



ISPR A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

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

NOTE ILLUSTRATIVE

della

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

alla scala 1:50.000

fogli 597 e 610

CEFALÙ e CASTELBUONO

a cura di

S. Carbone¹, M. Grasso^{†1}

con i contributi tematici di:

F. Lentini¹, R. Maniscalco¹

e le collaborazioni degli Autori citati nell'introduzione

¹ Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

Ente realizzatore



Regione Siciliana

Assessorato Territorio e Ambiente

Direttore Responsabile 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 Siciliana:
G. Arnone - Assessorato Territorio e Ambiente

Responsabile del Progetto CARG per l'Università degli Studi di Catania:
F. Lentini

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, E. La Posta, M. Marino, M. Rossi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coordinatore), **F. Pilato, M. Roma**

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, M. Rossi (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato, M. Roma

PER L'UNIVERSITÀ DI CATANIA:

Informatizzazione dei dati geologici (Banca Dati):

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Allestimento editoriale e cartografico:

S.EL.CA. s.r.l., Firenze

Informatizzazione e allestimento cartografico per la stampa dalla Banca Dati
a cura della **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

D. Greco (dal 2005) e **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana

G. Ali (Università di Catania - Dipartimento di Scienze Geologiche).

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

Stampa: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze - 2012

PROGETTO

CARGO

all'Amicizia

a Mario

.....e per Mario

Serafina

PROGETTO

CARG

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag.	9
1.	- INQUADRAMENTO DELL'AREA DEI FOGLI, METODOLOGIE E CRITERI ADOTTATI	»	9
II	- STUDI PRECEDENTI	»	13
1.	- LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA	»	13
2.	- STRATIGRAFIA E TETTONICA	»	13
3.	- CENNI STORICI SULL'UNITÀ SICILIDE E IL FLYSCH NUMIDICO	»	15
3.1	UNITÀ SICILIDE	»	16
3.2	FLYSCH NUMIDICO	»	18
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	23
IV	- STRATIGRAFIA	»	27
1.	- INTRODUZIONE E CRITERI	»	27
1.1.	- BIOSTRATIGRAFIA	»	29
2.	- UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE»		29
2.1.	- UNITÀ IMERESI	»	29
2.1.1.	- <i>Unità tettonica Monte dei Cervi</i>	»	30
2.1.1.1.	- formazione Crisanti	»	30
2.1.1.2.	- formazione Caltavuturo	»	33
2.1.1.3.	- flysch numidico, membro Portella Colla	»	34
2.2.	- UNITÀ PANORMIDI	»	35
2.2.1.	- <i>Unità tettonica Monte S. Salvatore</i>	»	36
2.2.1.1.	- Formazione Mufara	»	36
2.2.1.2.	- formazione di M. Quacella	»	39
2.2.1.3.	- formazione di Cozzo Cipollazzo	»	41
2.2.1.4.	- argille di Portella di Mandarinì	»	42
2.2.1.5.	- flysch numidico, membro Geraci Siculo	»	45
2.2.2.	- <i>Unità tettonica Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara</i>	»	48
2.2.2.1.	- Formazione Mufara	»	48
2.2.2.2.	- dolomie di Isnello	»	49
2.2.2.3.	- calcari e dolomie di Pizzo Carbonara	»	49
2.2.2.4.	- calcari di Pizzo Manolfo	»	50
2.2.2.5.	- calcari di Piano Battaglia	»	51

2.2.2.6.	- formazione di Cefalù	»	53
2.2.2.7.	- formazione di Cozzo Balatelli	»	55
2.2.2.8.	- formazione di Gratteri	»	56
2.2.2.9.	- argille di Portella di Mandarinì	»	57
2.2.2.10.	- flysch numidico - membro Geraci Siculo	»	58
2.2.2.11.	- marne di Castelbuono	»	61
2.3.	- UNITÀ SICILIDI	»	62
2.3.1.	- <i>Unità tettonica di Nicosia</i>	»	63
2.3.1.1.	- Gruppo delle Argille Variegata	»	64
2.3.1.2.	- formazione Polizzi	»	64
2.3.1.3.	- flysch numidico - membro Nicosia	»	66
2.4.1.	- <i>Unità tettonica di Troina-Tusa</i>	»	67
2.4.1.1.	- Argille Varicolori Inferiori	»	67
2.4.1.2.	- calciruditi e calcareniti del M. Pomiere	»	68
2.4.1.3.	- Argille Varicolori Superiori	»	69
2.4.1.4.	- Tufiti di Tusa	»	70
2.5.	- DEPOSITI DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO	»	73
2.5.1.	- <i>formazione di Reitano</i>	»	73
2.6.	- DEPOSITI DEL MIOCENE MEDIO-MESSINIANO INFERIORE	»	77
2.6.1.	- <i>calcareniti di Gangi</i>	»	77
2.6.2.	- <i>formazione Terravecchia</i>	»	78
2.6.2.1.	- formazione Terravecchia – membro conglomeratico	»	79
2.6.2.2.	- formazione Terravecchia – membro sabbioso	»	79
2.6.2.3.	- formazione Terravecchia – membro pelitico-argilloso	»	80
2.6.3.	- <i>formazione Baucina</i>	»	81
2.6.3.1.	- formazione Baucina – membro calcarenitico	»	82
2.7.	- DEPOSITI DEL MESSINIANO SUPERIORE-PLIOCENE INFERIORE	»	82
2.7.1.	- <i>Gruppo Gessoso-Solfifera</i>	»	82
2.7.1.1.	- Formazione di Cattolica – Membro Calcarea di base	»	82
2.7.1.2.	- Formazione di Pasquasia – Membro Gessarenitico	»	84
2.7.1.3.	- Formazione di Pasquasia – Membro dei fanglomerati	»	85
2.7.2.	- <i>Trubi</i>	»	86
3.	- DEPOSITI QUATERNARI	»	87
3.1.	- DEPOSITI MARINI	»	87
3.1.1.	- <i>depositi marini terrazzati</i>	»	87
3.1.1.1.	- ordini dei depositi marini terrazzati	»	89
3.2.	- DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI	»	90
3.2.1.	- <i>conglomerati di Cozzo Prangi</i>	»	90

3.2.2.	- <i>deposito antico di versante</i> »	91
3.2.3.	- <i>depositi alluvionali terrazzati</i> »	92
3.2.4.	- <i>depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale</i> »	93
3.2.5.	- <i>depositi alluvionali attuali</i> »	95
3.2.6.	- <i>coltre eluvio-colluviale</i> »	95
3.2.7.	- <i>depositi di spiaggia</i> »	95
3.2.8.	- <i>deposito di versante</i> »	96
3.2.9.	- <i>deposito di frana</i> »	98

V - TETTONICA » 101

1.	- EVOLUZIONE DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE: IMPLICAZIONI CROSTALI »	101
2.	- CARATTERI STRUTTURALI DELL'AREA »	105
2.1.	- PREMessa »	105
2.2.	- EVOLUZIONE GEODINAMICA »	107
2.2.1.	- <i>Unità Imeresi</i> »	108
2.2.1.1.	- <i>Unità tettonica di M. dei Cervi</i> »	108
2.2.2.	- <i>Unità Panormidi</i> »	109
2.2.2.1.	- <i>Unità tettonica Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara</i> »	112
2.2.2.2.	- <i>Unità tettonica Monte S. Salvatore</i> »	112
2.2.3.	- <i>Unità Sicilidi</i> »	114
2.2.3.1.	- <i>Unità tettonica di Nicosia</i> »	116
2.2.3.2.	- <i>Unità tettonica di Troina-Tusa</i> »	117
2.2.4.	- <i>Unità tardorogene</i> »	118
2.3.	- STRUTTURE TETTONICHE MIO-PLIOCENICHE »	119
2.3.1.	- <i>Settore meridionale delle Madonie e dei Nebrodi sud-occidentali</i> »	121
2.3.1.1.	- <i>Descrizione degli affioramenti</i> »	122
2.3.1.2.	- <i>Considerazioni sulla cronologia delle deformazioni tettoniche</i> »	123
2.3.2.	- <i>Settore centrale delle Madonie</i> »	124
2.3.2.1.	- <i>Descrizione degli affioramenti</i> »	125
2.3.3.	- <i>Settore orientale (Monti Nebrodi occidentali)</i> »	125
2.3.4.	- <i>Settore peritirrenico</i> »	127
2.3.5.	- <i>Strutture distensive e trascorrenti</i> »	129

VI - CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI » 133

1.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO »	133
1.1.	- OROGRAFIA »	133
2.	- IDROGRAFIA »	134
3.	- LITORALI »	136
4.	- MORFOLOGIA COSTIERA »	137

VII	- GEOLOGIA APPLICATA	»	139	
1.	- FRANE	»	139
2.	- IDROGEOLOGIA	»	142
2.1.	- GENERALITÀ	»	142
2.2.	- PERMEABILITÀ DEI TERRENI	»	142
2.3.	- CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA	»	144
2.4.	- SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE	»	146

APPENDICE 1	CARATTERI STRATIGRAFICI E PALEONTOLOGICI DELLA FORMAZIONE DI CEFALÙ	»	151
--------------------	--	---	-----

APPENDICE 2	GENESI, CARATTERI PETROGRAFICI E SEDIMENTOLOGICI DEL FLYSCH NUMIDICO ...	»	159
--------------------	---	---	-----

APPENDICE 3	CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE DELLA FORMAZIONE DI REITANO	»	165
--------------------	--	---	-----

	EXTENDED ABSTRACT	»	169	
1.	- GEOLOGICAL SETTING	»	170
2.	- TECTONO-STRATIGRAPHIC UNITS AND TECTONIC EVOLUTION	»	171

	LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP	»	175
--	---	---	-----

	BIBLIOGRAFIA	»	187
--	---------------------------	---	-----

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEI FOGLI, METODOLOGIE E CRITERI ADOTTATI

I fogli 597 “Cefalù” (legge n. 226/99) e 610 “Castelbuono” (legge n. 305/89) della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 sono stati realizzati nell'ambito del Progetto CARG tramite Convenzione tra APAT (ora ISPRA) (Agenzia per la Protezione dell'Ambiente e per i Servizi Tecnici – Dipartimento Difesa del Suolo) e la Regione Siciliana (Assessorato Territorio e Ambiente) – Università degli Studi di Catania (Dipartimento di Scienze Geologiche, ora Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali).

Il territorio dei fogli è ubicato in Sicilia settentrionale e si estende tra il margine tirrenico meridionale e il bordo settentrionale del Bacino di Caltanissetta.

Dal punto di vista amministrativo il Foglio “Cefalù” ricade nella provincia di Palermo e di Messina, il Foglio “Castelbuono” tra la provincia di Palermo, di Messina e di Enna.

Successivamente alla prematura scomparsa del Coordinatore scientifico Prof. Mario Grasso nel giugno del 2007, la direzione *p.p.* dei rilevamenti ed il coordinamento dei fogli è passato al collega Prof. Fabio Lentini.

I fogli “Cefalù” e “Castelbuono” sono stati realizzati secondo la seguente organizzazione tecnico-scientifica:

Responsabile del Progetto: Dott. GIOVANNI ARNONE e DIEGO GRECO (Regione Siciliana),

Coordinatori scientifici: Proff. MARIO GRASSO e FABIO LENTINI (Università di Catania),

Redazione Scientifica: Prof. SERAFINA CARBONE (Università di Catania),

Direttori dei rilevamenti: Proff. FABIO LENTINI e PIETRO RENDA (Università di Catania e di Palermo),

Responsabile per la Biostratigrafia: Prof. ROSANNA MANISCALCO (Università di Catania)

Analisti:

Biostratigrafia: Dott. AGATA DI STEFANO (Università di Catania) (Biostratigrafia a nannofossili delle unità terziarie), Prof. ROSANNA MANISCALCO (Biostratigrafia a foraminiferi delle formazioni terrigene terziarie), Dott. MARIA CONCETTA MARINO (Contrattista, Università di Catania) (Biostratigrafia e stratigrafia del Mesozoico), *Petrografia del sedimentario:* Prof. DIEGO PUGLISI (Università di Catania) (Petrografia delle areniti numidiche e sicilidi).

L'attività di rilevamento geologico dei due fogli è stata svolta come di seguito indicato:

Foglio "Cefalù":

Rilevamenti: sono stati eseguiti a scala 1:10.000 dal Dott. GIOVANNI BARRECA (Assegnista, Università di Catania) e dal Dott. GIOVANNI PRIVITERA (Libero professionista, Catania)

Foglio "Castelbuono"

Rilevamenti: sono stati eseguiti in parte alla scala 1:25.000, e alla scala 1:10.000 per le zone strutturalmente più complesse ed interessa tutte le tavolette ricadenti nel Foglio 260 "Nicosia" a scala 1:100.000 (Tavv. 260 IV NO "Isnello" *p.p.*, 260 IV NE "Castelbuono", 260 I NO "Tusa", 260 I NE "Mistretta" *p.p.*, 260 IV SO "Pizzo Carbonara" *p.p.*, 260 IV SE "S. Mauro Castelverde", 260 I SO "Castel di Lucio", 260 I SE "Colle del Contrasto" *p.p.*, 260 III NO "Polizzi Generosa" *p.p.*, 260 III NE "Petralia Sottana" *p.p.*, 260 II NO "Gangi" *p.p.*, 260 II NE "Sperlinga" *p.p.*).

