche il basamento (*thick-skinned tectonics*) in un contesto di tipo traspressivo. In quest’ultime sono allocati i campi petroliferi produttivi dell’Alta Val d’Agri.

L’analisi dei profili geologici di dettaglio, scelti nell’area del Foglio, permette di valutare i rapporti fra le unità all’interno della Catena Appenninica ed indirettamente di quest’ultima con il Sistema a *Thrust* Apulo.

2.1. - PROFILO A-A’: SASSO DI CASTALDA - BRINDISI DI MONTAGNA

Il profilo si estende dalla zona di Sasso di Castalda fino ai dintorni di Brindisi di Montagna; è orientato OSO-ENE nel tratto occidentale, devia in quello medio-orientale, in Località Macchia dei Monaci (a nord-ovest di Abriola), con direzione SO-NE (v. profilo a-a’ della carta geologica).

Dati di superficie

Nel primo tratto, a partire da SO, si osserva un chiaro rapporto di sovrapposizione tettonica tra due successioni lagonegresi. Nei dintorni di Sasso di Castalda la successione più profonda affiora in finestra tettonica ed i caratteri litostratigrafici la fanno ascrivere all’Unità Lagonegrese I. Al di sopra si estende in ricoprimento un’unità tettonica caratterizzata da un notevole sviluppo della Formazione di Monte Facito passante ai Calcari con Selce del M. Pierfaone e a Scisti Silicei ed argilliti silicee; al di fuori della traccia del profilo ed in particolare verso sud nella zona di Pergola la successione prosegue con il Flysch Galestrino, la formazione di Monte Malomo e le argilliti del T. Serrapòtamo dell’Oligocene. Manca lo sviluppo delle facies numidiche, per le quali più volte in questa nota si è accennato ad ampi fenomeni di scollamento. Tale successione è ascrivibile all’Unità Lagonegrese II. I rapporti tra le due unità lagonegresi sono confermati dal sondaggio Pignola 1. Ad Est, oltre M. Pierfaone riaffiora il Flysch Galestrino dell’unità più profonda.

Il secondo tratto del profilo è caratterizzato da un sistema di *thrust* est-vergenti della successione lagonegrese di Pignola-Abriola, costituita da Calcari con Selce

cataclastici e dolomitizzati, Scisti Silicei e argilliti silicifere passanti al Flysch Galestrino. Sul versante occidentale della dorsale affiora la formazione di Monte Malomo, che poggia però direttamente sulle argilliti silicee.

Nel terzo tratto del profilo sono presenti unità di derivazione interna, ascrivibili alle unità sicilidi, in ricoprimento tettonico direttamente sulle sequenze lagonegresi. Gli Autori della presente nota ritengono che le unità sicilidi, affioranti estesamente nel settore nord-orientale del Foglio, si siano deposte in un dominio paleogeografico interno rispetto alle aree che attualmente occupano per effetto di un trasporto tettonico di notevole entità, cioè in un dominio compreso tra il margine europeo e quello della piattaforma appenninica (bacino alpino-tetideo). Ciò è dimostrato da vincoli stratigrafici, petrologici e strutturali (LENTINI *et alii*, 2002). La composizione petrografica delle arenarie appartenenti alle varie litofacies delle Tufiti di Tusa, unitamente all'età oligomiocenica, indicherebbe che le aree sorgenti erano localizzate nel cuneo di accrezione della Fase Balearica e il detrito vulcanoclastico andesitico è la testimonianza di un arco vulcanico attivo durante la subduzione del bacino alpino-tetideo al di sotto della crosta continentale europea. Altri elementi sono la posizione strutturale relativamente elevata nella pila tettonica del *roof-thrust system*, tant'è che le unità sicilidi costituiscono la base del flysch di Gorgoglione (FGO₂) (affioramenti di Brindisi di Montagna, subito a nord del Foglio e di Trivigno), e delle coperture plio-pleistoceniche di Calvello. Infine, in un quadro più ampio risulta chiaro che le coperture terziarie al tetto delle unità lagonegresi (flysch numidico e marne arenacee di Serra Cortina) hanno subito un generale scollamento, come sopra descritto, verso l'avanfossa e formano attualmente il cuneo frontale delle dorsali Stigliano-Accettura.

Il sistema a *thrust* della dorsale Pignola-Abriola rappresenta quindi una sorta di *out of sequence*, in quanto si accavalla con una vergenza orientale sulle unità sicilidi, da cui sono state in precedenza scavalcate. Il fronte di accavallamento ha un andamento meridiano e non risulta ritagliato dai sistemi di faglie, che con orientazione circa NE-SO interessano le unità sicilidi dell'area di Groppa d'Anzi, probabilmente perché complessivamente più recente delle faglie stesse o comunque riattivato successivamente. Ciò indicherebbe anche che la progradazione del sistema a *thrust* non è da ritenersi necessariamente un fenomeno concluso, così come si evince da gran parte della letteratura geologica.

Dati di sottosuolo

I sondaggi (Pignola 1, 1169 m; Brindisi di Montagna, 1795 m) ubicati in prossimità del profilo non sono molto profondi; tuttavia si possono utilizzare dati proiettati derivanti dalle perforazioni profonde della zona (Pozzi Cerro Falcone 1-3). Questi, insieme all'interpretazione di linee sismiche, mostrano che nel primo tratto, da Sasso di Castalda a Monteforte (Abriola), il tetto delle unità apule si trova a circa 3.000-3.500 m dalla superficie, per poi deprimersi rapidamente verso est (Fig. 16). Perforazioni profonde, ubicate più a nord, confermano anche quanto visto sul terreno e cioè che le unità sicilidi, talora con spessori superiori al migliaio di metri, poggiano tettonicamente sull'Unità Lagonegrese II, priva dell'intervallo

oligomiocenico per scollamento. L'Unità Lagonegrese II, affiorante nella zona di Brindisi di Montagna, è rappresentata da una sequenza di circa 500-700 m, in ulteriore sovrascorrimento al di sopra di un intervallo, talora molto potente, costituito da sequenze sicilidi e da terreni flyschoidi mediomiocenici, a loro volta in sovrascorrimento sui livelli pliocenici al tetto dei carbonati apuli.

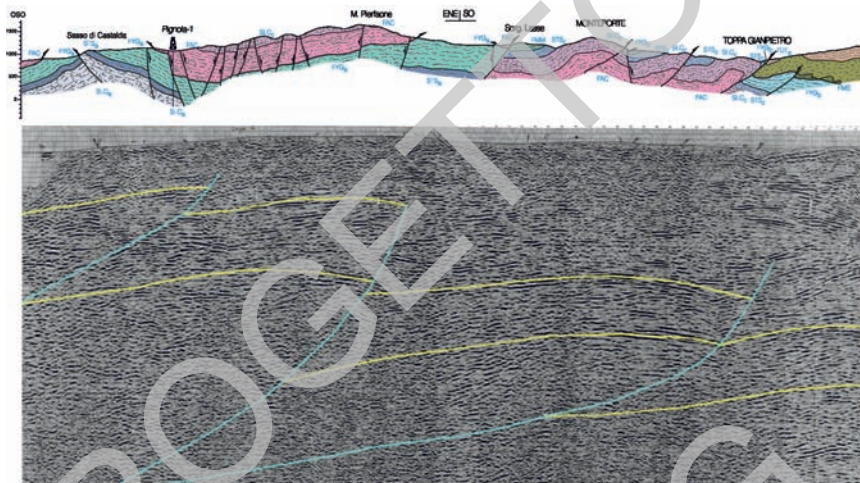


Fig. 16 - Lungo la sezione geologica tra Sasso di Castalda, M. Pierfaone e Monteforte affiorano esclusivamente le due unità lagonegresi. Nella zona di Sasso di Castalda i terreni dell'Unità Lagonegrese I affiorano in finestra tettonica; la medesima unità riaffiora più ad est con il Flysch Galestrino (litofacies FYG_d). In sottosuolo le linee sismiche rivelano la presenza di un sistema a thrust, riferibile al Sistema a Thrust Apulo, degradante verso est, formato da successioni carbonatiche mesozoiche sulle quali giacciono coperture terrigene di età variabile dal Miocene superiore al Pliocene inferiore-medio, ricoperte tettonicamente dall'edificio alloctono della Catena Appenninica. L'evoluzione di tale sistema sepolto inizia pertanto nel Pliocene ed influenza notevolmente i movimenti recenti della soprastante catena.

Verso est quindi si registra la terminazione dell'Unità Lagonegrese I, mentre quella superiore si estende oltre verso l'esterno, non superando tuttavia l'allineamento Brindisi di Montagna (Foglio "Potenza") - Corleto Perticara (Foglio "Sant'Arcangelo").

Dai dati di superficie, integrati dalle informazioni delle strutture profonde, appare chiaro come in grandi linee il *roof-thrust system* della Catena Appenninica sia caratterizzato al suo interno da una più o meno totale inversione della posizione delle varie unità tettoniche e delle coperture mio-plioceniche, probabilmente imputabile al trasporto sui carbonati apuli profondi.

2.2. - PROFILO B-B': M. VOLTURINO - TRIVIGNO

Il profilo, orientato SO-NE, si estende da M. Volturino fino alla zona di Trivigno (v. profilo b-b' della carta geologica).

Dati di superficie

Nel primo tratto, procedendo da SO verso NE, affiora la successione lagonegrese di M. Volturino. Questa ha tutte le caratteristiche litologiche dell'Unità Lagonegrese I ed in ogni caso è molto chiaro in tutto il settore sud-occidentale del Foglio che, insieme con gli affioramenti di M. Lama-M. Calvelluzzo, essa costituisce un'unità tettonica sottostante alla successione affiorante tra M. Facito e la zona di Pergola, area tipo dell'Unità Lagonegrese II.

A nord-est di M. Volturino la sequenza lagonegrese è in sovrascorrimento sul flysch di Gorgoglione, che si presenta in parte rovesciato. Procedendo oltre affiorano le unità strutturalmente più elevate della pila, cioè le unità sicilidi, le formazioni flyschoidi mediomioceniche interne (flysch di Gorgoglione - FGO₂) e le coperture plio-quadernarie. Ciò indica che si va verso una depressione strutturale.

Proiettando i dati al contorno e correlandosi con il profilo precedente, è molto probabile che le unità sicilidi ricoprano tettonicamente le sequenze lagonegresi strutturalmente più elevate e cioè quelle dell'Unità Lagonegrese II, affioranti nelle dorsali di Abriola e di M. Tangia. Verso est ancora nell'area di Laurenzana le unità sicilidi ricoprono direttamente la formazione di Monte Malomo e cioè il tetto dell'Unità Lagonegrese II. Ancora una volta mancano i livelli apicali numidici, reperibili in corrispondenza dei fronti delle dorsali Accettura-Stigliano (ubicate al di fuori del Foglio), perché scollati.

Nell'ultimo tratto del profilo gli elementi raccolti, a seguito dei rilievi di campagna, indicano che le unità sicilidi vanno in ricoprimento sui livelli apicali del flysch di Gorgoglione, databili almeno Serravalliano superiore. I rapporti sono ancor più chiari verso est, nel Foglio "Stigliano", dove *klippen* di unità sicilidi sono conservate all'interno di blande sinclinali del flysch. I contatti datano pertanto al Tortoniano, cioè precedono di poco la fase di sovrascorrimento delle unità appenniniche su quelle apule.

Dati di sottosuolo

I sondaggi, ubicati al fronte affiorante della struttura di M. Volturino, attraversano sequenze lagonegresi ripiegate ed accavallate sul tetto delle unità apule. L'Unità tettonica Lagonegrese I della struttura di M. Volturino forma qui un *antiformal stack* che costituisce un elemento strutturale in fuori sequenza sulle Unità Lagonegresi II, incontrate in profondità. Tali strutture sono in gran parte l'effetto del sovrascorrimento dell'edificio appenninico-maghebide sui carbonati apuli profondi.

I dati di sottosuolo indicano che il tetto della Piattaforma Apula forma un sistema a *thrust* che da una profondità di circa 3.300 m scende verso est fino a circa

4.700 m nella zona di M. Malomo-Tempa la Mandra, per deprimersi ulteriormente nel prolungamento nord-occidentale del “Bacino di Sant’Arcangelo”, oltre il quale si collega alla culminazione della zona di Corleto Perticara-Gorgoglione (Alto di Tempa Rossa).

L’Unità Lagonegrese II forma un complicato sistema a *thrust*, che si sovrappone con geometrie a basso angolo (*flat on flat*) ad un intervallo di depositi flyschoidi e di unità sicilidi, formanti un cuneo il cui spessore aumenta verso est. Se si considera che l’Unità Lagonegrese I è qui assente, l’assetto strutturale è quello di una generale inversione e le coperture terziarie, unitamente ai terreni sicilidi, formano uno spesso cuneo tettonico al fronte della Catena Appenninica. Inoltre la geometria *flat on flat* sembra relativamente indipendente dai notevoli rigetti del Sistema a *Thrust* Apulo, e che questi vengono accomodati mediante la riattivazione dei contatti tettonici precedenti lungo superfici orizzontali ovvero su faglie a basso angolo, immergenti verso l’avampaese.

3. - TEMPI E MODALITÀ DI PROPAGAZIONE DELLA DEFORMAZIONE

I due profili scelti per la carta geologica e descritti nelle presenti note permettono di evidenziare i rapporti di primo ordine riconosciuti all’interno della struttura della catena.

Il profilo *Sasso di Castalda-Brindisi di Montagna* mostra chiaramente la presenza di due unità tettoniche lagonegresi sovrapposte con contatti di tipo *flat-on-flat*, che comportano un notevole raccorciamento di queste unità. Inoltre, poco al di fuori del profilo, nel settore ad ovest, si riconosce la sovrapposizione delle unità carbonatiche della Piattaforma Appenninica sulle oligoceniche argilliti ABQ (Fig. 8), ovvero direttamente sul cretaceo Flysch Galestrino dell’Unità tettonica Lagonegrese II.

All’interno del Foglio sono, inoltre, da segnalare alcuni particolari contatti tettonici legati a meccanismi di scivolamento gravitativo, che comportano sovrapposizioni di tipo *younger-on-older*, classificati come faglie estensionali dirette verso l’avampaese (*foreland directed extensional faults*). Il profilo geologico, lo schema tettonico e i dati di sottosuolo, permettono infine di estrapolare in profondità la chiusura verso est delle unità lagonegresi, le quali, molto probabilmente non superano mai l’allineamento Brindisi di Montagna-Corleto Perticara, mentre al contrario si aprono verso est le sequenze numidiche ampiamente scollate.

Il profilo *M. Volturino-Trivigno* oltre a mostrare i rapporti presenti nel precedente profilo, mette in risalto la presenza di *thrust* fuori sequenza (*out-of-sequence thrust*), che comportano la sovrapposizione dell’Unità Lagonegrese I sulla Lagonegrese II, con una generale inversione dei rapporti strutturali, probabilmente connessi al coinvolgimento in profondità del Sistema a *Thrust* Apulo. Questo stile deformativo, verosimilmente in relazione agli scollamenti legati a meccanismi di *fault-bend folding*, comporta il trasferimento verso

l'esterno delle coperture oligo-mioceniche (flysch numidico e Flysch Esterni), che si sovrappongono sui depositi pliocenici del *top* apulo. Di particolare importanza, è la presenza di *klippen* isolati di terreni di pertinenza sicilide, al di sopra dei livelli tortoniani del flysch di Gorgoglione. Questi contatti testimoniano la messa in posto della “falda” di Rocca Imperiale sui depositi del Bacino Iripino, che giocava il ruolo di avanfossa durante la subduzione della crosta oceanica del “Paleoionio” al di sotto della crosta continentale che costituiva il basamento della Piattaforma Appenninica.

È stato dimostrato recentemente come i caratteri stratigrafici, petrografici, biostratigrafici e strutturali (LENTINI *et alii*, 2002), e geochimici (CAVALCANTE *et alii*, 2007) possano essere usati per una corretta ricostruzione dell'assetto strutturale, sia per quanto riguarda i tempi, che per le modalità di messa in posto delle diverse unità che compongono la catena. CAVALCANTE *et alii* (2007), attraverso la caratterizzazione dei minerali interstratificati illite-smectite, hanno determinato le condizioni termiche cui sono stati sottoposti i sedimenti della successione “sicilide” affiorante nell'Alta Val d'Agri. Gli Autori hanno stimato un carico tettonico più alto di quello ricostruibile sulla base della strutturazione attuale: ciò suggerisce che la successione sicilide è stata sepolta ed esumata prima della deposizione del flysch di Gorgoglione e dopo la deposizione delle Tufiti di Tusa e/o Arenarie di Corleto, in un breve intervallo di tempo nel corso del Miocene inferiore, in pieno accordo con quanto suggerito da LENTINI *et alii* (2002).

L'evoluzione spazio-temporale del sistema convergente, che porta alla strutturazione della Catena Appenninica, può essere riassunto nei seguenti punti: (1) - Le successioni flyschoidi di età Oligocene superiore-Miocene inferiore, appartenenti al complesso di subduzione Alpino-Tetideo, erano distribuite all'interno di un bacino di tipo *trench/foredeep* (Bacino pre-Iripino) connesso con la strutturazione della Catena Calabride ovvero del margine europeo (LENTINI *et alii*, 2003, 2006; FINETTI *et alii*, 2005). Verso l'interno di questo ampio bacino trovavano collocazione le Tufiti di Tusa e molto probabilmente anche la formazione di Colle della Cappella (v. Foglio “Rotondella”). In particolare le Tufiti di Tusa testimoniano l'esistenza di un arco vulcanico e quindi di una subduzione al di sotto del margine europeo.

Durante il Miocene inferiore l'avanfossa era probabilmente confinata dalla Piattaforma Appenninica, sulla quale si depositavano le arenarie fini e le argilliti della formazione del Bifurto. Tale avanfossa era probabilmente occupata dalla formazione di Albidona. Contemporaneamente, nelle aree del *foreland* ionico, si sedimentava la sequenza pelitico-quarzarenitica del flysch numidico, alimentata dalle aree cratoniche ubicate nei settori appartenenti alla placca africana.

Le evidenze strutturali rilevate in campagna mettono in luce la presenza di un contatto tettonico di primo ordine, tra le argille varicolori appartenenti all'Unità tettonica di Cirigliano (cfr. Foglio “Sant'Arcangelo”) e il sottostante flysch numidico, mentre, in discordanza sulla falda sicilide, si depositava il flysch di Gorgoglione. L'evento tettonico che ha causato la messa in posto della falda sicilide (Unità di Cirigliano) è confinato al Miocene medio. Questo episodio

rappresenta la fase terminale della strutturazione delle unità, che compongono il “cuneo di accrezione tetideo” (LENTINI *et alii*, 2003), la cui propaggine più esterna è rappresentata dall’Unità di Cirigliano. La consumazione della crosta tetidea è contemporanea alla messa in posto di estesi ricoprimenti frontali e all’apertura del Bacino di retroarco Balearico, oltre alla rotazione del Blocco Sardo-Corso, che termina appunto al limite Burdigaliano-Langhiano.

(2) - Con la sedimentazione del flysch di Gorgoglione si individua un’area bacinale, che si sovrappone sulle precedenti zone di *foreland* ionico via via in deformazione, con sedimentazione di tipo flyschoid (Bacino Irpino). È possibile distinguere almeno tre aree all’interno di questa avanfossa, la più interna caratterizzata dal flysch di Gorgoglione-formazione di Oriolo (cfr. Foglio “Rotondella”) discordanti sulle falde della catena; in posizione intermedia le marne arenacee di Serra Cortina, in parte simili al flysch di Gorgoglione, ma in generale continuità sul sottostante flysch numidico e, verso l’esterno per l’appunto i Flysch Esterni (cfr. Foglio “Sant’Arcangelo”), caratterizzati da membri a sedimentazione mista sia calcareo-marnosa che arenacea. L’età di questi depositi e i loro caratteri sedimentologico-petrografici inducono a collocarli in un bacino esterno rispetto al precedente, raggiunto dal fronte orogenico solo a partire dal Langhiano. Sui livelli di tetto tortoniani del flysch di Gorgoglione e sui Flysch Esterni si trova una seconda falda di tipo sicilide (Unità tettonica Sicilide di Rocca Imperiale), che testimonia la cannibalizzazione delle successioni di avanfossa coinvolte questa volta nel Complesso Ionico di subduzione, che marca appunto la consumazione della crosta oceanica dello Ionio e quindi l’inizio della fase che porterà all’apertura del Bacino di retroarco tirrenico e alla formazione dell’Arco vulcanico eoliano.