I risultati del rilevamento hanno consentito una definizione delle caratteristiche litostratigrafiche dei terreni presenti in affioramento e dei rapporti stratigrafici e tettonici esistenti tra essi.

Sono state campionate circa venti sezioni stratigrafiche di successioni cretacico-terziarie appartenenti a differenti unità tettono-stratigrafiche ed una relativa alla formazione carbonatica del Giurassico superiore-Cretacico di Cefalù.

Nel territorio dei due fogli sono stati raccolti circa 300 campioni sparsi al fine di ottenere dati biostratigrafici (prevalentemente a foraminiferi): di questi 107 (97 per il Foglio "Castelbuono" e 10 per il Foglio "Cefalù") sono documentati da schede ASC.

Per la datazione delle unità sedimentarie del Quaternario (Pleistocene inferiore) e del Pliocene (in particolare del Pliocene superiore, compreso attualmente nel Pleistocene inferiore) è stata adottata la vecchia scala cronostratigrafica e non quella attuale, approvata nel 2009. Tale scelta è stata dettata prioritariamente dall'esigenza di rendere intelligibile la corrispondenza geocronologica con le stesse e/o analoghe formazioni presenti nei fogli limitrofi accettati e/o in

allestimento per la stampa (v. Foglio 599 “Patti”; Foglio 598 “Sant’Agata di Militello”; Foglio 587-600 “Milazzo-Barcellona Pozzo di Gotto”).

Il lavoro di terreno è stato così ripartito:

I dottori ALESSANDRO TORRE e FABIO TORRE (Liberi professionisti, Palermo), hanno rilevato l’area ricadente nelle tavv. Pizzo Carbonara *p.p.*, Polizzi Generosa *p.p.* e Petralia Sottana *p.p.*.

I dottori PIETRO CARVENI (Ricercatore, Università di Catania) ed EUGENIO DILIBERTO (Libero professionista, Catania) hanno rilevato l’area ricadente nelle tavv. Polizzi Generosa *p.p.*, Petralia *p.p.* e Gangi.

I dottori FRANCO LA MANNA (Geologo, Comune di Paternò: Catania), SALVATORE MAUGERI e ROBERTO TORRE (Liberi professionisti, Catania) hanno rilevato le tavv. Castelbuono e Castel di Lucio.

I rilevamenti geologici sono stati eseguiti negli anni 2005-2007, alla scala 1:10.000, utilizzando le sezioni C.T.R. della Carta Tecnica Regionale edita nel 2001 dall’Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana.

Rilevamenti *ex novo* della Tav. Tusa, e revisioni *p.p.* delle tavv. Castel di Lucio, Castelbuono e S. Mauro Castelverde, sono stati condotti a scala 1: 10.000 dal Prof. F. LENTINI negli anni 2008-2010.

Notizie sul Rilevamento

Nella fase di rilevamento sono state privilegiate l’acquisizione e la raccolta dei dati litostratigrafici che hanno permesso di definire direttamente sul terreno le caratteristiche litostratigrafiche delle varie successioni, i rapporti esistenti tra le varie unità, le facies, l’andamento delle fasce isopiche e le eventuali eteropie.

Nella stesura della carta geologica si è quindi voluto privilegiare la rappresentazione del dato analitico, riducendo al minimo l’interpretazione. Comunque è stato possibile mettere in evidenza la sovrapposizione di unità tettoniche derivanti dalla deformazione di successioni deposte in differenti domini paleogeografici. Molti di questi rapporti erano noti in letteratura (OGNIBEN, 1960; LENTINI & VEZZANI, 1974; GRASSO *et alii*, 1978; ABATE *et alii*, 1982a, 1982b, 1991, 1993; RENDA *et alii*, 1999), altri sono stati interpretati *ex-novo* nel corso del presente lavoro.

Note Illustrative

Alla stesura delle Note Illustrative dei fogli “Cefalù” e “Castelbuono”, curate da S. CARBONE e da M. GRASSO (sino alla stesura per il 2° SAL),

hanno contribuito:

F. LENTINI: Geologia Regionale e Tettonica,

R. MANISCALCO: Biostratigrafia delle successioni terziarie,

hanno collaborato:

V. FERRARA: Geologia Applicata,

M.C. MARINO: Stratigrafia e paleoambiente dei depositi del Cretacico superiore,

D. PUGLISI: Petrografia dei terreni silicoclastici delle Unità Sicilidi e numidiche,
P. RENDA: Stratigrafia e Tettonica delle Unità Panormidi,
hanno partecipato:

G. BARRECA (contrattista, Università di Catania) e S. SALERNO (Dottorando,
Università di Catania): Dati strutturali ed elaborazione di immagini digitali.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

1 - LA CARTOGRAFIA GEOLOGICA

Per quanto attiene la cartografia geologica esistente, l'area del Foglio "Cefalù" è coperta per intero dal Foglio geologico 251 "Cefalù", alla scala 1:100.000 (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1884-85), mentre l'area del Foglio "Castelbuono" è coperta per intero dal Foglio geologico 260 "Nicosia" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1886), che hanno un valore prettamente storico.

Rilievi più recenti sono stati eseguiti negli anni '70, alla scala 1:10.000 e 1:25.000, e i risultati sono confluiti in una carta geologica di dettaglio a scala 1:50.000 (LENTINI & VEZZANI, 1974), che rappresenta ancora oggi un valido strumento cartografico.

2 - STRATIGRAFIA E TETTONICA

I primi studi condotti su questa regione si devono a BALDACCİ (1886), GEMMELLARO (1872-1886) e LUGEON & ARGAND (1906). Questi ultimi introducono il concetto di falda di ricoprimento in Sicilia, che successivamente è stato riconosciuto da FABIANI & TREVISAN (1940) nei Monti di Palermo.

Tra gli studi più significativi per la comprensione dell'evoluzione delle conoscenze geologiche della zona vanno ricordati CHECCHIA RISPOLI (1916, 1936), TREVISAN (1935, 1937), OGNIBEN (1960), CERETTI (1965), CERETTI & CIABATTI (1965), MONTANARI (1966, 1967), CAFLYSCH & SCHMIDT DI FRIEDBERG (1967), BROQUET (1964, 1968, 1970, 1972), RUGGIERI & DI GIACOMO (1971), CATALANO & D'ARGENIO (1978, 1982), CATALANO & MONTANARI (1979), GRASSO *et alii* (1978), RUGGIERI & TORRE (1979, 1982, 1989), PESCATORE *et alii* (1987), ABATE *et alii* (1982a, 1988c, 1993), RENDA *et alii* (1999, 2000).

Si deve ai geologi del gruppo Gulf-Montecatini (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1959, 1964; SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960) il primo studio geologico a scala regionale e l'istituzione delle numerose formazioni ancora in uso nella letteratura geologica.

OGNIBEN (1960, 1960-1963, 1964) riconosce in Sicilia un edificio strutturale costituito da una serie di "complessi", dal basso verso l'alto rappresentati da: Complesso Basale (ibleo, trapanese ed imerese), Complesso Panormide, Complesso Sicilide e Massiccio Interno (Complesso Calabride).

BROQUET (1968, 1972) studia una vasta area della Sicilia centro-settentrionale, nella quale ricade parte della zona in esame. Dal punto di vista paleogeografico l'Autore riconosce l'esistenza di *lames di glissements*, e varie unità tettoniche considerate alloctone e trasportate verso sud sulle marni del Miocene medio e superiore.

SCANDONE *et alii* (1972) riconoscono nelle successioni pelagiche mesozoico-terziarie delle Madonie occidentali caratteristiche sedimentarie tali da poter essere attribuite ad ambienti deposizionali di scarpata e base di scarpata.

LENTINI & VEZZANI (1974) realizzano una carta geologica di dettaglio in scala 1:50.000 delle Madonie orientali. Nella nota illustrativa che segue (GRASSO *et alii*, 1978) gli Autori distinguono un Complesso Basale, un Complesso Panormide, un Complesso Sicilide e un Complesso Postorogeno. Il Complesso Basale costituisce l'unità più profonda ed è rappresentato da una successione di età compresa tra il Triassico superiore ed il Miocene inferiore-medio, deposta al margine settentrionale del "Bacino Imerese" con apporti detritici provenienti da adiacenti piattaforme carbonatiche. Il Complesso Panormide, in facies di piattaforma carbonatica, giace tettonicamente sopra le Argille di Portella Colla del Complesso Basale. Il Complesso Sicilide, più interno, poggia sui termini dei predetti complessi Panormide e Imerese. Gli Autori datano l'età della messa in posto dei vari complessi e danno una ricostruzione paleogeografica delle varie unità.

CATALANO & D'ARGENIO (1978, 1982) inquadrano la geologia della zona in uno schema che riguarda l'intera Sicilia occidentale. Questi Autori, attraverso lo studio tettonico regionale e l'analisi delle facies, individuano diverse unità stratigrafico-strutturali impilate le une sulle altre e differenti fasi tettoniche che deformano zone via via più esterne di un margine continentale.

ABATE *et alii* (1982a, 1982b) individuano nell'area delle Madonie terreni riferibili alla piattaforma carbonatica panormide, al bacino imerese e al bacino interno delle sicilidi. Elaborano una carta delle facies carbonatiche in scala 1:100.000, riconoscono delle unità stratigrafico-strutturali e ricostruiscono i rapporti esistenti tra le principali unità tettoniche presenti.

PESCATORE *et alii* (1987) studiano i terreni riferibili al Flysch Numidico delle Madonie occidentali; attraverso l'analisi delle facies individuano tre sistemi deposizionali diversi; riconoscono i rapporti esistenti tra i sedimenti terrigeni ed il loro substrato e ricostruiscono l'evoluzione sedimentaria del bacino numidico in quell'area.

GRASSO *et alii* (1987b) individuano una rotazione oraria post-Pliocene infe-

riore connessa, presumibilmente, a faglie con direzione NO-SE e ONO-ESE che costituiscono un sistema *en-echelon* legato alla linea Monte Kumeta-Alcantara (GHISETTI & VEZZANI, 1984). La fase tettonica post-Pliocene inferiore avrebbe interessato, secondo tali Autori, solo il lato esterno della catena sino all'avanfossa di Gela, mentre, nel lato interno, la deformazione dei Trubi sarebbe legata alla dinamica recente del margine tirrenico.

ABATE *et alii* (1982a, 1982b, 1991, 1993) definiscono l'età dei sedimenti pliocenici (Trubi) affioranti nelle Madonie, li assegnano al Pliocene inferiore e riconoscono una fase tettonica del Pliocene medio e superiore che deforma ulteriormente l'edificio strutturale miocenico delle Madonie con un sistema di thrust sud-vergenti spesso legato ad una tettonica di tipo traspressivo controllata da trascorrenti destre orientate NO-SE (Sistema Sud Tirrenico di LENTINI *et alii*, 1994 e di FINETTI *et alii*, 1996).

RENDA *et alii* (1999) studiano i rapporti esistenti tra i depositi della Piattaforma carbonatica Panormide ed i contigui depositi del Bacino Imerese e mostrano come l'evoluzione tettono-sedimentaria dell'area sia stata condizionata da un lineamento tettonico (Linea Gratteri-Monte Mufara) individuatosi a partire dal Triassico e dalla sua ripetuta riattivazione durante i successivi eventi deformativi neogenici.

RENDA *et alii* (2000) mostrano come il lineamento tettonico Gratteri-Monte Mufara possa essere stato riattivato in trascorrenza destra, nell'ambito della deformazione del margine sud-tirrenico.

Per quanto riguarda la stratigrafia esistono numerosi lavori che hanno affrontato il problema della datazione delle successioni carbonatiche dei Monti delle Madonie.

CATALANO *et alii* (1974) studiano i depositi del versante orientale di Pizzo Dipilo e assegnano questi depositi al Giurassico superiore-Cretacico.

DI STEFANO & SENOWBARI-DARYAN (1985), SENOWBARI-DARYAN *et alii* (1982, 1994), SENOWBARI-DARYAN & SCHAFER (1986), SENOWBARI-DARYAN & DI STEFANO (1988), SENOWBARI-DARYAN (1990), BUCUR *et alii* (1996), ritrovano ed istituiscono specie e generi nuovi sia sui Monti delle Madonie che nei coevi Monti di Palermo ed attribuiscono la parte basale delle successioni carbonatiche Panormidi al Triassico superiore e le porzioni apicali all'intervallo Giurassico superiore-Cretacico.

MARTINI *et alii* (1991a, 1991b) studiano alcune successioni della Formazione Mufara, attribuendole al Carnico.

3. – CENNI STORICI SULLE UNITÀ SICILIDI E IL FLYSCH NUMIDICO

Oltre alle unità panormidi e imeresi, di cui nel precedente capitolo si è fatto un sintetico *escursus* storico, nel territorio dei fogli “Cefalù” e “Castelbuono” affiorano ampiamente terreni riferiti alle unità sicilidi e al flysch numidico.

3.1. – UNITÀ SICILIDE

Nell'ambito della Catena Appenninico-Maghrebide, il "Complesso Sicilide" (OGNIBEN, 1960), raggruppava le successioni di bacino profondo in posizione strutturale più elevata e di deformazione precoce, immediatamente sottostanti i terreni cristallini del Complesso Calabride (OGNIBEN, 1960).