A partire dal Tortoniano superiore, in analogia con la Sicilia, la deformazione dell’Appennino meridionale si differenzia dal settore dell’Arco Calabro, in quanto il fronte orogenico, raggiungendo le aree più esterne, comincia a coinvolgere il margine della Placca Adria. In particolare, tra il Miocene superiore e il Pliocene inferiore si sviluppa un’avanfossa su crosta continentale, il cui margine interno viene progressivamente coinvolto nella deformazione, dando origine al Sistema a *Thrust* Apulo. A Monte Alpi i terreni liguridi, appartenenti ad un livello strutturale relativamente alto della Catena Appenninica, poggiano tettonicamente su depositi silicoclastici del Miocene superiore, in discordanza sui termini apicali della piattaforma apula. Ciò indica che la sovrapposizione dell’edificio alloctono sul Sistema a *Thrust* Apulo, almeno in corrispondenza dell’Unità di M. Alpi, non è più antica del Messiniano.

(3) - Nei profili geologici dei Fogli Sant’Arcangelo e Rotondella si può osservare che il Sistema a *Thrust* Apulo viene coinvolto nella deformazione anche dopo la messa in posto del cuneo alloctono. I dati complessivi indicano che il tetto delle successioni apule è caratterizzato da livelli che datano dal Pliocene inferiore (parte alta) al Pliocene medio-superiore, procedendo verso NE. Inoltre, pur essendo chiaro che le deformazioni del substrato apulo influenzano l’evoluzione strutturale delle unità affioranti, non tutte le strutture hanno un radicamento in profondità; spesso i fronti dei *thrust* in superficie corrispondono a geometrie di

tipo *flat*, lungo le quali si trasferiscono i movimenti del Sistema a *Thrust* Apulo. Fanno eccezione i sistemi trascorrenti, orientati circa N110-120, che producono strutture a fiore e che si esprimono in superficie con *thrust* fuori sequenza e talora retrovergenti, inducendo una deformazione duttile con pieghe ad asse subparallelo alla struttura trascorrente.

PROGETTO
CARG

VI - CENNI DI GEOMORFOLOGIA (S. Carbone e S.I. Giano)

1. - OROGRAFIA E IDROLOGIA SUPERFICIALE

L'area del Foglio "Marsico Nuovo" è, dal punto di vista orografico, quella tra le più montuose dell'Appennino lucano con il rilievo del M. Volturino, che si eleva fino a quota 1835 m s.l.m. e gli imponenti massicci montuosi calcareo-silicei ad andamento appenninico che degradano verso oriente in una serie di rilievi collinari. Questi rilievi, caratterizzati da morfologie varie, accidentate e complesse, sono costituiti da terreni che, per caratteristiche meccaniche intrinseche, assetto strutturale o per le ripetute deformazioni paleo e neotettoniche, posseggono una particolare predisposizione al dissesto idrogeologico.

In conseguenza dell'assetto orografico, i corsi d'acqua hanno carattere torrentizio, con piene impetuose capaci di trasportare grandi volumi di materiale solido, anche di notevoli dimensioni. Fanno eccezione i fiumi Agri, Sinni e Bradano, che mantengono carattere di perennità, anche se fortemente influenzati da cicli stagionali; questi sono contraddistinti da un letto a canali intrecciati, sviluppatisi in valli fortemente sovralluvionate e a bassa inclinazione del profilo longitudinale.

La caratteristica geomorfologica più evidente del territorio del Foglio è l'eterogeneità litologica dei terreni affioranti e la variazione delle condizioni strutturali dei versanti. Ciò si traduce in un paesaggio con chiare evidenze delle morfostrutture impostate sulle litologie più conservative e con versanti più o meno controllati dall'assetto delle strutture geologiche. È il caso delle facce pentagonali del versante di Piano della Croce che borda ad est la parte apicale della depressione tettonica dell'alta Val d'Agri. Ritenuto classicamente in passato un versante di faglia per la presenza di facce pentagonali che delimitano il suo profilo, si tratta in realtà del fianco sinistro di una piega anticlinale generata nelle

unità lagonegresi in cui, per effetto dell'erosione selettiva, i litotipi argilloso-marnosi del Flysch Galestrino sono stati erosi con maggiore velocità rispetto alla sottostante formazione degli Scisti Silicei; l'erosione lineare sviluppata in senso trasversale all'andamento del versante ha successivamente prodotto le facce pentagonali. Il versante rappresenta, allora, una forma di erosione generata per erosione selettiva e non una forma prodotta dalla tettonica quaternaria e si configura come un caso "classico" di convergenza morfologica. Non appare quindi verosimile che il versante orientato in direzione N-S rappresenti un esempio di segmento di faglia sismogenica attivato in occasione del terremoto del 1857 contrariamente a quanto sostenuto da BENEDETTI *et alii* (1998).

Tra i rilievi di M. Cavallo e La Palombara ad ovest e quelli di M. Calvelluzzo-Serra di Calvello ad est hanno ampia diffusione le formazioni calcaree e calcareo-silicee mesozoiche, rispettivamente della Piattoforma Appenninica e delle unità lagonegresi, alle quali si contrappongono terreni, più o meno estesi arealmente (sia a dominante marnosa che arenacea) costituiti da: flysch cretaci ("Galestri" *s.l.*) e terziari (flysch di Gorgoglione e Tufiti di Tusa), ammassi carbonatici e di arenarie quarzose, queste ultime di estensione chilometrica, in litologie argillitiche prevalenti (Formazione di Monte Facito), e terreni argillosi delle formazioni sicilidi e lagonegresi (Gruppo delle Argille Variegate-AV, Argille Varicolori Superiori-ALV e argilliti del T. Serrapòtamo-ABQ, rispettivamente). Inoltre, nel settore centro-orientale del Foglio, è presente un'ampia placca di terreni argilloso-sabbioso-calcarenitico-conglomeratici, plio-quaternari, poggianti su formazioni sicilidi.

Per quanto detto sopra, è possibile distinguere due settori morfologici distinti: il primo comprende le aree di culminazione del substrato pre-pliocenico, che ricopre i tre quarti dell'intera zona del Foglio; il secondo ospita le potenti successioni plio-pleistoceniche affioranti nel settore centro-orientale del Foglio medesimo.

Nel primo settore il paesaggio è dominato dall'asta fluviale della F.ra di Tito (affluente del F. Sele con foce sul Tirreno) il cui corso segue un andamento appenninico, da quella del F. Agri che nasce dal gruppo montuoso di M. Lama (a nord di Marsico Nuovo) e presenta un andamento del corso inizialmente meridiano, e da quella del F. Basento. Quest'ultimo rappresenta il bacino idrografico principale dell'area del Foglio ed i suoi affluenti più importanti seguono un andamento non costante: E-O la F.ra la Terra, discordante rispetto ai principali *trend* strutturali; NO-SE la F.ra d'Anzi, e NE-SO il T. Camastra.

Nel secondo settore (parte centro-orientale del Foglio) il paesaggio è caratterizzato dalle aste fluviali del T. Serrapòtamo (affluente in destra orografica del T. Camastra) con decorso S-N, del T. Camastra con decorso circa SO-NE e delle fiumare la Terra e d'Anzi, i cui corsi seguono un andamento circa E-O.

Le valli si presentano relativamente strette, con fianchi ripidi nei settori più occidentali, laddove sono presenti i litotipi prevalentemente calcarei e calcareo-silicei e si allargano in corrispondenza delle litologie argillose, nei tratti più orientali. L'approfondimento dei corsi d'acqua di elevato ordine gerarchico nel

settore occidentale del Foglio determina fenomeni di erosione selettiva, che generano forme ancora oggi perfettamente conservate e in accordo con i lineamenti del substrato. Dominano in questo settore i paesaggi di tipo monoclinale con tipici rilievi a *cuestas* laddove sono più pronunciati i fenomeni di morfoselezione.

Alcuni tratti del paesaggio del settore orientale del massiccio di M. Fontanalunga-La Palombara (settore sud-ovest del Foglio) presentano caratteri di rilievo tabulare, con versanti a gradinata debolmente degradanti verso est. In tutto questo settore si riconosce un paesaggio sommitale con prevalenti coltri eluviali poggianti su una superficie di erosione sub-orizzontale, dislocata dalla tettonica quaternaria verso est, dalle quote di circa 1000 m (Pianoro di Castello di Lepre) fino a 800 m (C.da Cappuccini) s.l.m. ad ovest di Marsico Nuovo.

Nelle aree orientali, altimetricamente più depresse (ma sempre a quote che le fanno ascrivere al paesaggio montuoso), sono presenti evidenze di paesaggi erosionali sub-pianeggianti al tetto delle serie plio-pleistoceniche deformate. L'ampia sinforme orientata O-E, che interessa i depositi marini e continentali plio-pleistocenici nell'area di Calvello e immediatamente ad est del paese, conserva ancora intatta la struttura originaria. Questi depositi sono stati in un primo tempo modellati da processi erosivi che hanno formato antiche superfici di erosione e in seguito dissecati da incisioni lineari relative agli ultimi approfondimenti del reticolo idrografico. Si configura in tal modo un paesaggio prodotto da inversione del rilievo.