Nella letteratura geologica successiva il "Complesso Sicilide" ha mantenuto inalterato il proprio significato dal punto di vista della posizione strutturale anche se è stato inserito via via un maggior numero di terreni prima assegnati ad altri complessi (es. parte del flysch numidico).

In generale ancora oggi nell'Unità Sicilide sono comprese sequenze sedimentarie estese dal Giurassico superiore-Cretacico inferiore al Miocene inferiore, successivamente smembrate in unità tettoniche che compongono distinte unità stratigrafico-strutturali, suturate da formazioni flyschoidi "tardorogene" del Miocene medio.

Per OGNIBEN (1960) il "Complesso Sicilide" è formato da due unità stratigrafico-strutturali sovrapposte: la Falda di Cesarò e la sottostante Falda di Troina. Alla prima l'Autore assegna la successione del Flysch di M. Soro, di età Titonico-Cretacico superiore, costituita da una sequenza, potente fino a 1500 m, di argilliti nerastre e varicolori con intercalazioni carbonatiche nel terzo inferiore, evolvendo a facies argilloso-arenacee con quarzareniti feldspatiche in posizione mediana, passanti verso l'alto ad argilliti varicolori, denominate "Argille Scagliose Superiori", potenti fino a 1000 m, che mostrano una notevole variazione di facies. Successivamente ("Foglio Mistretta", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972), alla Falda di Cesarò sono state attribuite anche le "Calciuditi e calcareniti del M. Pomiere" di età paleocenica.

La Falda di Troina è rappresentata da una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolvendo alla "preflyschoidi" Formazione di Polizzi (OGNIBEN, 1960), caratterizzata da notevoli variazioni laterali di facies. La formazione-tipo è costituita da livelli marnoso-calcarei biancastri con orizzonti a macroforaminiferi, mentre le facies più terrigene sono rappresentate da alternanze argilloso-arenacee a Cerami-Troina (rispettivamente fogli 611 "Mistretta" e 623 "Nicosia") e da tufiti andesitiche, intercalate a livelli marnoso-calcarei nelle aree nebrodiche di S. Teodoro (Foglio 612 "Randazzo") e di Tusa (Tufiti di Tusa) (Foglio 610 "Castelbuono").

Secondo l'Autore le due falde derivano dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica, il cui raddoppio e messa in posto si sono realizzati attraverso una prima fase di scollamento e trasporto tettonico dei livelli eocenici (Falda di Troina) ed il successivo accavallamento su di essi della originaria base stratigrafica del Titonico-Cretacico superiore (Falda di Cesarò), con una generalizzata inversione dei rapporti originari. Entrambe le "falde" sono, quindi, state ricoperte

in discordanza dal Flysch di Reitano di età Oligocene superiore alla base.

A partire dagli anni '70 le ricerche condotte su queste formazioni hanno messo in luce un differente quadro stratigrafico e di conseguenza una diversa ricostruzione strutturale. In particolare dal punto di vista stratigrafico notevoli revisioni hanno interessato la Falda di Troina. Le varie facies attribuite alla Formazione di Polizzi (nel senso di OGNIBEN, 1960) sono state assegnate a formazioni con età e posizione stratigrafico-strutturali differenti. Ad esempio le Tufiti di Tusa, successivamente denominate Flysch di Troina-Tusa (GUERRERA & WEZEL, 1974), sono state riferite al Miocene inferiore e le stesse Argille Varicolori presenti alla base sono state datate all'Oligocene superiore-Miocene inferiore. Nella nuova stratigrafia della Falda di Troina, ridenominata Unità di Troina da LENTINI *et alii* (1987, 1991) e CARBONE *et alii* (1990), la formazione di Polizzi verrebbe a separare due distinti orizzonti di argille sicilidi, le "Argille Scagliose" del Cretacico superiore, e le "Argille Varicolori" dell'Oligo-Miocene, mentre il Flysch di Troina-Tusa chiuderebbe l'intera successione. Questa è ricoperta in discordanza dal Flysch di Reitano di età burdigaliana alla base, con una datazione al Serravalliano negli orizzonti sommitali (LENTINI, 2000 - Carta geologica della Provincia di Messina).

La Falda di Cesaro, ridenominata Unità di M. Soro da LENTINI & VEZZANI (1978), a causa della parziale sovrapposizione stratigrafica tra la successione del Flysch di M. Soro e le Argille Varicolori, veniva separata dalla successione sicilide di Troina (LENTINI, 1982) e considerata un'unità di derivazione ancora più interna, anche se riferita allo stesso paleobacino di sedimentazione.

Negli anni '80 il notevole sforzo compiuto nella revisione stratigrafica delle Unità Sicilidi ha lasciato ancora aperti molti aspetti. Tra questi vi sono la datazione degli orizzonti quarzarenitici del Flysch di M. Soro, in quanto dati biostratigrafici certi sono stati ottenuti solo per le Argille Scagliose. Il mancato rinvenimento di termini terziari all'interno dell'Unità di M. Soro, cui si associa l'assenza di orizzonti più antichi del Cretacico superiore nelle successioni sicilidi più esterne, ha lasciato irrisolti i problemi di bilanciamento delle successioni sicilidi per la cui soluzione il modello di OGNIBEN (1960) era stato concepito.

Ulteriori analisi dei terreni del "Complesso Sicilide" (LENTINI *et alii*, 1996a; 1996b; LENTINI, 2000), basati soprattutto sulla revisione stratigrafica sia dell'Unità di M. Soro sia dell'Unità di Troina, hanno ispirato l'attuale ricostruzione dei rapporti tra i terreni sicilidi, ampiamente espressi nel Foglio 612 "Randazzo" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2011a) e in tutte le aree in cui tali terreni affiorano.

Un'analisi più circostanziata delle Unità Sicilidi compare in LENTINI *et alii* (2000), che riconoscono una progressiva accrezione dei vari elementi con disposizione a cuneo aperto verso le aree esterne; ciò è dovuto alle fasi tettoniche successive ai ricoprimenti, per cui le sequenze mesozoiche tendono ad accavallarsi con una generale inversione su quelle terziarie, che ne costituivano le originarie

coperture. Gli Autori tentano una ricostruzione delle originarie sequenze, oggi smembrate, e distinguono nell'attuale posizione dal basso verso l'alto: l'Unità di Nicosia, l'Unità di Troina-Tusa, Unità di M. Soro (originario substrato mesozoico della prima) e l'Unità delle Argille Scagliose Superiori (originario substrato mesozoico della seconda).

3.2. – FLYSCH NUMIDICO

Il flysch numidico è la formazione maggiormente rappresentata in Sicilia ed in particolare nel settore centro-settentrionale dell'Isola. Questa è costituita da un'alternanza di argille colore bruno tabacco e di quarzareniti, talora grossolane, organizzate in strati e banchi e che possono in alcune zone prevalere sulle peliti. Generalmente l'intervallo basale è a prevalenza argillosa e data all'Oligocene superiore, mentre i livelli quarzoarenitici si infittiscono nell'intervallo Aquitaniano-Burdigaliano. Lo spessore ricostruito della formazione raggiunge un massimo di circa 1500 metri. Il flysch numidico affiora estesamente lungo la dorsale nebrodica dal limite orientale con la Catena Calabride, e cioè dall'allineamento Acquedolci-Bronte (rispettivamente fogli 588 "S. Agata di Militello" e 624 "Monte Etna") fino alle aree del trapanese nella Sicilia occidentale. In Sicilia centro-orientale costituisce la dorsale orientata est-ovest di M. Salici-M. Altesina (rispettivamente fogli 623 "Nicosia" e 622 "Gangi"), che si estende dal versante occidentale dell'Etna a nord di Enna. Altri affioramenti di limitata estensione compaiono ancora lungo la congiungente Paternò (Foglio 633)-Licata (Foglio 642), quest'ultima località ubicata sulla costa del Canale di Sicilia.

Gli enormi volumi occupati da questa formazione sono molto più ampi di quelli, già cospicui, ipotizzabili sulla base dei dati di superficie. Dall'analisi dei dati dei pozzi per l'esplorazione petrolifera e delle linee sismiche in Sicilia orientale, infatti, sono stati messi in evidenza enormi spessori di questa formazione (dell'ordine delle migliaia di metri) completamente nascosti sotto le unità affioranti. Questi spessori non sono quelli originari, ma derivano dalla ripetizione tettonica della successione stratigrafica del flysch. In realtà la formazione costituisce più orizzonti strutturali sovrapposti, corrispondenti ad unità stratigrafico-strutturali distinte attribuibili a domini diversi, in quanto rappresenta la copertura oligo-miocenica di differenti successioni mesozoico-terziarie. Ciò è in accordo con l'attuale distribuzione della formazione, presente in affioramento per decine di chilometri e più volte duplicata tettonicamente, che consente di ricostruire un'originaria estensione su aree vaste centinaia di chilometri prima della deformazione.

Questa formazione per la sua ampia diffusione era già stata segnalata nella letteratura geologica alla fine del 1800. SEGUENZA (1873) individuava nei Monti

Nebrodi una zona inferiore ad argille scagliose grigio o brune ed una superiore ad arenarie grossolane a granuli di quarzo e cemento siliceo. Qualche anno dopo BALDACCI (1886) segnalava una formazione argilloso-arenacea costituita da argille brune ed arenarie quarzose del Miocene inferiore, soprastanti alle argille scagliose dell'Eocene inferiore.

Denominata "Formazione di Geraci Siculo" da ACCORDI (1958), essa viene inquadrata nell'ambito della geologia del Mediterraneo da OGNIBEN (1960), che per primo riconosce la continuità strutturale tra il Numidien nord-africano e la formazione siciliana, proponendo la denominazione di Flysch Numidico.

CAIRE & MATTAUER (1960) confermano l'identità litologica degli affioramenti siciliani di Flysch Numidico con quelli del "Numidien" del Marocco, Algeria e Tunisia.

La collocazione strutturale del flysch numidico nell'ambito dell'orogene è stato argomento di notevoli controversie nella letteratura geologica. Questo aspetto è stato sempre strettamente connesso alla provenienza del detrito quarzoso, di cui la formazione è costituita, specialmente in merito all'originaria area sorgente dei sedimenti, se cioè questi derivassero da zone orogeniche ovvero da aree cratoniche africane (OGNIBEN, 1960; 1963a; DUEÉ, 1969, 1970; BROQUET, 1970; CAIRE, 1970; WEZEL, 1973, 1974; GRASSO *et alii*, 1978; GIUNTA, 1985; LENTINI & TORTORICI, 1986; BIANCHI *et alii*, 1987).

Gli Autori che hanno privilegiato la provenienza del quarzo da aree africane assegnavano la formazione a domini esterni, prossimi ad aree di alimentazione cratoniche. È questo il caso di OGNIBEN (1960) che attribuiva la formazione al "Complesso Basale" (o Imerese) e pertanto la collocava in posizione strutturale profonda. Al contrario diversi Autori di scuola francese riconoscevano, per analogia con le aree maghrebine, una posizione del flysch numidico associato alle argille scagliose di derivazione interna (DUEÉ, 1969, 1970; BROQUET, 1970).

La maggior parte degli Autori ha riconosciuto invece la presenza di successioni numidiche in differenti posizioni strutturali e riferibili a diversi paleodomini, a prescindere dal problema della provenienza del quarzo. Il flysch numidico costituisce infatti la copertura terrigena delle successioni pelagiche del bacino Imerese, dei sedimenti carbonatici della piattaforma Panormide, nonché delle successioni sedimentarie sicilidi, originariamente più interne.

GIUNTA (1985) propone il termine di Flysch Numido-Siciliano (*Numidoide* degli Autori francesi) per i sedimenti depositi nel bacino ubicato sul margine passivo africano, la cui deformazione ha dato origine alle Unità Maghrebidi esterne, mentre restringe il termine di Flysch Numidico (*Numidien* degli Autori francesi) a quello poggiante stratigraficamente sulle più interne unità Sicilidi; ciò per analogia con la terminologia adottata in letteratura sia nella Catena Betica, che nelle Maghrebidi nord-africane. Secondo il medesimo Autore, l'inizio degli apporti da aree sorgenti interne, dimostrato dalle arenarie arcose e dalle lita-

reniti, segna la fase di chiusura del bacino numidico a partire dal Burdigaliano superiore-Langhiano.

Una sostanziale revisione delle unità del Flysch Numidico viene proposta da BIANCHI *et alii* (1987) che, sulla base di analisi sia di superficie che di sottosuolo, hanno dimostrato che questa formazione è disposta in scaglie ripetute, scollate dal loro originario substrato mesozoico, e pertanto hanno distinto diverse unità tettoniche. Queste, ordinate dal basso verso l'alto e presumibilmente dalle più esterne a quelle più interne, sono:

1) **Unità Gagliano**: nota solo in sottosuolo, ancora relativamente radicata sul substrato di tipo imerese, costituisce la roccia serbatoio dei campi gassiferi di Gagliano (Enna);

2) **Unità Serra del Bosco**: forma delle culminazioni affioranti soltanto nella Provincia di Enna, poco a nord di Leonforte (Foglio 623 "Nicosia"), e costituisce un elemento strutturale intermedio tra le successioni numidiche sepolte e quelle di superficie nelle aree orogeniche a sud del F. Salso; il tetto dell'unità presenta un intervallo langhiano a marne e quarzareniti glauconitiche che la apparenterebbero con le successioni terrigene delle unità maghrebidi più esterne (Unità di M. Judica).

3) **Unità Maragone**: affiorante estesamente nelle Madonie e nel settore occidentale della Provincia di Messina, è stata attraversata dal sondaggio omonimo e dal pozzo Pizzo Bellafontana 1, e costituisce presumibilmente la copertura delle unità carbonatiche Panormidi presenti nelle Madonie e nei Monti di Palermo. I pozzi citati hanno attraversato 2200 m di successione, costituita dal basso da:

- 1200 m di prevalenti quarzareniti passanti verso l'alto ad un'alternanza di argille e argille siltose con intercalati banconi quarzarenitici potenti fino a 50 m;
- 150 m di argille ed argille siltose con rare intercalazioni quarzarenitiche;
- 400 m di un'alternanza quarzarenitico-argillosa;
- 500 m di prevalenti argille siltose scure con subordinate intercalazioni arenacee.

4) **Unità di M. Salici**: è costituita nella zona tipo (in Provincia di Enna) da una porzione basale potente circa 500 m di prevalenti argille nerastre con sottili livelli quarzosiltitici, passanti verso l'alto ad alcune centinaia di metri di quarzareniti in grossi banchi alternati a sottili livelli di argille brune.

5) **Unità di Nicosia**: occupa una posizione strutturale più elevata e si rinviene in associazione con le sequenze pelitiche delle Unità Sicilidi. È costituita da "argille varicolori" con intercalazioni di siltiti micacee, di quarzareniti a grana finissima e di microconglomerati a clasti metamorfici d'età Oligocene, passanti verso l'alto a circa 150 m di argilliti brune e quarzareniti dell'Aquitano, sormontate a loro volta da un intervallo di marne e arenarie micacee con clasti andesitici di età burdigaliana (WEZEL, 1974; BROQUET *et alii*, 1975; HOJES & ANDREIEFF, 1975; GRASSO *et alii*, 1987a; CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1991).

La suddivisione proposta da BIANCHI *et alii* (1987) mostra un quadro completo

e di notevole dettaglio, in cui la distinzione delle unità numidiche è stata operata sulla base sia delle geometrie che su dati stratigrafici. In effetti il quadro strutturale può essere ulteriormente semplificato analizzando l'equivalenza di posizione strutturale tra le unità precedentemente descritte.

I dati raccolti durante i rilevamenti dei fogli in oggetto hanno consentito, infatti, un parziale riesame dei rapporti geometrici tra le unità numidiche estendibili anche in profondità per la reinterpretazione delle linee sismiche utilizzate in BIANCHI *et alii* (1987) e per il Progetto CROP (Progetto Crosta Profonda) (FINETTI Ed., 2005). Ne è risultato un quadro, in cui si riconosce un vasto orizzonte strutturale basale costituito da scaglie embriciate del flysch numidico dell'Unità di Maragone, equivalente alle Unità di Serra del Bosco e di Gagliano delle aree ennesi. Su questo orizzonte profondo poggiano tettonicamente unità numidiche completamente flottanti attribuibili alle unità di Nicosia e di M. Salici-M. Castelli. Queste ultime sono differenziabili solo per i caratteri stratigrafici, ma risultano strutturalmente assimilabili e per questo entrambe ascritte all'Unità tettonica Sicilide.

In ambito CARG l'Unità numidica di Nicosia, più interna e geometricamente superiore, ha assunto la denominazione di flysch numidico - membro Nicosia (FYN₄), mentre l'Unità di M. Salici-M. Castelli è stata denominata flysch numidico - membro M. Salici (FYN₃).

La successione numidica (FYN₄), caratterizzata da un intervallo Cretacico superiore-Miocene inferiore ad Argille Variegata, è assimilabile, nell'area nebrodica, a gran parte del "Flysch Numidico parautoctono" di OGNIBEN (1960) e come tale cartografato nel Foglio "Mistretta" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972). L'unità FYN₃ comprende parte delle successioni un tempo ritenute radicate in profondità e per questo precedentemente assegnate al flysch numidico profondo, nella posizione realmente occupata dall'Unità di Maragone.

Nell'area di M. Salici (Foglio 623 "Nicosia"), l'unità numidica FYN₃ costituisce una serie di monoclini regolari caratterizzate da bancate quarzarenitiche alternate ad argille brune del Miocene inferiore poggianti su un substrato di argille grigiastre e a tratti varicolori a Tubotomaculum (FYN_{3a}) di età Oligocene superiore, mentre non sono mai stati ritrovati orizzonti stratigraficamente più antichi, sebbene siano presenti alcuni lembi di calcilutiti bianche, tradizionalmente ascritte alla formazione di Polizzi, che potrebbero rappresentare il livello basale di scollamento dell'intera successione.

Alla stessa unità sono correlabili le potenti sequenze argilloso-quarzarenitiche riconoscibili nella dorsale nebrodica, dalla zona a sud di Mistretta (M. Castelli) fino alla valle del T. Furiano (Foglio 598 "S. Agata di Militello), in ricoprimento tettonico sulle sequenze numidiche dell'Unità di Maragone.

All'unità del flysch numidico più profonda, l'Unità di Maragone, sono stati attribuiti i terreni che costituiscono la culminazione della dorsale nebrodica.

Già segnalato come “Flysch Numidico” nella legenda del “Foglio Mistretta” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1972), affiora in una serie di duplicazioni tettoniche embricate che tendono a radicarsi in profondità al tetto di sequenze carbonatiche di tipo “panormide”, come segnalato dai dati di sottosuolo (BIANCHI *et alii*, 1987; FINETTI *et alii*, 2005a). Per questo legame con i termini di piattaforma tale unità è già stata assegnata all’Unità tettonica Panormide anche sulla base di due elementi fondamentali. Il primo è di carattere litologico: la successione numidica dell’Unità di Maragone affiorante mostra livelli di argilliti brune con inclusi noduli algali e cespi corallini che ne sanciscono la contiguità con le serie carbonatiche. Il secondo è di carattere geologico regionale: i dati strutturali di letteratura (GHISSETTI & VEZZANI, 1977), confermati da successive analisi geomorfologiche (CATALANO, 1996), segnalano una surrezione plio-pleistocenica della dorsale nebrodica, che avrebbe comportato una risalita recente di unità un tempo in posizione molto profonda. In ambito CARG questa successione viene denominata flysch Numidico–membro Geraci Siculo (FYN₅).

In sintesi le successioni numidiche di Nicosia e di M. Salici sarebbero totalmente sradicate e si sovrappongono in sottosuolo ad altre successioni di flysch numidico (FYN₅) complessivamente solidali, anche se più o meno parzialmente scollate, con il substrato carbonatico mesozoico e che culminano in corrispondenza della dorsale nebrodica. È interessante notare che proprio in corrispondenza della dorsale al tetto dell’unità numidica profonda affiora la sola Unità di M. Salici-M. Castelli a sua volta ricoperta direttamente dai terreni dell’Unità Sicilide di Monte Soro. Questa occupa, in aree diverse, la stessa posizione dell’Unità di Nicosia. Questo aspetto è di notevole importanza per ricostruire l’originario legame tra le unità numidiche e le altre unità sicilidi.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Nell'odierna configurazione geologica del Mediterraneo centrale, l'orogene appenninico-maghrebide costituisce la dorsale montuosa che dall'Appennino meridionale, attraverso l'Arco Calabro-Peloritano e la Sicilia, prosegue oltre il Canale di Sicilia verso le coste del Maghreb in Africa settentrionale (Fig. 1).

Nel segmento dell'orogene appenninico-maghrebide affiorante in Sicilia settentrionale sono distinguibili tre principali domini orogenici (*sensu* LENTINI *et alii*, 1994), che rappresentano tutta la fascia deformata che si estende dall'Africa settentrionale fino all'Appennino centrale. Essi formano tre edifici a thrust tettonicamente sovrapposti, ognuno dei quali assume il rango di "catena", distinta da proprie coperture sin- e tardo-orogeniche, di età via via più recente negli edifici più esterni. Ciascuno dei domini orogenici si è originato dalla deformazione di un determinato paleosettore crostale che caratterizzava la paleogeografia della regione. La tripartizione dell'orogene, di conseguenza, è interpretabile come il risultato del controllo dei lineamenti tettonici mesozoici sulla migrazione neogenica dei *thrust* (LENTINI *et alii*, 1996a). I tre domini orogenici, in Sicilia, disegnano complessivamente una geometria a *duplex* di estensione regionale derivante dalla sovrapposizione tettonica di un elemento pellicolare, costituito da due edifici alloctoni, la Catena Kabilo-Calabride, non presente nella Sicilia occidentale, ma riconosciuta nel Tirreno meridionale nell'"Alto di Solunto", e la Catena Appenninico-Maghrebide; ambedue sono sovrascorsi su un sistema a thrust prevalentemente sepolto, il Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1990a, 1990b, 1996b, 2000) ovvero Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (FINETTI *et alii*, 2005a). Nell'insieme l'edificio orogenico è pertanto in accavallamento, con vergenza meridionale, sulle aree deformate del margine del Blocco Pelagiano (BUROLLET *et alii*, 1978). Quest'ultimo appartiene all'avampaese africano ed è

caratterizzato da un'estesa crosta continentale con una potente copertura carbonatica. L'avampaese in Sicilia affiora in corrispondenza del *Plateau Ibleo* (in Sicilia sud-orientale) e della Piattaforma Saccence (in Sicilia sud-occidentale), ed è connesso, attraverso il Canale di Sicilia, al continente africano.

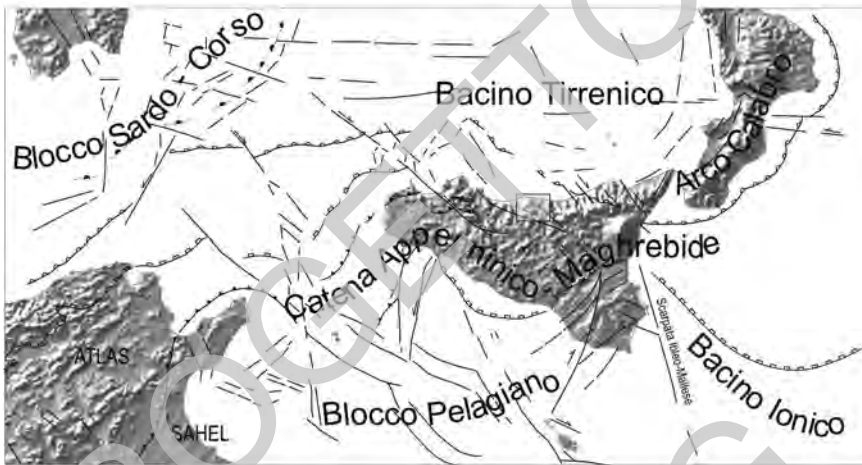


Fig. 1 – Principali domini strutturali del Mediterraneo centrale; nel riquadro l'area dei fogli "Cefali" e "Castelbuono" (da LENTINI et alii, 1995, modificato da BARRECA et alii, 2010).

Verso est invece l'avampaese è rappresentato da una vasta area a crosta oceanica, il Bacino Ionico, esteso fino alle Ellenidi e, verso nord, fino al margine della microplacca adriatica (FINETTI, 1982; FINETTI & DEL BEN, 2005; FINETTI et alii, 1996, 2005a, 2005b). Il settore di transizione tra l'Avampaese Ibleo e il Bacino Ionico è interessato da una gradinata di faglie ad andamento meridiano, la Scarpata Ibleo-Maltese, che rappresenta un lineamento ereditato dalla tettonica mesozoica e riattivato successivamente durante il Plio-Pleistocene (SCANDONE et alii, 1981; CARBONE et alii, 1982; LENTINI et alii, 1996a).

Verso nord l'avampaese ibleo-saccense si flette al di sotto dei domini orogenici e sottoscorre alle unità pellicolari alloctone, formando le avanfosse di Gela e di Castelvetrano attraverso una serie di faglie a gradinata che passano senza soluzione di continuità al Sistema a *Thrust* Esterno. Questo sistema a *thrust* si è formato, a partire dal Tortoniano, a spese del settore collassato dell'avampaese, quando questo era già sottoscorso alle unità alloctone dei domini orogenici più interni (LENTINI et alii, 1994; FINETTI et alii, 2005a) e si è quindi sviluppato nel sottosuolo, coinvolgendo passivamente nella deformazione anche le unità alloctone sovrastanti.

La Catena Appenninico-Maghrebide forma le dorsali dei Monti di Palermo–Madonie-Monti Nebrodi e costituisce un edificio alloctono di notevole spessore (fino a 7 km) (BIANCHI *et alii*, 1987) scollato dai rispettivi basamenti e poggiante tettonicamente sulle unità sepolte del Sistema a *Thrust* Esterno.

Essa si è originata a partire dall'Oligocene superiore ed è attualmente costituita da tre principali “complessi” litologici, individuati rispettivamente dallo scollamento delle coperture meso-cenozoiche della Tetide (unità caotiche sicilidi *s.l.*), e dalla successiva deformazione di coperture sedimentarie scollatesi sia da aree a crosta continentale (Unità Panormidi) sia oceanica (Unità Imeresi), queste ultime riferibili al paleodominio ionico (LENTINI *et alii*, 1996a; FINETTI *et alii*, 1996).