Più in generale i settori centrali del Foglio sono caratterizzati da un monotono paesaggio calanchivo, particolarmente sviluppato tra gli abitati di Calvello e la confluenza F.ra della Terra-F.ra d'Anzi. In quest'area il controllo tettonico sul rilievo è poco evidente e si manifesta solo con l'orientazione di alcuni corsi d'acqua susseguenti con andamento NNO-SSE (T. Serrapòtamo) o evidenti gomiti fluviali, che determinano repentine deviazioni dei corsi d'acqua lungo le direttrici principali antiappenniniche, come accade ad est della confluenza F.ra della Terra-F.ra d'Anzi-T. Camastra.

2. - MORFOLOGIA VALLIVA

Le valli dei principali corsi d'acqua dell'area del Foglio mostrano profili longitudinali caratterizzati da forti anomalie, con brusche rotture di pendio e contropendenze, per cause tettoniche o climatiche che hanno prodotto un ringiovanimento del profilo d'equilibrio.

Alcuni corsi d'acqua scorrono con andamento rettilineo in alvei profondamente incassati denunciando un chiaro carattere di susseguenza. L'assetto delle strutture controlla quindi in modo passivo la rete idrografica che si approfondisce verticalmente in seguito ad un abbassamento del livello di base dell'erosione principalmente per cause tettoniche.

In corrispondenza di terreni a prevalente componente argillosa, l'erosione fluviale genera un profilo trasversale a V, con aumento delle pendenze alla base

dei versanti vallivi e, talora, una asimmetria della valle associata a migrazione dell'alveo.

Nell'area del Foglio sono presenti superfici terrazzate sia di natura erosionale che deposizionale, ubicate ad altezze diverse sugli attuali alvei fluviali; sono debolmente inclinate verso valle e disposte in più ordini lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali.

Lembi di paleosuperfici relitte poste a quote topografiche elevate sono presenti in alta Val d'Agri (M. Calvelluzzo-Serra di Calvello-M. Volturino) tra 1500 e 1750 m s.l.m., la cui età è riferibile al Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (DI NIRO & GIANO, 1995) analogamente a quelle presenti nei Monti della Maddalena (SANTANGELO, 1991; SCHIATTARELLA *et alii*, 2003; BOENZI *et alii*, 2004;) e al M. Marzano (AMATO & CINQUE, 1992). Superfici di spianamento più recenti distribuite tra 1088 e 1325 m di quota s.l.m. in corrispondenza di M. Tumolo si correlano con quelle di M. S. Nicola e di M. La Croce, al limite con il Foglio "Moliterno" (DI NIRO & GIANO, 1995). A M. Figarola (a nord-est di Calvello) i conglomerati di Castronuovo appaiono sigillati da paesaggi d'erosione relitti le cui quote si attestano intorno ai 1100 m s.l.m. e che, in base a considerazioni geomorfologiche, AMATO & CINQUE (1992) ritengono essersi modellati tra il Santerniano e l'Emiliano *p.p.*

A terrazzi deposizionali antichi vanno, invece, riferiti i depositi distribuiti lungo i versanti bordieri e nelle valli dei principali affluenti dei fiumi Basento, Melandro e della F.ra di Tito.

Depositi alluvionali attuali (b_a) sono generalmente presenti negli alvei di tutti i corsi d'acqua dell'area, seppure con spessori molto diversi, principalmente tra settori vallivi e settori montani. Questi depositi assieme alle alluvioni recenti (b_b), raggiungono gli spessori massimi lungo la F.ra la Terra e alla confluenza F.ra d'Anzi-F.ra la Terra.

Depositi alluvionali terrazzati (b_{na}) affiorano a diverse quote nell'area ad est di Calvello, sulla successione che caratterizza l'omonimo "bacino". Altri lembi sono presenti alla confluenza dei torrenti Fiumicello e Zaccaniello, a sud di Sasso di Castalda, e lungo il margine nord-occidentale del Foglio, a C.da Paganico e ad est di Tito.

VII - CENNI DI GEOLOGIA APPLICATA (S. Carbone)

1. - FRANE E DISSESTI

Il territorio del Foglio “Marsico Nuovo” è interessato da varie forme di dissesto, distribuite in modo non omogeneo.

La diffusione del fenomeno franoso dipende dalle caratteristiche morfologiche del territorio, tipicamente montuoso, con versanti ad accentuata acclività, dai litotipi affioranti, prevalentemente pelitico-arenitici e subordinatamente calcareo-silicei, e dalle condizioni strutturali dell'area.

Verosimilmente il dissesto idrogeologico, tipico dell'Appennino Lucano, ha un 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 coltri detritiche presenti sia lungo i versanti che in zone pianeggianti e i frequenti movimenti di massa sono determinati dai forti tassi di sollevamento dell'area e di conseguenza dagli elevati tassi di erosione. Questi fattori contribuiscono alla predisposizione al dissesto, mentre altri, quali in particolare le precipitazioni meteoriche ed i frequenti fenomeni sismici, costituiscono fattori innescanti i movimenti di massa lungo i versanti.

Sono presenti tutte le tipologie di frana, dai prevalenti movimenti traslazionali, predisposti e controllati dai caratteri geostutturali, a quelli rotazionali; entrambi spesso proseguono sotto forme di colate. Sono frequenti anche fenomeni di *soil creep* e di crollo, questi ultimi più imponenti alla base dei costoni calcarei e lapidei silicei.

Le tipologie di movimento presenti nell'area sono riferite alla classificazione di VARNES (1978) modificata da CARRARA *et alii* (1983).

Lo stato di attività delle frane è stato evidenziato attraverso il rilievo

geomorfologico.

Alcune frane presentano indizi di evoluzione in atto, altre sono interessate da movimento negli ultimi cicli stagionali.

Nel settore occidentale del Foglio, dove prevalgono litologie calcareo-silicee del gruppo montuoso M. Volturino-M. Lama-M. Pierfaone-M. Pano e quelle carbonatiche del massiccio de La Palombara, più resistenti all'azione di degrado operata da fattori fisici e antropici, sono più diffusi i depositi di versante (a).

Nell'area centro-orientale del Foglio, nei terreni plio-pleistocenici, con assetto strutturale apparentemente tranquillo, i processi dominanti sono quelli di erosione accelerata, di tipo diffuso e calanchivo, e di movimenti gravitativi, di tipo rotazionale e traslazionale.

Nei litotipi sabbioso-conglomeratici le tipologie gravitative sono caratterizzate da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono, oltre alla coltre detritica superficiale, anche parte del substrato con scadenti caratteristiche geomeccaniche. Di solito i piani di rottura raggiungono il tetto dei sottostanti depositi argillosi con conseguente mobilitazione di notevoli volumi di roccia. Movimenti di questo tipo sono stati riconosciuti lungo la F.ra d'Anzi e alla confluenza F.ra d'Anzi-F. ra la Terra, dove le componenti conglomeratiche più rigide sono ridotte in grossi blocchi disarticolati.

L'erosione lineare, sviluppata lungo le incisioni torrentizie nei conglomerati pliocenici (SCN_a) e, ancor più in quelli pleistocenici (CCN), determina alvei profondamente incassati e colmati al fondo da una notevole quantità di detriti grossolani asportati dalle pareti che bordano le incisioni.

In corrispondenza delle argille plioceniche sono molto frequenti le forme di intensa erosione prodotta dalle acque incanalate e dal ruscellamento diffuso; ne deriva la formazione di spettacolari sistemi calanchivi.

Dove affiorano i depositi flyschoidi, la tipologia di frane prevalente è rappresentata da scorrimenti traslativi e subordinatamente rotazionali, per proseguire, ove predominano i terreni a comportamento plastico, sotto forma di colate più o meno estese.

Il massimo grado di franosità si registra nei terreni argillosi delle unità sicilidi (Argille Varicolori *s.l.*). Tale comportamento è determinato dalla composizione mineralogica e dalle caratteristiche tessiturali delle argille, nonché dalla loro particolare struttura di deformazione tettonica, che si traduce in una minuta scagliettatura del litotipo e in un assetto caotico, che riduce sensibilmente i caratteri di resistenza meccanica di queste argille rispetto alle argille inalterate.

In questi terreni, i movimenti gravitativi risultano più frequenti ed in rapida evoluzione laddove alla caoticità ed eterogeneità delle masse rocciose si associano strutture tettoniche. Si innescano così fenomeni prevalentemente di tipo plastico, con colate che possono superare parecchie centinaia di metri di lunghezza, caratterizzate da un'evoluzione molto rapida nel tempo.

I depositi terrigeni delle unità lagonegresi (argilliti del T. Serrapòtamo, formazione di Monte Malomo *p.p.*, Flysch Galestrino e Formazione di Monte Facito) hanno un grado di franosità estremamente variabile in funzione delle

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

I terreni carbonatici della Piattaforma interna o le rocce calcareo-silicee e gli Scisti Silicei delle unità lagonegresi, invece, risultano essere i litotipi più stabili, con fenomeni di instabilità rari e circoscritti. Localmente i terreni degli Scisti Silicei (ad esempio quelli affioranti a Pignola) sono interessati da scorrimenti traslativi e circoscritti crolli. Gli altri litotipi “lagonegresi” normalmente sono interessati da fenomeni di crollo. Dissesti gravi che coinvolgono edifici civili si registrano dove questi poggiano su “blocchi carbonatici erratici”, anche di notevoli dimensioni, per un effetto di “galleggiamento” su termini flyschoidi molto plastici (espandimenti laterali).

Altra importante 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. Esempi di frane del genere sono presenti in tutta l’area del Foglio, ma sono maggiormente concentrate in corrispondenza degli affioramenti del Flysch Galestrino.

“Frane di crollo” sono frequenti invece sugli affioramenti di formazioni prevalentemente lapidee, più resistenti ai processi di degrado. Queste, non sempre cartografabili alla scala del Foglio, sono particolarmente evidenti lungo l’intero costone calcareo, diffusamente fessurato, del massiccio di La Palombara, che borda in destra l’alveo del T. Verzarulo (toponimo a scala 1:25000), affluente del F. Agri.