Le Unità Sicilidi *s.l.* occupano prevalentemente la posizione strutturale più elevata nell'ambito dell'edificio, ma possono andare a costituire il cuneo alloctono frontale della catena stessa (Falda di Gela). Esse si sono originate nel Paleogene come cuneo di accrezione, in seguito allo scollamento delle coperture sedimentarie dal pavimento oceanico tetideo (FINETTI *et alii*, 1996) e successivamente sono state trasportate *in toto* al tetto delle successioni depostesi nei paleodomini più esterni. Le Unità Sicilidi sono formate da unità tettoniche con diversi caratteri stratigrafico-strutturali, i cui reciproci rapporti geometrici si sono via via determinati per accrezioni successive al margine dell'originario cuneo di subduzione. Esse sono costituite da sequenze cretacico-paleogeniche prevalentemente argillitiche (Argille Varicolori *s.l.*) caratterizzate da coperture terrigene di diversa natura ed età in funzione della loro originaria posizione paleogeografica e del momento del loro coinvolgimento nel cuneo di accrezione. Le unità più interne, le “Argille Scagliose Superiori” e il flysch di M. Soro sono limitate ad un'età cretacica, essendo le relative coperture terziarie scollate e traslate in posizione più esterna (LENTINI *et alii*, 2000).

Al tetto delle altre unità sicilidi sono stati riconosciuti livelli terrigeni via via più recenti verso l'esterno, rappresentati rispettivamente da successioni miste tuffitico-silicoclastiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Tufiti di Tusa e/o Flysch di Troina-Tusa, GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI *et alii*, 1987, 2000; CARBONE *et alii*, 1990), passanti lateralmente a serie miste litarenitico-quarzarenitiche (Flysch Numidico dell'Unità di Nicosia, GRASSO *et alii*, 1987a) e, infine, da sequenze esclusivamente quarzarenitiche del Miocene inferiore-medio (Flysch Numidico dell'Unità di M. Salici e Marne di Gagliano; LENTINI *et alii*, 1987; 1996a; CARBONE *et alii*, 1990; oppure Flysch Numidico dell'Unità di M. Salici-M. Castelli, LENTINI, 2000).

Sulle unità appenninico-maghrebidi affiorano in discordanza i depositi relativi ad un ciclo deposizionale di età del Miocene inferiore-medio che nelle aree interne è rappresentato da una successione flyschoida a composizione arcocolica (formazione di Reitano) e in quelle esterne da una successione marnosa

langhiano-serravalliana (Marne di Gagliano, CARBONE *et alii*, 1990). A questi terreni sono sovrapposti successioni terrigene tortoniano e plio-pleistoceniche, che costituiscono il riempimento di bacini sospesi sulle falde, coevi con la deformazione in profondità del Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1994).

PROGETTO
CARG

IV – STRATIGRAFIA

1. – INTRODUZIONE E CRITERI

In questo capitolo vengono trattati i caratteri stratigrafici e giaciture dei terreni affioranti nei fogli “Cefalù” e “Castelbuono”, raggruppati per unità tettoniche disposte geometricamente dal basso verso l’alto. Tali unità sono delimitate da contatti tettonici (**sovrascorrimento principale**) estesi a livello regionale.

Nella definizione delle unità tettoniche non sono stati presi in considerazione quei contatti tettonici di accavallamento (**sovrascorrimenti secondari e faglie inverse**) che, in età successiva ai sovrascorrimenti principali, hanno riaccolto insieme di unità sovrapposte tettonicamente. Queste strutture isolano corpi rocciosi di limitata estensione areale e localmente sono responsabili dell’inversione geometrica dei rapporti tra le unità tettoniche coinvolte.

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 Imeresi e Panormidi, 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 (Tav. 1).

Sulla base dei criteri sopra esposti verranno di seguito descritte le successioni tettono-stratigrafiche nell’ordine della loro sovrapposizione iniziando da quelle più profonde affioranti.

1.1. - BIOSTRATIGRAFIA

Sono state campionate circa venti sezioni stratigrafiche e sono stati raccolti oltre 300 campioni sparsi. I campioni per le analisi a foraminiferi, curate dalla Prof.ssa R. Maniscalco, sono stati lavati attraverso una batteria di setacci, ma la frazione esaminata è stata quella maggiore di 62.5 micron. La Dott.ssa M.C. Marino ha eseguito analisi delle malacofaune e dei foraminiferi delle successioni di piattaforma su n. 17 campioni. La Dott.ssa A. Di Stefano ha eseguito le analisi per i nannofossili calcarei.

I campioni sono spesso affetti da intensi fenomeni di rimaneggiamento, per cui le età attribuite ai campioni analizzati con entrambi i metodi (nannofossili e foraminiferi) si devono considerare come limite inferiore o “non più antico di...”.

I campioni per analisi micropaleontologiche a foraminiferi e nannofossili calcarei sono stati sottoposti esclusivamente ad un’analisi qualitativa dell’abbondanza dell’associazione rispetto al preparato. Viene quindi valutata l’abbondanza secondo una scala che va dal campione sterile a quello ad associazione molto abbondante. È stata eseguita anche una valutazione qualitativa dello stato di conservazione dell’associazione (SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE, 1995).

Lo schema biostratigrafico, utilizzato per il nannoplancton calcareo, è quello di FORNACIARI & RIO (1996). Per i foraminiferi sono stati utilizzati gli schemi biostratigrafici di BOLLI & SAUNDERS (1985) per l’Oligocene e di IACCARINO (1985) per il Neogene e di CITA (1975) per il Pliocene. Per il Cretacico è stato utilizzato lo schema di PREMOLI SILVA & SLITER (2002).

2. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

2.1. - UNITÀ IMERESI

Le Unità Imeresi affiorano nelle Madonie occidentali (M. dei Cervi, Caltavuturo e Sclafani), nei Monti di Trabia e Termini Imerese, e nei rilievi a sud di Palermo.

Queste Unità, incluse da OGNIBEN (1960) in un Complesso Basale perché ritenute i termini geometricamente più profondi della struttura a falde della Catena Appenninico-Maghrebide, corrispondono anche alla “serie delle Madonie occidentali” di SCHMIDT & FRIEDBERG *et alii* (1960) e alla “serie paleoautoctona” di CERETTI & CIABATTI (1965), ed infine alla “serie di Sclafani” di BROUQUET (1968). Insieme alle Unità Sicane e di M. Judica fanno parte delle sequenze bacinali meso-cenozoiche denominate Ionidi (FINETTI *et alii*, 1996, 2005a) e costituiscono un elemento pellicolare alloctono che si sovrappone ad un Sistema a *Thrust* Esterno (CARBONE & LENTINI, 1990; LENTINI *et alii*, 1996b) o *Pelagian-Sicilian Thrust Belt* (FINETTI *et alii*, 2005a).

Nel suo insieme la successione imerese comprende terreni calcareo-siliceo-marnosi e silicoclastici di età estesa dal Triassico superiore al Miocene inferiore.

2.1.1. – Unità tettonica Monte dei Cervi

Relativamente all'area dei fogli “Castelbuono”-“Cefalù”, costituisce l'unità alloctona più profonda e affiora tra il versante orientale dei Monti dei Cervi (cfr. Foglio “Termini Imerese”) e quello occidentale della dorsale di Pizzo Carbonara.

2.1.1.1. – formazione Crisanti (CRI)

La formazione Crisanti (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960) è una monotona successione di argilliti silicee e radiolariti nere (ftaniti), di calcari selciferi policromi, diaspri in livelli decimetrici ben stratificati, alternati ad argilliti silicee di colore verde chiaro e grigio scuro, cui si intercalano corpi più o meno potenti di megabrecce calcaree e calcareniti risedimentate, di estensione da pluridecametrica a chilometrica, derivanti dal margine della piattaforma Panormide (Fig. 2).

Nell'area del Foglio “Castelbuono” affiora in una stretta fascia compresa tra Piano D. Formaggio e V.ne S. Nicola (bordo centro-occidentale, al confine col Foglio “Termini Imerese”).

La successione litostratigrafica è stata suddivisa in quattro membri (BASILONE *et alii*, 2001): delle radiolariti (CRI₁), delle breccie ad *Ellipsactinia* (CRI₂), marnoso spongolitico (CRI₃) e delle breccie a Rudiste (CRI₄). Nell'area del Foglio sono stati distinti solamente i membri CRI₂ e CRI₃. Quest'ultimo comprende i membri CRI₃ e CRI₄ del limitrofo Foglio “Termini Imerese”.

Limite inferiore della formazione non affiorante. Nel limitrofo Foglio “Termini Imerese” la formazione poggia in paraconcordanza con contatto netto sulle dolomie e breccie dolomitiche della formazione Fanusi, non affiorante nel Foglio “Castelbuono”, ed è limitata in alto dai vari litotipi della formazione Caltavuturo (CAL).

Lo spessore complessivo dell'unità nell'area del Foglio è di circa 50 m.

Ambiente deposizionale di scarpata-bacino pelagico (SCANDONE *et alii*, 1972).

L'età complessiva della formazione è Giurassico inferiore-Cretacico superiore (cfr. Fogli “Capo Plaia” - “Termini Imerese”, SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, sottoposto). I membri CRI₂ e CRI₃ ricadono nell'intervallo Giurassico superiore (Titonico)-Cretacico superiore.

2.1.1.1.1. - formazione Crisanti: membro delle breccie ad *Ellipsactinia* (CRI₂)

Corrispondono alle “Calciruditi e calcareniti ad *Ellipsactinia*” di LENTINI & VEZZANI (1974).

Si tratta di breccie calcaree di colore grigiastro, costituite da clasti di biocalciruditi e biocalcareniti risedimentate con frammenti di idrozoi (*Ellipsactinia* spp.), lamellibranchi, gasteropodi (nerineidi), coralli, alghe (*Clypeina jurassica*



Fig. 2 - Marne e argilliti silicee, rosse e giallastre, in lamine sottili e in strati da molto sottili a sottili, e livelli di calcareniti e calciruditi silicizzate di spessore variabile da pochi centimetri al metro, spesso lentiformi e con base erosiva.

FAVRE), articoli e piastre di crinoidi, foraminiferi arenacei, e tintinnidi nella scarsa matrice (*Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH). I vari litotipi citati costituiscono livelli continui a base erosiva (Fig. 3).

Nel limitrofo Foglio “Termini Imerese”, dove questo membro è estesamente affiorante e molto potente, le associazioni faunistiche riconosciute nei depositi ricadono nelle biozone a *Clypeina jurassica*, *Lithocodium aggregatum* e *Tubiphytes morronensis* (CHIOCCHINI *et alii*, 1994) e nelle biozone a *Crassicollaria* e a *Calpionella* (ALLEMANN *et alii*, 1971), che assegnano l'età Titonico-Berriasiano.

Limite inferiore non affiorante. Spessore variabile da 10 a 20 m.

Depositi da flussi gravitativi in ambiente di base di scarpata.



Fig. 3 – Breccie calcaree della formazione Crisanti (membro delle breccie ad *ellipsactinia* CRI₂). Loc.: Bevaio del Faggio ad ovest di P.la Arena (al confine con il Foglio “Termini Imerese”).

2.1.1.1.2. - formazione Crisanti: membro marnoso-spongolitico (CRI₃)

Corrispondono alle “Spongoliti” di LENTINI & VEZZANI (1974).

Si tratta di marne e argilliti silicee policrome di colore grigio, rosso, verde, giallo, in lamine millimetriche o in strati centimetrico-decimetrici (Figg. 4 e 5), alternate a livelli di calcareniti e calciruditi silicizzate di spessore da pochi centimetri al metro, spesso lentiformi e con base erosiva.

Il contenuto faunistico dell'intervallo basale è rappresentato prevalentemente da spicole di spugne, radiolari, ostracodi, foraminiferi bentonici e planctonici. Nel limitrofo Foglio “Termini Imerese” questo intervallo è suddiviso in due membri: CRI₃ e CRI₄. Nel membro CRI₃ sono stati rinvenuti *Ticinella primula* LUTERBACHER, *Rotalipora ticinensis* GANDOLFI e rari esemplari di *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), questi ultimi ricadenti nelle biozone di CARON (1985) a *Ticinella primula*, *Rotalipora ticinensis* e *Rotalipora apenninica* che datano l'Albiano, mentre nella parte superiore sono presenti frammenti di rudiste e *Orbitolina* sp. L'età complessiva del membro CRI₃ è Cretacico.

Limite inferiore erosivo su CRI₂. Spessore fino a 30 m.

Ambiente deposizionale di scarpata-bacino.



Fig. 4 - Marne e argilliti silicee della formazione Crisanti (membro marnoso-spongolitico CRI₃). Loc.: V.ne Madonie, al confine con il Foglio “Termini Imerese”.



Fig. 5 - Marne e argilliti silicee della formazione Crisanti (membro marnoso-spongolitico CRI₃). Loc.: a nord-ovest di P.la Colla (versante orientale di C.zo Piombino, al confine con il Foglio "Termini Imerese").

2.1.1.2. – formazione Caltavuturo (CAL)

La formazione Caltavuturo (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960) affiora lungo il versante orientale di Monte dei Cervi, tra Piano D. Formaggio a nord e P.la Colla-V.ne S. Nicola a sud.

È caratterizzata da calcari marnosi e marne di colore rosso, con intercalazioni di calcareniti e calciruditi bioclastiche (Scaglia *Auct.*). La successione dal basso verso l'alto è costituita da:

- calcilutiti e calcisiltiti a liste e noduli di selce rossastre o variamente colorate, in strati decimetrici, a luoghi silicizzati (Fig. 6a), con intercalazioni di calcari bioclastici a macroforaminiferi, frammenti di alghe e molluschi, gradati e laminati (Ta-b, Ta-c di Bouma) e frequenti *slumps*;
- calciruditi e calcareniti gradate e laminate, in strati decimetrici e con frequenti intercalazioni di marne tenere verdastre o rossastre e calcilutiti marnose con evidente laminazione parallela (Fig. 6b) ed abbondanti piste di limivori;
- marne e argilliti calcaree con calcareniti a macroforaminiferi intercalate e frequenti *slumps*.

La fauna più diffusa è rappresentata da foraminiferi planctonici a diversa di-



Fig. 6 - Calcari marnosi di colore variabile dal rosso al giallo al bianco organizzati in strati decimetrici (a), alternati a livelli marnosi centimetrici di colore rosso talora verdastro (b) della formazione Caltavuturo. Loc.: tra Bevaio del Faggio e Mandria del Conte (versante sud-occidentale di Pizzo Carbonara).

stribuzione stratigrafica, che indicherebbero un probabile rimaneggiamento, quali *Morozovella aragonensis* (NUTTALL), *Globigerina linaperta* FINLAY *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Hantkenina alabamensis* CUSHMAN, *Globigerina pseudovenezuelana* BLOW & BANNER; radiolari e spicole di spugna sono abbondanti in tutti i livelli. Nei livelli calcarenitici sono stati rinvenuti macroforaminiferi (*Nummulites* sp., *Discocyclina* sp.), frammenti di alghe, coralli, briozoi, molluschi e gasteropodi. Una fauna simile citano SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, (1960) per la sezione tipo di Vera Luce (Caltavuturo).

Limite inferiore netto in paraconcordanza sui terreni della formazione Crisanti (CRI).

Nei dintorni di P.la Colla la formazione raggiunge lo spessore massimo di circa 50 m.

La sedimentazione essenzialmente pelagica, il contenuto faunistico, e le strutture sedimentarie testimoniano un ambiente deposizionale tra il margine di piattaforma ed il bacino s.s. in cui correnti di fondo rielaboravano i depositi pelagici, mentre correnti di torbida ridepositavano i materiali carbonatici provenienti dal margine della piattaforma Panormide (ABATE *et alii*, 1982a, 1982b).

L'età è Paleocene-Eocene superiore.

2.1.1.3. – flysch numidico: membro Portella Colla (FYN₂)

È presente nel settore sud-ovest del Foglio lungo il versante orientale di Monte dei Cervi, da Piano D. Formaggio a nord a V.ne S. Nicola a sud. La continuità della formazione verso sud, mascherata da ingenti corpi di depositi detritici, si estende sino alle aree di C.da Rovola. Altri lembi affiorano, in finestra tettoni-

ca, sulla terminazione meridionale di Pizzo Carbonara, tra il V.ne Faguara e C.da Canna (versante orientale e meridionale di M. Daino); e nei pressi di Gibilmanna tra Rocca Stefàna e M. Puraccia.

La formazione è caratterizzata da prevalenti peliti di colore bruno scuro o grigio-bruno, talora manganesifere, a laminazione piano-parallela, con intercalazioni di arenarie fini e siltiti quarzose a cemento siliceo in livelli prevalentemente medio-sottili.

Nelle argille, spesso sterili, sono presenti rari foraminiferi bentonici (*Ammodiscus* sp. e *Glomospira* sp.) e planctonici, tra cui è significativa *Paragloborotalia acrostoma* (WEZEL). In letteratura (v. LENTINI & VEZZANI, 1974) vengono citate microfaune a *Globigerina ciperoensis angulisuturalis* BOLLI, *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *C. unicava* (BOLLI, LOEBLIH & TAPPAN) che assegnano alla formazione un'età oligocenica superiore.

Limite inferiore della formazione netto su CAL, discordante su CRI. Il limite superiore è definito dall'appoggio tettonico per sovrascorrimento principale della formazione Mufara (MUF) e dalle dolomie di M. Quacella (QUC) dell'Unità Panormide.

Spessore affiorante fino a 200 m; in sottosuolo a causa di ripetizioni tettoniche fino a 300 m.

Ambiente bacinale con apporti torbiditici quarzosi a grana fine.

L'età è Oligocene superiore.

2.2. - UNITÀ PANORMIDI

Sull'Unità Imerese si sovrappone tettonicamente una successione mesozoica di piattaforma carbonatica con una copertura terziaria marnosa e silicoclastica, nota in letteratura con il termine di Complesso Panormide. Questo nome, introdotto da TREVISAN (1960) per designare la successione mesozoica di scogliera dei Monti di Palermo, successivamente è stato usato da OGNIBEN (1960) per le Madonie e i Monti di Palermo ed esteso da OGNIBEN (1969) all'Appennino calcareo meridionale, riconosciuto come appartenente ad una medesima zona isopica e nella stessa posizione di alloctonia. Corrisponde anche ai "Depositi delle Madonie orientali" di SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960), alla "Zone du Panormide" di BROQUET (1968), alla piattaforma panormide di CATALANO *et alii* (1974) e di GIUNTA & LIGUORI (1974).

I terreni riferiti alle Unità Panormidi affiorano estesamente dai Monti di Palermo alle Madonie orientali, ma sono presenti nel sottosuolo dei Monti Nebrodi sino alla Linea di S. Fratello (LENTINI *et alii*, 1996a), dove costituiscono il substrato sepolto al di sotto del cuneo di scaglie tettoniche numidiche e sicilidi, e sono note soltanto dai dati di pozzo (v. Titolo Tettonica).

Nel territorio dei fogli in esame sono rappresentate dall'Unità tettonica Monte S. Salvatore, geometricamente inferiore, caratterizzata da successioni di margine di piattaforma fortemente lacunose, e dall'Unità Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara in posizione superiore, caratterizzata da successioni di ambiente neritico di piattaforma carbonatica *s.s.* e laguna di retroscogliera (CATALANO & D'ARGENIO, 1978, 1982; FINETTI *et alii*, 2005a). La differenziazione delle due unità tettoniche si basa sulla sovrapposizione di una potente successione triassico-cretacica interessata da una "Scaglia" del Cretacico superiore su una successione dolomitica prevalentemente triassica sormontata da una "Scaglia" eocenica evolvente ad una copertura pelitico-quarzarenitica (argille di Portella di Mandarini-GPM e flysch numidico-FYN₅). È quindi evidente la diversa evoluzione paleoambientale delle due successioni citate, ed in particolare l'assenza di termini giurassico-cretacici nell'Unità di Monte S. Salvatore, dovuta probabilmente ad una lunga fase erosiva dei termini di margine della piattaforma, da mettere in relazione con le breccie intercalate nella successione imerese. A questa fase segue poi la sedimentazione emipelagica (Scaglia). La distinzione tra le due unità non può essere ovviamente praticata per quanto riguarda le coperture numidiche ed in particolare nelle aree al di fuori dei fogli in esame.

Le successioni delle due unità tettoniche affiorano nel settore occidentale e nord-occidentale dei fogli, sovrapposte tettonicamente ai terreni imeresi dell'Unità M. dei Cervi (LENTINI & VEZZANI, 1974; ABATE *et alii*, 1988c).

2.2.1 – Unità tettonica Monte S. Salvatore

È delimitata a nord dal fronte di sovrascorrimento secondario dell'Unità di Pizzo-Dipilo-Pizzo Carbonara che si estende attraverso Piano D. Formaggio, M. Mufara, versante meridionale di M. Ferro, Rocca Gonato. A sud l'area di affioramento dell'unità è definito dal contatto di sovrascorrimento principale orientato circa est-ovest delle Unità Sicilidi lungo l'allineamento Polizzi Generosa-C.zo Castellaro (a nord di Petralia Sottana)-P.la dei Bifolchi. L'unità tettonica è inoltre presente più a nord tra il F. Pollina e il T. Buonanotte (tra Pollina e S. Mauro Castelverde).

2.2.1.1. - Formazione Mufara (MUF)

La Formazione Mufara (MUF) (SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii*, 1960) affiora estesamente sul versante meridionale di Pizzo Carbonara, tra P.la Arena e M. Mufara, tra C.da Canna e V.ne Faguara, e al nucleo dell'anticlinale M. Quacella-M. Daino. Vengono attribuiti a questa formazione anche isolati

blocchi di calcari ad *Halobia* spp. (MUF_a) presenti ad est di Pizzo di Sant’Otiero (ad est di Monte S. Salvatore).

La formazione è costituita da argilliti, marne calcaree, calcilutiti con radiolari e lamellibranchi pelagici (*Halobia* spp.), calcareniti e brecce risedimentate a foraminiferi arenacei, frammenti di alghe, coralli, gasteropodi e rari ammonoidi (Fig. 7).



Fig. 7 - Calcari marnosi grigio-giallastri ad assetto caotico (a) ed argilliti di colore grigio-nerastro della Formazione Mufara. Loc.: ad ovest di C. Faguara.

Nell’area tipo la formazione è rappresentata dal basso verso l’alto da:
 -argille, argille marnose e/o siltose verdastre o grigio scuro, giallastre per alterazione, contenenti talora impronte di *Halobia* sp e di *Estheria* sp. (LENTINI & VEZZANI, 1974; GRASSO *et alii*, 1978), oltre a radiolari, ostracodi, foraminiferi arenacei, gasteropodi nani e piccoli lamellibranchi piritizzati, alternate a;
 -calcilutiti nere (Fig. 8) a volte laminate e calcari marnosi grigi fittamente stratificati (2-20 cm) (Fig. 9), intensamente tettonizzate, talora interessate da fenomeni di *slumping*, contenenti lamellibranchi (*Halobia* sp.), radiolari ed impronte di ammoniti; -a vari livelli sono intercalati corpi carbonatici lentiformi di calcareniti e calciruditi risedimentate, talora gradate, i cui elementi, a volte immersi in matrice argillosa, possono raggiungere dimensioni superiori al metro; sono ricchi in alghe, frammenti di molluschi, echinidi e articoli di crinoidi.

Al passaggio alle soprastanti dolomie della formazione di M. Quacella (QUC) si osservano impronte di bioturbazione e strutture da corrente (*ripple-mark*), come nel V.ne Faguara tra Pizzo Cana e M. Daino.

Il contenuto faunistico, oltre alle suddette faune nane, consiste in rari resti di ammonoidi indeterminabili e tracce di alghe. SCHMIDT DI FRIEDBERG *et alii* (1960) oltre ad *Halobia* spp. segnalano la presenza di *Posidonomia gemellaroi* DE LORENZO, che permettono di attribuire la formazione al Triassico superiore. MARTINI *et alii* (1991a, 1991b) attribuiscono i depositi della Formazione Mufara al Carnico sulla base di uno studio condotto su depositi affioranti nelle Madonie



(M. Mufara, V.ne Faguara, M. Daino ed Isnello) e nei Monti di Palermo. Nel limitrofo Foglio “Termini Imerese” vengono citate faune a *Posidonomia gemellaroi*, *Halobia* sp. e *Daonella* sp., del Carnico medio-superiore.

Limite inferiore non affiorante. La formazione è troncata alla base dal contatto tettonico di sovrascorrimiento principale sui depositi del flysch numidico, membro di Portella Colla (FYN₂); il limite superiore alla

Fig. 8 - Particolare dei calcari grigio-nerastri ricchi di vene calcitiche della Formazione Mufara. Loc:- M. Mufara-M. Daino. Gli affioramenti presentano scarsa continuità laterale dato il generale assetto caotico della formazione.



Fig. 9 - Calcari grigio-giallastri ben stratificati in strati decimetrici alternati a livelli marnosi centimetrici della formazione Mufara affioranti nei pressi del V.ne Faguara.

formazione di M. Quacella (QUC) è sfumato e graduale per la presenza di intercalazioni di banchi di calcari dolomitici e dolomie.

Lo spessore dell'unità varia tra 0 e 80 m.

L'ambiente di sedimentazione è emipelagico e pelagico.

L'età è Carnico.

2.2.1.2. - formazione di Monte Quacella (QUC)

La Formazione di Monte Quacella (CERETTI & CIABATTI, 1965), o Dolomie di Monte Quacella (LENTINI & VEZZANI, 1974; GRASSO *et alii*, 1978), affiora prevalentemente nella parte meridionale del gruppo montuoso di Pizzo Carbonara (Figg. 10 e 11), nei lembi isolati di C.zo Scaletta d'Alfano (Fig. 12) e nella zona di Serra l'Ostia (tra Pollina e S. Mauro Castelverde).



Fig. 10 - Dolomie e calcari dolomitici bianco-grigiastri a stratificazione massiva o indistinta. Versante orientale di M. Daino.

È costituita da doloareniti e doloruditi con vuoti e cavità (strutture geopetali) riempiti da cristalli di dolomite e di ossidi di ferro, e che presentano rari fantasmi di fossili e resti di megalodonti. Sono caratterizzate da stratificazione massiva, o indistinta per fratturazione e milonitizzazione, e da intercalazioni di megabrecce a clasti calcarenitici e calciruditi di piattaforma carbonatica contenenti rari fossili (alghe, spugne, frammenti di coralli e foraminiferi).