Da quanto brevemente espresso, emerge che, al pari della maggioranza del territorio lucano, interessato da dissesto idrogeologico con rischio geo-ambientale “molto elevato”, anche l’area compresa nel Foglio “Marsico Nuovo” non si sottrae a questa norma, sebbene, a confronto di altre zone della regione, presenti una contenuta e/o poco diffusa distribuzione di superficie dissestata.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 1

CARATTERI STRATIGRAFICI, BIOSTRATIGRAFIA E CRONOSTRATIGRAFIA DEI DEPOSITI DEL BACINO DI CALVELLO

(A. Di Stefano e M. Romeo)

In corrispondenza dei differenti depositi affioranti nel Bacino di Calvello sono state misurate e campionate tre sezioni per uno studio micropaleontologico integrato, basato sull'analisi dei foraminiferi e dei nannofossili calcarei, che nel loro insieme rappresentano l'intera successione.

Nel settore nord-orientale del bacino la base della successione è rappresentata da un intervallo spesso circa 150 m di sabbie giallastre contenenti macrofossili di piccole dimensioni e piccoli noduli carbonatici (SCN). Le sabbie hanno una frazione argilloso-marnosa che aumenta sensibilmente nei livelli sommitali; in alcuni punti mostrano una colorazione grigio-biancastra e sono scarsamente diagenizzate. L'analisi biostratigrafica ha evidenziato la presenza di diatomee, particolarmente abbondanti nei campioni a, b e g (v. Sezione "Pizzo del Monaco" in Fig. 12). Il contenuto in nannofossili è scarso o medio ed è caratterizzato dalla presenza di *Helicosphaera carteri*, *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE, *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Gephyrocapsa* "small" (*sensu* RIO, 1982). I *Discoaster* sono generalmente molto scarsi, assenti in alcuni casi, ma è proprio la presenza di alcuni rari individui di *D. asymmetricus* GARTNER e *D. tamalis* KAMPTNER (a partire dal campione d) che consente l'attribuzione dell'intervallo campionato alla biozona MNN16a di RIO *et alii* (1990) del Pliocene medio.

I foraminiferi sono piuttosto scarsi e rari e sporadici individui di *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY & WISSLER) confermano l'età mediopliocenica attribuita sulla base dei nannofossili.

Le altre due sezioni interessano il settore depocentrale del bacino: una (A),

campionata lungo la direttrice compresa tra Tempa Massimone (a sud di Calvello) e Mass. Tito, attraversando la F.ra La Terra, è costituita da un intervallo basale spesso circa 80 m formato da calcareniti bioclastiche a *Cardium*, pectinidi e ostreidi, a scarsa matrice, di colore giallo-rossastro e in strati decimetrici, cui si intercalano sottili livelli sabbiosi centimetrici.

Segue un intervallo spesso 140 m di argille marnose debolmente siltose, di colore grigio con variazioni dal tortora al grigio piombo, a stratificazione indistinta, con malacofaune sparse. Le argille sono interrotte da circa 80 m di sabbie giallo ocre, intervallate da livelli centimetrici di calcareniti ricche di frammenti di macrofossili e livelli di conglomerati a ciottoli ben arrotondati a composizione arenacea e calcarea.

Riprende un intervallo spesso 120 m di argille del tutto simili a quelle precedentemente descritte. Queste passano gradualmente verso l'alto a sabbie rossastre con intercalazioni di livelli calcarenitici. All'intervallo superiore di sabbie, che presenta uno spessore di circa 60 m, fa seguito un intervallo di conglomerati, che chiude la successione.

Lungo questa sezione sono stati raccolti in totale 19 campioni così distribuiti: quattro nell'intervallo calcarenitico-sabbioso basale, cinque nel primo intervallo di argille marnose, tre nel primo intervallo sabbioso, due nel secondo intervallo argilloso, quattro nelle sabbie sommitali e l'ultimo in corrispondenza del limite tra sabbie e conglomerati.

L'altra sezione (B), è stata campionata lungo una direttrice pressoché parallela a quella precedentemente descritta, tra la F.ra Piesco a sud e Difesa Pincia a nord; inizia con un intervallo di argille marnose spesso circa 200 m, seguito da un primo intervallo di sabbie, spesso 75 m. Il secondo intervallo di argille è spesso circa 160 m ed è seguito dall'intervallo sabbioso superiore spesso 75 m. Anche in questo settore, i conglomerati rossi chiudono la successione verso l'alto. In totale sono stati raccolti 21 campioni, tutti in corrispondenza dei due orizzonti di argille marnose, fatta eccezione per il campione 27, raccolto nel primo livello di sabbie.

I campioni raccolti nell'intervallo calcarenitico, si sono rivelati sterili all'analisi delle microfaune, fornendo un residuo essenzialmente costituito da quarzo, calcite e frammenti di roccia indisciolti.

I campioni del primo intervallo argilloso della sezione di Tempa Massimone, contengono foraminiferi planctonici tra cui *Globigerina foliata* BOLLI, *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *G. elongatus* (D'ORBIGNY), *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Globorotalia crassaformis* (GALLOWAY E WISSLER), *Paragloborotalia bononiensis* (DONDI), *Neoglobobiquadrina incompta* (CIFELLI), *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY. Ben più abbondanti le specie bentoniche, tra cui le maggiormente rappresentate sono: *Bigenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Sigmoilopsis celata* (COSTA), *Planulina ariminensis* D'ORBIGNY, *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY), *Asterigerinata planorbis* (D'ORBIGNY), *Uvigerina peregrina* CUSHMAN, *Heterolepa floridana* (CUSHMAN), *Lagena striata* (D'ORBIGNY), *Elphidium macellum* (FICHTEL E MOLL), *Dorothyia gibbosa* (D'ORBIGNY), *Melonis padanum* (PERCONIG), *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Ammonia inflata* (SEGUENZA), *Criboelphidium semistriatum*

(D'ORBIGNY), *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Bulimina lappa* CUSHMAN & PARKER, che nell'insieme definiscono un'ambiente infra-circalitorale.

L'equivalente intervallo campionato nella sezione di Acqua del Canneto, contiene un numero maggiore di specie planctoniche, che potrebbe essere indicativo di una profondità leggermente superiore di questa parte del bacino. Oltre a quelle già indicate sono infatti presenti anche *Globigerinoides gomitulus* (SEGUENZA), *Globigerina decoraperta* TAKAYANAGI & SAITO, *Globigerinoides ruber* (D'ORBIGNY).

Anche le forme bentoniche sono in numero maggiore. A quelle già elencate si aggiungono *Pullenia bulloides* (D'ORBIGNY), *Spiroplectinella wrightii* (SILVESTRI), *Hansenisca soldanii* (D'ORBIGNY), *Guttulina communis* (D'ORBIGNY), *Spiroloculina depressa* D'ORBIGNY, *Amphicoryna proxima* (SILVESTRI), *Gyroidinoides umbonatus* (SILVESTRI), *Nonion boueanum* (D'ORBIGNY), *Textularia concava* (KARRER), *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB), *Bolivina italica* CUSHMAN, *Praeglobobulimina ovata* (D'ORBIGNY), *Lenticulina calcar* (LINNÉ), *Quinqueloculina oblonga* (MONTAGU), *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY).

I campioni raccolti in corrispondenza del primo intervallo di sabbie contengono una scarsa componente organogena, esclusivamente rappresentata da foraminiferi bentonici quali *Ammonia beccarii* (LINNÉ), *Criboelphidium semistriatum* (D'ORBIGNY), *Nonion boueanum*, *Orthomorphina tenuicostata* (COSTA).

L'analisi delle microfaune condotta sui campioni del secondo intervallo di argille rivela la presenza di associazioni planctoniche del tutto analoghe a quelle rinvenute nel tratto inferiore di argille. Di particolare interesse, l'assenza di *Globorotalia bononiensis* DONDI a partire dal campione 36 (a m 360 circa). Le associazioni bentoniche sono anche in questo caso molto ben rappresentate e sostanzialmente simili a quelle rinvenute nell'intervallo sottostante, per quanto riguarda il significato paleoambientale. Dal punto di vista biostratigrafico, significativa è la comparsa di *Bulimina marginata* a circa 320 m (campione 31, sezione B) e la comparsa di *Bulimina elegans marginata* FORNASINI nella parte sommitale dell'intervallo di argille (campione 39 della sezione B, a circa 400 m).

Nelle sabbie superiori la componente organogena, assente in alcuni campioni, è estremamente modesta e risulta rappresentata esclusivamente da foraminiferi bentonici, con le specie *Bigenerina nodosaria* D'ORBIGNY, *Nonion boueanum*, *Elphidium macellum* (FICHEL & MOLL), *Uvigerina pygmaea* D'ORBIGNY, *Textularia concava* (KARRER), *Melonis soldanii* (D'ORBIGNY), *Ammonia inflata* (SEGUENZA), *Cassidulina neocarinata* THALMANN, *Bulimina lappa* CUSHMAN & PARKER, associazione che indicherebbe un'ambiente infralitorale.

Lo studio dei nannofossili ha rivelato associazioni estremamente povere e mal conservate in corrispondenza dell'intervallo calcarenitico sabbioso basale; sono presenti poche specie tra cui *Pseudoemiliania lacunosa*, *Helicosphaera sellii* e "small" *Gephyrocapsa* (sensu RIO, 1982).

Le argille del primo orizzonte contengono associazioni non molto abbondanti e caratterizzate da una elevata percentuale di forme rimaneggiate. Alle due specie già citate si aggiungono diversi discoasteridi tra cui *Discoaster variabilis*, *D.*

surculus MARTINI & BRAMLETTE, *D. brouweri* TAN, *D. pentaradiatus* TAN; alcuni individui di *Discoaster asymmetricus* sono stati rinvenuti in campioni raccolti nella prima metà di questo primo intervallo argilloso.

I campioni raccolti nel primo livello di sabbie contengono associazioni a nannofossili molto scarse rappresentate da *Helicosphaera carteri*, *Calcidiscus leptoporus*, *Dictyococcites* e *Reticulofenestra* spp., rari individui di “small” *Gephyrocapsa* e *Discoaster variabilis*, con una elevatissima percentuale di specie rimaneggiate.