Per la loro posizione stratigrafica e sulla base della presenza di *Megalodus*



Fig. 11 - Dolomie e calcari dolomitici bianco-grigiastri, rosati all'imbrunire, della formazione di Monte Quacella. A valle del coronamento rupestre è visibile l'ampia fascia di coltre detritica del deposito di versante a_a . Loc.: versante occidentale di M. Quacella.

sp. citata da CERETTI (1965) e CERETTI & CIABATTI (1965), e dalle indicazioni di OGNIBEN (1960), il quale segnala una fauna tipica del Retico-Hettangiano, la formazione viene riferita al Triassico superiore-Giurassico inferiore.

Limite inferiore sfumato e graduale sulla Formazione Mufara.

Lo spessore della formazione è estremamente variabile, nella località tipo raggiunge i 500 m.

Le dolomie e breccie dolomitiche rappresentano depositi di scarpata e base di scarpata di piattaforma carbonatica, ambiente in cui massicce porzioni del mar-

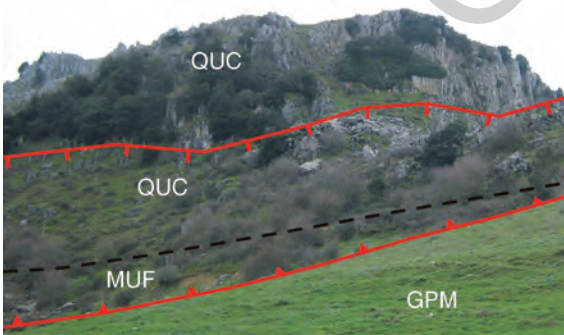


Fig. 12 - Dolomie e calcari dolomitici bianco-grigiastri a stratificazione massiva o indistinta intensamente fratturate (linea rossa con dentini=faglia normale; linea rossa con triangolini=sovrascorrimento secondario; linea nera a tratto=limite stratigrafico). Loc.: versante sud-occidentale di C.zo Scaletta d'Alfano.

gine della piattaforma franavano lungo ripidi versanti (corrispondenti a faglie sin-sedimentarie). Secondo ABATE *et alii* (1982a, 1982b) e CATALANO & D'ARGENIO (1982), questi sedimenti vengono interpretati come megabrecce dovute alla tettonica tensile del Lias inferiore legata all'apertura della Tetide.

L'età è Triassico superiore-Giurassico inferiore.

2.2.1.3. - Formazione di Cozzo Cipollazzo (CZG)

Corrisponde alle Marne e calcari marnosi rosati tipo "Scaglia" *p.p.* di LENTINI & VEZZANI (1974) e GRASSO *et alii* (1978).

La formazione affiora nell'area di C.zo S. Giorgio (a nord-ovest di Geraci Siculo), e tra C.zo Cipollazzo e Serra L'Ostia (tra Pollina e S. Mauro Castelverde).

È costituita da prevalenti marne di colore rosso vinaccia e giallastro, in strati sottili (2-5 cm) passanti verso il basso a calcilutiti marnose grigie e verso l'alto ad argille colore tabacco con sottili intercalazioni di biomicruditi (Figg. 13 e 14) a macroforaminiferi (*Nummulites* spp., *Assilina* spp., *Operculina* spp.).

COLTRO (1967) descrive una sezione stratigrafica ubicata a nord di S. Mauro Castelverde, potente 110 m, in cui è rappresentato tutto l'Eocene e l'attribuisce alla Formazione di Gratteri *p.p.* di OGNIBEN (1960). L'Autore nel terzo inferiore della sezione segnala un'associazione microfaunistica a *Globorotalia aragonensis* NUTTALL, *G. wilcoxensis* CUSHMAN & PONTON dell'Eocene inferiore, e *Globorotalia bullbrooki* BOLLI e *G. crassata* (CUSHMAN) del passaggio Eocene inferiore-Eocene medio; inoltre nella parte mediana e superiore della sezione segnala *Globorotalia centralis* CUSHMAN & BERMUDEZ e *Globigerina venezuelana* HEDBERG con *Globigerinatheka* sp. indicative dell'Eocene superiore.



ig. 13 - Alternanza di calcilutiti rosse, ben stratificate e organizzate in strati centimetrici, e di marne sottilmente stratificate di colore rosso o bianco con intercalazioni decimetriche di livelli a clasti carbonatici risedimentati. Loc.: C.zo Cipollazzo.

Nell'ambito del progetto CARG la formazione è stata campionata presso C.zo S. Giorgio. Le associazioni a foraminiferi ritrovate sono povere e mal conservate; l'unica forma rinvenuta in due differenti campio-



Fig. 14 - La formazione di Cozzo Cipollazzo, affiorante tra C.zo Scaletta d'Alfano e Pla di Mandarinini, presenta colorazione giallastra ed è organizzata in strati calcareo marnosi centimetrici fittamente fogliettati alternati a livelli marnosi.

ni prelevati nella parte alta dell'unità appartiene a *Turborotalia cf. cerroazulensis* (COLE) dell'Eocene superiore.

Il limite inferiore della formazione è netto su QUC (Fig. 15); il limite superiore, ove non coincidente con la superficie topografica, è definito dall'appoggio stratigrafico delle soprastanti argille di Portella di Mandarinini (GPM).

A C.zo Cipollazzo l'unità raggiunge lo spessore massimo di circa 100 m.

Pelagiti di ambiente bacinale.

L'età complessiva della formazione è Eocene.



Fig. 15 - Contatto stratigrafico discordante tra le dolomie della formazione di M. Quacella (QUC) e le marne giallastre della formazione di Cozzo Cipollazzo (CZG). Loc.: ad ovest di C. Buonanotte, tra C.zo Cipollazzo e Serra L'Ostia.

2.2.1.4. – argille di Portella di Mandarinini (GPM)

La formazione argille di Portella di Mandarinini, definita da LENTINI & VEZZANI (1974) e descritta da GRASSO *et alii* (1978), costituisce un intervallo argilloso caratterizzato dalla presenza di blocchi e lenti di breccie carbonatiche derivanti

dallo smantellamento dei depositi della piattaforma carbonatica Panormide. Questi ultimi corrispondono alle Calciruditi di Cozzo S. Giorgio di OGNIBEN (1963b) e al Wildflysch e calcirudite di Cozzo S. Giorgio di LENTINI & VEZZANI (1974) e GRASSO *et alii* (1978). OGNIBEN (1960-63) designa col termine di Wildflysch di M. San Salvatore l'insieme dei blocchi di breccie calcaree presenti nel "Membro di Portella Colla" del Flysch Numidico, indicando così "gli arrivi più distali dei materiali panormidi entro il bacino di sedimentazione della miogeosinclinale imerese". GRASSO *et alii* (1978) includono nel Wildflysch di M. San Salvatore il livello calciruditico di Cozzo S. Giorgio, ritenuto da OGNIBEN (1960) e da WEZEL (1970) trasgressivo sulla sottostante successione panormide, alle breccie calcaree intercalate alle "Argille di Portella di Mandarini".

I rilevamenti condotti nell'ambito del progetto CARG e le specifiche osservazioni effettuate sulle caratteristiche sedimentologiche delle megabreccie, nonché l'età della formazione e le considerazioni di ordine generale (v. Titolo Tettonica), portano ad escludere che tali depositi siano legati al trasporto orogenico delle piattaforme panormidi sulle successioni imeresi. Non si può confermare cioè che si tratti di un wildflysch, ma si propende a considerare le breccie carbonatiche come prodotto dallo smantellamento del margine della piattaforma durante la sedimentazione del flysch numidico nell'Oligocene superiore.

Affiora ampiamente nell'area del Foglio "Castelbuono" sviluppandosi alle pendici del gruppo montuoso di Monte S. Salvatore-M. Cavallo-M. Pene-M. Scalone; lungo il versante in destra del T. Mandarini da C.da Cataratti (a nord-ovest di Petralia Sottana) a P.la di Mandarini (Fig. 16), da qui si estende verso nord lungo il V.ne Canna fino ai piedi di Pizzo Canna. Affiora inoltre attorno alla dorsale calcareo-dolomitica di C.zo Scaletta D'Alfano, su entrambi i versanti del V.ne Giardinello fino a sud di Geraci Siculo; da qui continua verso nord lungo il



Fig. 16 - Blocchi di megabreccie dolomitico-calcaree intercalati nelle argille di Portella di Mandarini, nell'omonima località.

V.ne Salice e il T. Grosso fino all'altezza di C.da Pollara e verso sud fino nei pressi di P.la dei Bifolchi. La formazione, senza le intercalazioni delle breccie carbonatiche, affiora estesamente anche nella zona di Borrello (tra C.zo Cipollazzo e Serra L'Ostia) (Figg. 17 e 18), al di sopra delle marne CZG prima descritte.

Si tratta di argille sil-

tose fogliettate di colore tabacco, talora manganesifere, con rarissimi strati sottili (4-5 cm) di siltiti quarzose cromaticamente “zonate” e di arenarie (GPM), frequentemente attraversate da dicchi sedimentari di materiale arenaceo spessi fino a 20 cm, ben visibili nei calanchi sul fondovalle del T. Grosso a nord di Geraci Siculo, come già segnalato da COLACICCHI (1958).

Il contenuto faunistico delle argille è caratterizzato da radiolari e foraminiferi agglutinanti di scarso significato stratigrafico. Sono inoltre presenti rare forme di *Globigerina ciperoensis* BOLLI e *Globorotalia opima nana* BOLLI delle biozone a *Globorotalia opima opima* e a *Globigerina ciperoensis*, che assegnano l'Oligocene superiore.

Nelle peliti, a diversa altezza stratigrafica, si intercalano blocchi e lenti di megabrecce e/o megaconglomerati, mal classati, costituiti in prevalenza da clasti calcarei o dolomitici, per lo più giurassici, da spigolosi a sub-arrotondati (GPM_a); frammenti di organismi di scogliera (alghe, coralli, gasteropodi, etc.), e rari clasti di marne rosate eoceniche. Tra le breccie si rinvencono siltiti a struttura fluitale con sciami di ciottoli calcarei arrotondati dovuti a flussi di fango. Le me-



Fig. 18 - Argille siltose colore tabacco fittamente fogliettate della formazione delle argille di Portella di Mandarinini. Loc.: a sud di Serra L'Ostia.



Fig. 17 - Argille siltose di colore bruno nerastro con intercalazioni di siltiti quarzose della formazione delle argille di Portella di Mandarinini. Loc.: nei pressi di C. S. Giorgio, a nord-ovest di Geraci Siculo.

gabrecce e i megaconglomerati, in banchi di 1-3 m, sono formati da clasti di diametro fra 1 e 20 cm; in alcuni casi invece coesistono blocchi di dimensione variabile dal centimetro a 5-10 m. Lo spessore delle lenti varia da qualche decimetro ad alcune decine di metri.

Affiorano in notevole numero attorno al

gruppo montuoso di Monte S. Salvatore-M. Cavallo, tra M. Scalone, Pizzo di Sant’Otiero e Rocca Vaccaro (Fig. 19), e ad est di Pizzo Canna fino al V.ne Giardinello; lembi minori sono presenti a sud di Pizzo di Corvo, in destra del T. Mandarini.



Fig. 19 – Lenti di megabrecce e/o megaconglomerati (GPM_0) a clasti calcareo-dolomiti meso-cenozoici intercalati nelle peliti della formazione argille di Portella di Mandarini (GPM). Loc.: Marcato Piano dei Lupi, versante orientale di Madonna dell’Alto, a sud-est di Monte S. Salvatore.

Limite inferiore continuo sulla formazione di Cozzo Cipollazzo (CZG), erosivo sulle dolomie della formazione di Monte Quacella (QUC).

Lo spessore, estremamente variabile, sul versante orientale di Monte S. Salvatore raggiunge la potenza massima di circa 500 m.

Ambiente deposizionale di scarpata-base di scarpata su cui si sviluppano processi gravitativi di tipo *grain flow* e *debris flow* che convogliano materiale carbonatico extrabacinale, e di tipo torbiditico per i corpi gradati e laminati quarzoarenitici.

L’età è Oligocene superiore.

2.2.1.5. – flysch numidico – membro Geraci Siculo (FYN_5)

Costituisce la formazione più estesamente presente nel territorio dei fogli in esame, affiorando quasi ininterrottamente da Castel di Tusa sul versante tirrenico al settore meridionale del Foglio “Castelbuono” lungo il parallelo a nord di Polizzi Generosa-Petralia Sottana-M. della Grassa.

Il membro di Geraci Siculo (FYN_5) è costituito da un intervallo basale ad argilliti nerastre a stratificazione indistinta, passanti verso l’alto ad una sottile alternanza di argilliti nerastre e quarzosiltiti di colore ocre all’alterazione, brunastre al taglio fresco (Fig. 20) e ad argille brune, cui si intercalano quarzareniti giallastre in grossi banchi (FYN_{5a}) (Figg. 21 e 22), più frequenti nella parte

medio alta della successione. Le areniti hanno grana da fine a grossolana; sono inoltre presenti livelli e passate conglomeratici gradati e/o caotici in abbondante matrice quarzosa.

Le argille nere sono caratterizzate da microfaune a *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, *Catapsydrax dissimilis* CUSHMAN & BERMUDEZ, *Paragloborotalia* cfr. *kugleri* (BOLLI). Nelle argille brune apicali microfaune a *Globigerinoides trilobus* REUSS, *Dentoglobigerina altispira* CUSHMAN & JARVIS, *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *P. siakensis* (LE ROY). Nei medesimi livelli sono presenti associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate da *Helicosphaera ampliapertura* e *Sphenolithus heteromorphus* (Biozona MNN4a, di FORNACIARI & RIO, 1996). I livelli quarzoarenitici sono sterili o contengono rare forme di foraminiferi agglutinanti.