I campioni del secondo orizzonte di argille mostrano un’associazione abbastanza simile a quella riconosciuta nel primo. Si segnalano però l’assenza di *Discoaster pentaradiatus* a partire dal campione 32 (m 320 della sezione B), e la totale assenza di discoasteridi nella parte sommitale, poco al di sotto del secondo orizzonte di sabbie.

L’esame micropaleontologico integrato ha permesso di riconoscere, lungo le sezioni studiate, una serie di eventi biostratigrafici, riportati in Fig. 12, basati sui nannofossili calcarei e sui foraminiferi sia planctonici che bentonici. Questi ultimi si sono rivelati particolarmente utili specie nella parte sommitale delle sezioni.

La scarsa nannoflora rinvenuta nell’intervallo basale calcarenitico-sabbioso, indica che questo orizzonte è riferibile almeno alla parte alta della biozona MNN14/15 (Pliocene inferiore), anche se non si può escludere un’età più recente, dati i rapporti di parziale eteropia di questo intervallo con le sabbie a diatomee, campionate nella parte nord-occidentale del bacino (Sezione “Strada 92”), attribuite, almeno per la parte medio-alta, alla biozona MNN16a del Pliocene medio.

Sulla base della sporadica presenza di *Discoaster asymmetricus*, la metà inferiore del primo intervallo di argille (campione 25 a circa 140 m, sezione B) sarebbe da attribuire alla biozona MNN16a di RIO *et alii*, 1990, mentre l’intervallo fino alla parte bassa del secondo livello di argille (in corrispondenza dell’estinzione di *D. pentaradiatus*, campione 35 a 350 m) ricadrebbe nella biozona MNN16b/17, che indicano il Pliocene medio. Alla sommità del secondo intervallo di argille, l’estinzione dei discoasteridi (LO di *Discoaster brouweri*, campione 37 a 380 m) segna il passaggio tra la biozona MNN18 e la successiva MNN19a, entrambe indicative del Pliocene superiore.

L’analisi dei foraminiferi non fornisce un maggiore dettaglio dell’intervallo calcarenitico basale.

Le argille del primo livello, in base alla presenza di *G. bononiensis* e *G. crassaformis* sono da attribuire alla biozona MPI5a del Pliocene medio; tale biozona è riconoscibile fino alla metà inferiore del secondo livello di argille, dove si individua l’estinzione di *G. bononiensis*. Poco al di sotto di questo biorizzonte si registra la comparsa di *Bulimina marginata* (rispettivamente in corrispondenza dei campioni 13 della sezione A e 31 della sezione B), che segna la base della biozona omonima di COLALONGO *et alii* (1982).

Nella porzione superiore del secondo livello di argille non si registra nessun evento basato sui foraminiferi planctonici, probabilmente a causa della scarsa

presenza di forme planctoniche nell'associazione. Di estrema utilità appare comunque la comparsa di *Bulimina elegans marginata* (base della biozona omonima di COLALONGO *et alii*, 1982), registrata al tetto di questo orizzonte argilloso (campione 39 della sezione B), che segna il limite Pliocene - Pleistocene.

Nessun elemento utile deriva dallo studio delle associazioni presenti nelle sabbie sommitali, che sono verosimilmente riferibili al Pleistocene inferiore.

L'abbondante microfauna bentonica fornisce utili indicazioni paleobatimetriche: dominano le specie di mare basso, in particolare *Ammonia beccarii* (LINNÉ) e *A. inflata*, che insieme a *Cassidulina neocarinata* THALMANN definiscono una batimetria di circa 50 metri (SGARELLA & MONCHARMONT ZEI, 1993). Il primo livello di sabbie testimonierebbe una temporanea diminuzione della batimetria, prima della regressione testimoniata dalle sabbie sommitali e dai conglomerati continentali.

RINGRAZIAMENTI

Si desidera ringraziare la Dott.ssa Giovanna Pappalardo per la proficua discussione su argomenti di Geologia Applicata e sulla lettura critica del relativo capitolo.

Gratitudine e apprezzamento scientifico ai revisori del Servizio Geologico, tutti ampiamente disponibili e proficuamente costruttivi nella lettura critica del manoscritto.

A Voi, Serafina Carbone deve il personale sostegno morale e la "tenacia" a continuare!

semplicemente
grazie

BIBLIOGRAFIA

- AMATO A. & CINQUE A. (1992) - *Il bacino plio-pleistocenico di Calvello (Potenza): evoluzione geologica e geomorfologica*. Studi Geol. Camerti, Vol spec. (1992), **1**: 181-189.
- AMODEO F., MOLISSO F., KOZUR H., MARSELLA E. & D'ARGENIO B. (1993) - *Age of Transitional Beds from "Cherty Limestones" (calcari 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-maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- AMORE F.O., CIAMPO G., DI DONATO V., ESPOSITO P., SANTINI U. & STAITI D. (1996) - *Biostratigraphy of the Plio-Pleistocene Calvello Basin (Potenza, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 1153-1163.
- ANELLI M. (1939) - *Sulla presenza di falde di ricoprimento nell'Italia meridionale*. Atti Soc. Nat. Mat., **70**: 1-13, Modena.
- AUBOUIN J. (1959) - *A propos d'un centenaire: les aventures de la notion de géosynclinal*. Rev. Géogr. Phys. Céol. Dyn., **2** (3): 135-188.
- 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. Com. Geol. It., **25** (4): 372-390, Roma.
- 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. Pal. Strat., **106** (1):, 73-98.
- 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.
- BENEDETTI L., TAPPONNIER P., KING G.C.P. & PICCARDI L. (1998) - *Surface Rupture of the 1857 Southern Italian Earthquake? Terra Nova*, **10**: 206-210.
- BOENZI F., CAPOLONGO 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.
- BOENZI F., CIARANFI N., MAGGIORE M., PIERI P. & WALSH N. (1980) - *Osservazioni sulla neotettonica dei Fogli 211 "Sant'Arcangelo" e 212 "Montalbano Ionico"*. C.N.R. - pubbl. n. **356** P. F. Geodinamica - Sottoprogetto Notettonica.
- 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., 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.
- BOUSQUET J.C. (1971) - *La tectonique tangentielle des séries calcaréo-dolomitiques du Nord-Est de l'Apennin calabro-lucanien (Italie méridionale)*. Geol. Romana, **10**: 23-52.
- BOUSQUET J.C. (1973) - *La tectonique recente de l'Apennin calabro-lucanien dans son cadre géologique et géophysique*. Geol. Romana, **12**: 1-104.
- BRONNIMANN P., DURAND DELGA M. & GRANDJAQUET C. (1971) - *Présence simultanée de Protopeneroplis striata WEINSCHENK et de Calpionelles néocomiennes dans le "flysch galestrino" de Lucanie (Italie méridionale)*. Rev. Microp., **14**: 96-101.

- CANDE S.C. & KENT D.V. (1995) - *Revised calibration of the Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic*. Journ. Geophysical Research, **100**: 6093-6095.
- 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. Pal. 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.
- CARRARO A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. appl. e Idrogeol., **20** (2): 223-243.
- 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. Perrone, S.E.L.C.A., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL'AGRI (1973) - F. 506, Sant'Arcangelo. Scala 1:50.000, a cura di F. Lentini & L. Vezzani, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DELL'AGRI (1980) - F. 507, Pisticci. Scala 1:50.000, a cura di F. Lentini, L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DEL FIUME AGRI (1991) - Scala 1:50.000 (2 fogli), Direzione F. Lentini, S.E.L.C.A., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL BACINO DI SANT'ARCAANGELO (1993) - Scala 1:5000, Direzione P. Pieri. Grafiche Paternoster, Matera.
- CARTA GEOLOGICA DELLA LUCANIA CENTRALE (1999) - scala 1:50.000, a cura di T. Pescatore, P. Renda & 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 Sett. 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 Association of Petroleum Geoscientists, spe. publ. no. **1**: 381-387.
- 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.
- CAVALCANTE F., FIORE S., LETTINO A., PICCARRETA G. & TATEO F. (2007) - *Illite-smectite mixed layers in scudic shale and piggy-back deposits of the Gorgoglione Formation (Southern Apennines): geological inferences*. Ital. J. Geosci., **126** (2): 241-254.
- 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 Volume, 33-35.
- 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 Scien. Reviews, **15**: 213-292.
- CHIOCCHINI M., COCCIA B., MANCINELLI A., ROMANO A. & URGERA A. (2005) - *Biostratigrafia ed evoluzione paleogeografica del Mesozoico dell'area del Monte Cairo e di Vallerotonda (Lazio meridionale, Italia)*. Stud. Geol. Camerti, n. ser. **1** (2004): 7-56, Città di Castello.

- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1995) - *Biostratigrafia a Foraminiferi, Dasicladali e Calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Stud. Geol. Camerti, vol. spec., **1994**, "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129, 23 figg., 47 tavv., Camerino.
- CHIOCCHINI M. & MANCINELLI A. (1977) - *Microbiostratigrafia del Mesozoico in facies di piattaforma carbonatica dei Monti Aurunci (Lazio meridionale)*. Stud. Geol. Camerti, **3**: 109-152, 7 figg., 4 tabb., 48 tavv., Camerino.
- 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, 1 fig., 11 tavv., Camerino.
- CIAMPO G. (1969) - *I terreni plio-pleistocenici nei dintorni di Calvello (Potenza). Studio statistico di Bulimina etnea SEG. e Bulimina gibba FORN.* Mem. Soc. Natur. in Napoli, **78**: 181-210.
- CIAMPO G. (1971) - *Gli Ostracodi plio-pleistocenici dei dintorni di Calvello (Potenza)*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **80**: 1-23.
- CIARANFI N. (1972) - *Il Flysch di Gorgoglione*. Boll. Serv. Geol. It., **92**: 101-114, Roma.
- CIARANFI N., GHISETTI F., GUIDA M., IACCARINO G., LAMBIASE S., PIERI P., RAPISARDI L., RICCHETTI G., TORRE M., TORTORICI L. & YEZZANI L. (1983) - *Carta Neotettonica dell'Italia meridionale*. C.N.R., P.F. Geodinamica, Pubbl. 515: 1-62.
- 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 75° Congresso 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 Monte Facito Formation, Lagonegro Basin, Southern Apennines, Italy*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 151 pp.
- 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.
- CINQUE A. (1992) - *Distribuzione spazio-temporale dei movimenti tettonici verticali nell'Appennino campano-lucano: alcune riflessioni*. Studi Geol. Camerti, vol. spec. (1992), **1**: 33-38.
- CITA M.B. (1973) - *Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy*. In: RYAN et al. (Eds) Init. Repts DSDP, **13**: 1343-1379.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e gli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene, VII. Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **81**: 427-544.
- COCCO E., CRAVERO E., ORTOLANI F., PESCATORE T., RUSSO M., SGROSSO I. & LA TORRE M. (1972) - *Les facies sédimentaires du Bassin Irpinien (Italie meridionale)*. Atti Acc. Pontaniana, n.s., **21**: 13 pp., Napoli.
- COLALONGO M.L., DONDI L., D'ONOFRIO S. & IACCARINO S. (1982) - *Schema biostratigrafico a Foraminiferi per il Pliocene e il basso Pleistocene nell'Appennino settentrionale e nella Pianura Padana*. In: G. CREMONINI. & F. RICCI LUCCHI. (Eds.): "Guida alla geologia del margine appenninico-padano", 121-122.
- 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. e Idrogeol., **5**: 57-132.
- 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. (1991) - *Evoluzione delle mode detritiche delle successioni arenitiche terziarie dell'Appennino meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 55-93.

- CRITELLI S., DE ROSA R., SONNINO M. & ZUFFA G.G. (1990) - *Significato dei depositi vulcanoclastici della Formazione delle Tufiti di Tusa (Miocene inferiore, Lucania meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **109**: 743-762.
- 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.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino meridionale (Campania, Lucania)*. Atti del Convegno: Moderne vedute sulla geologia dell'Appennino. Acc. Naz. Lincei, Quad. **183**: 49-72.
- 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.
- DAZZARO L. & RAPISARDI L. (1987) - *Osservazioni geologiche sull'Appennino Dauno*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 241-246.
- 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, suppl. Boll. **78**: 1-130.
- DE LORENZO G. (1892) - *Osservazioni geologiche nei dintorni di Lagonegro in Basilicata*. Rend. Acc. Lincei, **1** (9): 316-317.
- DE LORENZO G. (1896) - *Studi di geologia dell'Appennino meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat. Napoli, s.2, **8**: 1-128.
- DE LORENZO G. (1898) - *Reliquie di grandi laghi pleistocenici nell'Italia meridionale*. Atti R. Acc. Sc. Fis. Mat., Napoli, s.2, **17** (11): 1-74.
- DE LORENZO G. (1904a) - *Geologia e Geografia fisica dell'Italia meridionale*. 241 pp, Ed. La Terza, Bari.
- DE LORENZO G. (1904b) - *Fossili nelle argille sabbiose post-plioceniche della Basilicata*. Rend. Acc. Lincei, **2**: 347-350.
- DE WEVER P. & MICONNET P. (1985) - *Datations directes des Radiolarites du bassin du Lagonegro (Lucanie, Italie méridionale). Implications et conséquences*. Rev. Espanola Micropal., **17**: 373-402, Madrid.
- DE STASIO L.M. (1971) - *Su di alcune microfaune rinvenute nel flysch galestrino della Lucania (serie calcareo-silico-marnosa)*. Mem. Soc. Natur., Napoli, **78** (1969): 409-419.
- 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.
- 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.
- ELTER P. & SCANDONE P. (1980) - *Les Apennins*. In: "Géologie des chaines alpines issues de la Téthys", Collq. C5. Mém. B.R.G.M., **115**: 99-102, Orléans.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-426.
- FINETTI I. (2005) - *CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region*. Elsevier Science, 777 pp.
- FINETTI I. & DEL BEN A. (1986) - *Geophysical study of the Tyrhenian opening*. Boll. Geof. Teor. Appl., **28**: 75-156.
- 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". Sp. Vol. Elsevier, chapter **12**: 225-262.

- 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) - *Domini geologico-strutturali del segmento orogenico Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia*. Convegno Naz. Prog. CROP Trieste, Giugno 1997.
- 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. Geof. 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.
- FORNELLI A., LOSITO R., GUAGLIARDI A. & MASSENZIO A. (1989) - *Provenienza delle Arenarie di Corleto*. Giorn. Geol., **51** (2): 63-79.
- GEOLOGICAL MAP OF THE NORTHERN PART OF THE S. ARCANGELO BASIN (1998) - scala 1:50.000, a cura di E. Casciello, M. Cesarano, L. Ferranti, J.S. Oldow & G. Pappone, System Cart, Roma.
- 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. (1964) - *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): 20 pp.
- GIANO S.I., LAPENNA V., PISCITELLI S. & SCHIATTARELLA M. (1997) - *Nuovi dati geologici e geofisici sull'assetto strutturale dei depositi continentali quaternari dell'Alta Val d'Agri (Basilicata)*. Il Quaternario, **10**: 589-594.
- GIANO S.I. & MARTINO C. (2003) - *Assetto morfotettonico e morfostratigrafico di alcuni depositi continentali pleistocenici del bacino del Pergola-Melandro (Appennino Lucano)*. Il Quaternario, **16**: 289-297.
- GIANO S.I., MASCHIO L., ALESSIO M., FERRANTI L., IMPROTA S. & SCHIATTARELLA M. (2000) - *Radiocarbon dating of active faulting in the Agri high Valley, Southern Italy*. Journ. Geodynamics, **29**: 371-386.
- 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.
- GLANGEAUD L., CAIRE A. & GRANDJACQUET C. (1961) - *L'orogenèse ponto-plio-quaternaire de l'arc calabro-sicilien et ses caractères géodynamiques*. C.R. Aca. Sc. Paris, **252**: 145-147.
- GRADSTEIN F.M., OGG J.G., SMITH A.G., AGTERBERG F.P., BLEEKER W., COOPER R.A., DAVYDOV V., GIBBARD P., HINNOV L.A., HOUSE M.R. (†), LOURENS L., LUTERBACHER H-P., MCARTHUR J., MELCHIN M.J., ROBB L.J., SADLER P.M., SHERGOLD J., VILLENEUVE M., WARDLAW B.R., ALI J., BRINKHUIS H., HILGEN F.J., HOOKER J., HOWARTH R.J., KNOLL A.H., LASKAR J., MONECHI S., POWELL J., PLUMB K.A., RAFFI I., ROHL U., SANFILIPPO A., SCHMITZ B., SHACKLETON N.J., SHIELDS G.A., STRAUSS H., VAN DAM J., VEIZER J., VAN KOLFSCHOTEN TH. & WILSON D. (2004) - *Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press: 589 pp.
- 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.M. NAIRN, W.H. KANES & F.G. STEHLI (Eds): "The ocean basin and margins", Vol. **4B**: 257-329, Plenum, Pub. N.York.
- GRYZBWSKI J. (1921) - *Contributo agli studi sulla struttura geologica dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **40** (1-2): 85-97.
- IETTO A. & BARILARDO A.M. (1993) - *L'unità di San Donato quale margine deformato cretaco-paleogene del bacino di Lagonegro (Appennino meridionale-Arco Calabro)*. Boll. Soc. Geol. It., **112**: 477-496.
- IPPOLITO F., D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Unità stratigrafico-strutturali e schema tettonico dell'Appennino Meridionale*. Ist. Geologia e Geofisica, Università di Napoli, pubbl. n.15: 33 pp.
- IPPOLITO F., LUCINI P. & SPADA A. (1954) - *Osservazioni geologiche sulla zona di Monticchio nella bassa valle dell'Agri (Basilicata)*. Acc. Naz. Lincei Rdc. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.8, **16** (1): 1-9, Roma.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1977) - *Mediterranean and Thetys*. In: A.E.M. NAIRN, W.H. KANES & F.G. STEHLI (Eds): "The Ocean Basins and Margins", **4A**: 1-28.
- 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. (1959) - *Le condizioni geo-petrolifere dell'Italia meridionale*. Boll. Soc. dei Nat. in Napoli, **68**: 73-89.
- LAZZARI S. & LENTINI F. (1980) - *Note illustrative del F. 507, Pisticci*. Regione Basilicata, 3-55, Potenza.
- 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. (1968) - *Stratigrafia micropaleontologica dei terreni plio-pleistocenici di Sant'Arcangelo (Potenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s.6, **19** (1967): 255-344.
- LENTINI F. (1969a) - *Sezioni stratigrafiche plioceniche nella Val d'Agri presso Gannano (Matera)*. Atti Acc. 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 Acc. 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., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central Mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. e 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-maghebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geol. 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., CARBONE S., GUARNIERI P. & DI STEFANO A. (2003) - *Geodynamic evolution of the Lucanian Apennines: times and modality of thrust propagation through the analysis of geological cross-section*. Riassunti, Convegno CROP 04-Appennino Meridionale, Pisa.
- 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 S. Arcangelo*. I.R.P.I. Cosenza, 46 pp.
- LIPPARINI T. (1950) - *Foraminiferi oligocenici negli argilloscisti rossi ("red beds") di S. Arcangelo di Lucania*. Boll. Serv. Geol. It., **72** (1): 1 p., Roma.
- LIPPMANN PROVANSAL M. (1987) - *L'Apennin meridional (Italie): etude geomorphologique*. These de Doctorat d'Etat en Geographie Physique, Université d'Aix-Marseille.
- 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.
- 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.
- MANFREDINI M. (1963) - *Osservazioni geologiche sul bordo interno della depressione molisano-sannita (Italia meridionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 15 pp.
- MARINI M. (1967) - *Osservazioni sul flysch dell'Appennino campano-lucano fra Laviano (Salerno) e Sant'Illario di Atella (Potenza)*. Atti Ist. Geol. Univ. Genova, **5** (n.1): 37-63.
- MARSELLA E., KOZUR H. & D'ARGENIO B. (1991) - *Monte Facito Formation (Sclithan-Middle Carnian). A deposit of the ancestral Lagonegro Basin in the Southern Apennines*. Boll. Serv. Geol. It., **110**: 225-248, Roma.
- MARSELLA E., PAPPONE G., D'ARGENIO B., CIPPITELLI G. & BALLY A.W. (1992) - *L'origine interna dei terreni lagonegresi e l'assetto tettonico dell'Appennino meridionale*. Rend. Acc. Sci. Soc. Naz. Sc. Let. e Arti in Napoli, **59**: 73-101.
- MARTINI R., DE WEVER P., ZANINETTI L., DENELIAN T. & KITO N. (1989) - *Les radiolarites triassique de la Formation du M. Facito Auctt. (Bassin de Lagonegro, Italie meridionale)*. 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*. Journ. Geol. Society, **158**: 309-319, London.
- MICONNET P. (1983) - *La région de Lagonegro (Italie meridionale): évolution géologique d'un bassin dans son cadre alpin*. Thèse Lille, 185 pp.
- MICONNET P. (1988) - *Evolution mesozoïque du secteur de Lagonegro*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 321-330.
- 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.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, Southern Italy*. Jour. Structural Geology, **20**: 617-638.

- 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. (1967) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 212 Montalbano Jonico*. Serv. Geol. d'It., 44 pagg., Roma.
- MOSTARDINI F., PIERI M. & PIRINI C. (1966) - *Stratigrafia del Foglio 212, Montalbano Jonico*. Boll. Serv. Geol. d'It., **87**: 57-153, Roma.
- 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. It., **8**: 435-763.
- OGNIBEN L. (1969b) - *Note illustrative del Foglio 211 "Sant'Arcangelo"*. Serv. Geol. It., 80 pp.
- 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.
- ORTOLANI F., PAGLIUCA S., PEPE E., SCHIATTARELLA M. & TOCCACELI R.M. (1992) - *Active tectonics in the Southern Apennines: Relationships between cover geometries and basement structure. A hypothesis for a geodynamic model*. IGCP n° 276, Newsletter, **5**: 413-419.
- PALMENTOLA G. (1967) - *Sui rapporti tra la "Formazione di Stigliano e la "Formazione di Serra Palazzo" nei dintorni di Tolve (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. in 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.
- PATACCA E., SAKTORI R. & SCANDONE P. (1990) - *Tyrrhenian basin and apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times*. Boll. Soc. Geol. It., **45**: 425-451.
- 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. Pubbl., 401-440.
- PAVANI G. & PIRINI C. (1963) - *Microfossili cretacici ed eocenici nella zona di M. Falapato (Lucania)*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1105-1134.
- PESCATORE T. (1962) - *Ulteriori osservazioni sul Flysch a sud-est del Matese*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 133-146.
- PESCATORE T. (1970) - *Considerazioni sulla sedimentazione miocenica nell'Appennino campano-Lucano*. Atti Acc. Pontan., n.s., **20**: 17 pp.
- PESCATORE T. (1978) - *Evoluzione tettonica del Bacino Irpino (Italia meridionale) durante il Miocene*. Boll. Soc. Geol. It., **97** (5-6): 783-805.
- 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.
- PIERI M. (1966) - *Tentativo di ricostruzione paleogeografico-strutturale dell'Italia centro-meridionale*. Geol. Romana, **5**: 407-424.
- PIERI P., SABATO L., LOIACONO F. & MARINO M. (1994) - *Il bacino di piggyback di Sant'Arcangelo: evoluzione tettonico-sedimentaria*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 465-481, 1 carta geol. alla scala 1:50.000.
- RICCHETTI G. (1962) - *Geologia del nucleo mesozoico di Pignola e Abriola (Potenza)*. Boll. Soc. Geol. It., **80**: 247-269.
- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of coccolithophore genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problem*. In: Prell W.L. et al., Int. Repts. DSDP 68, 325-343.

- 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". Elsevier Science, Chapter A5: 57-87.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: K. KASTENS, J. MASCLE *et alii* (Eds.): "Proceeding of O.D.P., Scientific Results", **107**: 513-533.
- RIO D., SPROVIERI R. & DI STEFANO E. (1994) - *The Gelasian Stage: a proposal of a new Chronostratigraphic Sequence of the Pliocene Series*. Riv. It. Pal. Strat., **100** (1): 103-124.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) - *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth and Planetary Sc. Letters, **102**: 395-412.
- ROVERETO G. (1927) - *Sur les charriages de l'Apennin centrale et méridionale*. Compte R. Soc. Géol. de France, **27** (9): 110-112.
- SACCO F. (1910) - *L'Appennino meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **29**: 287-337.
- SALVADOR A. (1987) - *Unconformity-bounded stratigraphic units*. Geological Soc. American Bulletin, **98**: 232-237.
- SALVADOR A. (1994) - *International stratigraphic guide*. International Union of Geological Sciences, Trondheim, Norway, and Geological Society of America, 214 pp., Boulder.
- SANTANGELO N. (1991) - *Evoluzione geomorfologica e stratigrafica di alcuni bacini lacustri del confine campano-lucano (Italia meridionale)*. Tesi di Dottorato, Università Federico II, Napoli.
- SCANDONE P. (1963a) - *Stratigrafia degli scisti silicei della Lucania*. Mem. Soc. Geol. It., **4** (2): 9 pp.
- SCANDONE P. (1963b) - *Trasgressioni mesozoiche e terziarie nell'alta Val d'Agri tra Paterno e Marsico Nuovo (Potenza)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**: 125-131.
- SCANDONE P. (1964a) - *Marnoscisti ad Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**(1963): 207-212.
- SCANDONE P. (1964b) - *Nota preliminare sui foraminiferi delle scogliere triassiche della Lucania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **72**(1963): 267-269.
- SCANDONE P. (1967) - *Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'appennino calcareo*. Boll. Soc. Natur. in 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. Natur. in 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. & DE CAPOA P. (1966) - *Sulla posizione stratigrafica e l'età dei livelli a Daonella e Halobia in Lucania*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **75**: 30-39.
- SCARSELLA F. (1957) - *I rapporti tra massicci calcarei mesozoici ed il flysch nell'Appennino centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **75** (1956) (3): 115-137.
- SCHIATTARELLA M., BENEDEUCE P. & PASCALE S. (2004) - *Comparazione tra i tassi di erosione e sollevamento dell'Appennino lucano: l'esempio della Fiumara di Tito e Picerno*. Boll. A.I.C., **121-122**: 367-385.
- 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: S.D. WILLET, N. HOVIUS, M.T. BRANDON & D.M. FISHER. (Eds): "Tectonics, Climate and Landscape Evolution", Geological Society of America Special Papers 398, Penrose Conference Series, 371-385.
- SELLI R. (1957) - *Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale*. Giorn. Geologia, **26** (s.2): 1-54.
- SELLI R. (1962) - *Il Paleogene nel quadro della geologia dell'Italia meridionale*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 737-789.

- 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, Napoli.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Carta geologica d'Italia, F. 506 Sant'Arcangelo*, scala 1:50.000, coordinatore F. Lentini. Note illustrative del Foglio 506 Sant'Arcangelo. A cura di S. CARBONE, A. DI STEFANO & F. LENTINI, 116 pp., S.EL.CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1992) - *Carta geologica d'Italia, 1:50.000 - Guida al rilevamento*. Quaderni SGN, Serie III, n.1. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SGARELLA F. & MONCHARMONT ZEI M. (1993) - *Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology*. Boll. Soc. Paleont. It., **32**(2): 145-264.
- SGROSSO I. (1992) - *Nuovi dati biostratigrafici sul Miocene di M. Alpi (Lucania) e conseguenti ipotesi paleogeografiche*. Mem. Soc. Geol. It., **41**(1988): 343-351.
- SGROSSO I. (1994) - *Sulla posizione paleogeografica del Bacino di Lagonegro (Appennino meridionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **113**: 179-194.
- SGROSSO I. & TORRE M. (1967) - *La successione stratigrafica maastrichtiano-eocenica di Rocca Gloriosa (Cilento)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **76**: 199-217.
- SIGNORINI R. (1939) - *Sulla tettonica dei terreni mesozoici nell'Appennino Lucano*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., s.6, **29** (10): 558-562.
- SPROVIERI R. (1993) - *Pliocene-Early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuation and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Pal. Strat., **99**: 371-414.
- TADDEI RUGGIERO E. (1968) - *Brachiopodi triassici della Pietra Maura (Lucania). Studio paleontologico e statistico*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **77**: 349-392.
- VARNES D.J. (1978) - *Slope movement types and processes*. In: *Landslides: analysis and control. transportation*. Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap.2.
- VEZZANI L. (1966a) - *Nota preliminare sulla stratigrafia della Formazione di Albidona*. Boll. Soc. Geol. It., **85**: 767-776.
- VEZZANI L. (1966b) - *La sezione Tortoniana di Perosa sul Fiume Sinni presso Episcopia (Potenza)*. Geol. Romana, **5**: 263-290.
- VEZZANI L. (1966c) - *La sezione stratigrafica di Caliendo nel Pliocene medio-inferiore della Val d'Agri (Lucania)*. Riv. It. Pal. Strat., Mem., **72** (1): 191-229; **72** (2): 461-489.
- VEZZANI L. (1967a) - *Stratigrafia della formazione tortoniana di Oriolo (Cosenza)*. Geol. Romana, **6**: 87-120.
- VEZZANI L. (1967b) - *Il bacino plio-pleistocenico di S. Arcangelo (Lucania)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **18**: 207-227.
- VEZZANI L. (1967c) - *La sezione stratigrafica pleistocenica di Castronuovo di S. Andrea (Potenza)*. Riv. It. Pal. Strat., Mem., **13**: 13-59.
- VEZZANI L. (1968a) - *Geologia della Tavola "Castronuovo di S. Andrea" (Prov. di Potenza, F. 211 IV-SE)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **19**: 9-108.
- VEZZANI L. (1968b) - *I terreni plio-pleistocenici del basso Crati (Cosenza)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20** (s.6): 28-84.
- VEZZANI L. (1970) - *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** (2-3): 97-123, Roma.

- 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.