Limite inferiore in continuità e graduale su GPM; superiormente l'unità è troncata dal contatto di sovrascorrimento principale di vari termini delle Unità Sicilidi.

La successione è più volte scagliata tettonicamente, simulando di fatto uno spessore apparente tra 400 e 800 m.

Ambiente di scarpata deposizionale, in cui si sviluppano processi da flussi gravitativi (*grain flow* e *debris flow*) con apporto di materiale carbonatico extra-bacinale, e di conoide sottomarina con flussi torbiditici.

L'età è Oligocene superiore–Miocene inferiore (Burdigaliano).



Fig. 20 - Sottile alternanza di argilliti neraste e quarzosiltiti di colore ocre nei livelli medio-bassi del flysch numidico FYN₅. Loc.: versante meridionale di Pizzo di Corvo (a sud-ovest di Geraci Siculo).



Fig. 21 – Banconi di quarzareniti numidiche (FYN_{5a}) giallo-rossastre affioranti lungo il V.ne Sciarà Karsa, a nord-ovest di S. Mauro Castelverde.



Fig. 22 – Banconi quarzarenitici, di spessore metrico per amalgamazione, del flysch numidico – membro di Geraci Siculo (FYN_{5a}). Loc.: Pizzo Catarineci (a sud-ovest di Geraci Siculo).

2.2.2. – Unità tettonica Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara

È presente nel settore occidentale dei fogli in oggetto estendendosi da Cefalù a nord, all'allineamento M. Mufara-M. Ferro-Rocca Gonato a sud, confinata tra il contatto di ricoprimento dei terreni sicilidi dell'Unità tettonica di Troina-Tusa a nord, e quello di sovrascorrimento secondario dell'Unità tettonica di Monte S. Salvatore a sud. Sono stati riferiti a questa unità tettonica anche i terreni oligocenici (GPM) affioranti a C.zo Quattro Finaite tra T. Castelbuono-T. Malpertugio-V.ne Linate.

2.2.2.1. – Formazione Mufara (MUF)

Affiora in un limitato lembo sul versante orientale di C.zo S. Biagio (tra Gibilmanna e Cefalù).

La formazione è costituita (Fig. 23) da un'alternanza di prevalenti argilliti marnose, talora siltose, grigio-verdi con impronte di Halobie, di calcisiltiti e arenarie a grana fine di colore grigio, verde o vinaccia, avana all'alterazione, di calcari marnosi bluastrì fossiliferi, di calcari selciferi finemente laminati con livelli sottili di calcite fibrosa a struttura "cone in cone".

Limite inferiore non affiorante. La formazione è troncata alla base dal contatto tettonico di sovrascorrimento principale sui depositi del flysch numidico,



Fig. 23 – Alternanza di prevalenti argilliti marnose colore ocre o verdastro, di calcisiltiti e arenarie a grana fine grigi della Formazione Mufara. Loc.: C.zo S. Biagio.

membro di Geraci Siculo (FYN₅); il limite superiore alle dolomie di Isnello (DIS) è sfumato e graduale.

Lo spessore è circa 20 m.

L'ambiente di sedimentazione è emipelagico e pelagico.

L'età è Carnico.

2.2.2.2. – dolomie di Isnello (DIS)

Affiorano lungo il T. Isnello a nord-ovest del paese omonimo, nell'alto strutturale orientato NE-SO, e a C.zo S. Biagio.

L'unità è costituita da calcari dolomitici grigi passanti a dolomie massive vacuolari, doloareniti e doloruditi a stratificazione indistinta, a luoghi con rare intercalazioni doloarenitiche spesso con fantasmi di organismi.

Limite inferiore graduale sulla Formazione Mufara; nel limitrofo Foglio "Termini Imerese" l'appoggio della formazione su MUF è meccanico e spesso tettonizzato.

La formazione, potente poche decine di metri a C.zo S. Biagio, nell'area di Isnello raggiunge lo spessore massimo di 500 m.

L'ambiente è di piattaforma carbonatica aperta passante a scarpata superiore.

L'età, per posizione stratigrafica, è Triassico superiore.

2.2.2.3 – calcari e dolomie di Pizzo Carbonara (PZA)

Formazione costituita da associazioni di litofacies tipiche di ambiente di piattaforma carbonatica dove le biolititi a spugne ed idrozoi rappresentano le zone di scogliera biocostruita e quelle marginali (**PZA_a**), le calcilutiti e le calcareniti a lamellibranchi costituiscono i livelli di retroscogliera, le stromatoliti e loferiti ad intraclasti e bioclasti con breccie di disseccamento rappresentano la piana litorale (**PZA_b**).

I litotipi riferibili alla litofacies **PZA_b** sono costituiti da dolomie, calcari stromatolitici e loferitici ad intraclasti e bioclasti, calcari dolomitici e calcareniti ad alghe e foraminiferi bentonici, breccie loferitiche e filoni sedimentari.

Il contenuto faunistico è rappresentato soprattutto da lamellibranchi (*Megalodon* sp.), gasteropodi, foraminiferi ed alghe (*Diplopora* sp.).

L'ambiente è di laguna e retroscogliera.

Le facies eteropiche di scogliera (**PZA_a**) affiorano nel versante settentrionale di M. Mufara, a Piano Battaglia, nel versante occidentale e meridionale di Pizzo Carbonara. Successioni ben esposte sono visibili lungo la pista che porta in cima a M. Mufara, lungo la strada che da P.la Colla porta a Piano Battaglia, lungo il versante occidentale di Pizzo Carbonara.

La litofacies **PZA_a** è rappresentata da biolititi a coralli e spugne, biolititi a spugne e idrozoi, calcareniti oolitiche, calcareniti e calciruditi coralgali, breccie intraformazionali.

La fauna è caratterizzata principalmente da associazioni di spugne, idrozoi, foraminiferi incrostanti e coralli, tipiche di un ambiente di scogliera biocostruita e di zone di interscogliera.

Questi depositi, molto studiati dal punto di vista paleontologico, contengono una fauna a: *Cheilosporites tirolensis* WAHNER, *Cryptocoelia cylindrica* SENOWBARI-DARIAN & RIGBY, *Ruscospongia lupensis* (SENOWBARI-DARIAN), *Panormida priscae* (SENOWBARI-DARIAN), *Battaglia major* (SENOWBARI-DARIAN & SCHAFER), *Battaglia minor* (SENOWBARI-DARIAN & SCHAFER), *Platythalamilla siciliana*, *Cribrothalamia gulloae*, *Cribrothalamia madoniensis* caratteristica del Norico (SENOWBARI DARIAN, 1990). La fauna citata proviene da campioni sparsi della parte inferiore della formazione; per posizione stratigrafica l'età viene estesa al Giurassico inferiore (Lias).

Limite inferiore non affiorante o tettonico per sovrascorrimento secondario.

La litofacies **PZA_b** nel settore settentrionale del massiccio del Carbonara raggiunge lo spessore di 500 m, la litofacies **PZA_a** nel versante orientale di M. Ferro raggiunge lo spessore di 600 m.

2.2.2.4. – calcari di Pizzo Manolfo (CTI)

Questi depositi, noti in letteratura come “Rosso Ammonitico”, affiorano in piccoli livelli spesso lenticolari, nel versante settentrionale di Monte Mufara, nei pressi della vetta di Pizzo Carbonara, nel versante occidentale di Pizzo Carbonara, e nei versanti orientali di M. Ferro e di Pizzo Spina Puci.

La formazione è caratterizzata da calcari nodulari ad ammoniti, calcareniti a crinoidi, calcilutiti a brachiopodi e lamellibranchi pelagici, e calcilutiti rossastre silicizzate.

I principali litotipi riconosciuti, sono:

- a) calcari di colore grigio chiaro o rossastro a granulometria arenitico-ruditica, costituiti da articoli di crinoidi (encriniti); talvolta associati ai calcari si rinvengono croste e noduli ferromanganesiferi che conferiscono al deposito un colore rosso brunastro (*hard-grounds*).
- b) calcari arenitico-ruditici di colore grigio chiaro, costituiti da un notevole accumulo di valve di lamellibranchi (*Bositra buchi* (ROEMER)), noti in letteratura come “lumachella a Posidonia”.
- c) seguono, con spessore variabile e geometria lenticolare, calcari e calcilutiti di colore dal grigio al bianco, dal giallo chiaro al rosa, omogenei e a frattura

concoide. Si presentano ben stratificati e talvolta laminati. Contengono ammoniti di forme e dimensioni variabili; spesso associati (o alternati) a questi calcari ammonitiferi si rinvencono livelli con crinoidi, con esili valve di lamellibranchi pelagici e con qualche raro rostro di belemnite. Lungo il versante settentrionale di M. Mufara questo intervallo contiene *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK, *Nautiloculina* cf. *oolitica* MOHLER, *Nautiloculina bronnimanni* ARNAUD VANNEAU & PEYBERNES, *Mohlerina basiliensis* (MOHLER), *Glomospira* sp., *Tubiphytes* sp., *Charentia evoluta* (GORBATCHIK), insieme ad abbondanti Miliolidae e frammenti di echinidi.

Limite inferiore netto e discontinuo su PZA_a. Lo spessore varia tra qualche metro e circa 20 m. Ambiente deposizionale di *seamount* pelagico.

L'età è Giurassico medio-superiore.

2.2.2.5. – calcari di Piano Battaglia (PNB)

Unità litostratigrafica costituita da terreni di piattaforma carbonatica riferibili ad un ambiente di laguna e/o retroscogliera (PNB_a), e da scogliera a margine di piattaforma (PNB_b).

Litofacies PNB_a: Affiora a nord di Isnello sul versante orientale di M. Puraccia, a sud del paese tra C.da Madonna Lume e Farchio e lungo la dorsale di M. Balatelli e C.zo Balatelli; nel massiccio del Carbonara forma i rilievi di Pizzo Antenna o della Principessa, quello di Pizzo Scolonazzo, e più a sud quelli tra M. Spina Puci e versante nord-occidentale di M. Ferro.

È costituita da calcari e calcari dolomitici stromatolitici e loferitici, calcareniti oolitiche, calcilutiti ad alghe e foraminiferi.

Una sezione bene esposta è visibile lungo la strada Gratteri-Isnello e sul versante meridionale di Pizzo Dipilo (Foglio “Termini Imerese”, subito ad ovest di Isnello). La successione, studiata in dettaglio da CATALANO *et alii* (1974), è caratterizzata da un'alternanza di:

- calcari stromatolitici di colore grigio, a laminazione parallela, in strati spessi tra 10 e 40 cm circa;
- lamine a peloidi, intraclasti e bioclasti con rare ondulazioni di tipo loferitico, in cui molti dei granuli sono costituiti da frammenti di talli di alghe di tipo *Cayeuxia* sp. e di altre cianofitiche;
- depositi calcirudittici e calcarenitici a peloidi e bioclasti, alternati a livelli stromatolitici, a calciruditi e calcareniti bioclastiche in strati spessi tra 50 cm e 2 m. A luoghi sono presenti nidi di macrofossili (prevalentemente gasteropodi) e livelli oncolitici;
- piccoli ammassi algali, stratiformi, in cui predominano i talli di cianofitiche

(*Cayeuxia* sp.) nodulari, con spessore di qualche decimetro e discreta continuità laterale;

- alternanza di calcareniti e calciruditi coralgali di colore grigio, in strati più o meno regolari spessi 20-150 cm, in cui è facile osservare grossi lamellibranchi interi, frammenti di coralli ed alghe.

La ricca fauna è rappresentata soprattutto da lamellibranchi, gasteropodi (talora nerinee), foraminiferi (principalmente litolidi e textularidi) e alghe; in misura minore da echinodermi, esacoralli, spugne, anellidi e ostracodi. Tra le alghe abbondano cianofeece tipo *Cayeuxia* sp., *Thaumatoporella* sp. e dasicladacee (*Salpingoporella* aff. *istriana* GUSIC e *Clypeina jurassica* FAVRE).

Le associazioni di litofacies descritte sono tipiche di ambienti sedimentari di piattaforma carbonatica dove le calcareniti e le calciruditi coralgali rappresentano le zone marginali, le calciruditi e le calcareniti a peloidi, le calcareniti e calciruditi bioclastiche con livelli oncolitici rappresentano i livelli di retroscogliera, le stromatoliti e loferiti ad intraclasti e bioclasti con breccie di disseccamento rappresentano la piana litorale.

Limite inferiore netto sulle dolomie di Isnello (DIS).

Spessore della litofacies massimo 300 m.

L'ambiente deposizionale è di laguna e/o retroscogliera.

L'età è Titonico.

Litofacies PNB_p: I terreni riferiti a questa litofacies affiorano a Piano Battaglia, a M. Spina Puci, a M. Ferro, a Pizzo Carbonara e a M. Scalone. Una magnifica sezione affiora ben esposta a Piano Battaglia, tra M. Spina Puci ed il versante settentrionale di M. Mufara.

Si tratta di depositi carbonatici massivi o mal stratificati costituiti da calcari e calcari dolomitici bioclastici, al cui interno spesso è possibile riconoscere corpi biocostruiti a geometria lenticolare dello spessore della decina di metri ed estensione dell'ordine delle centinaia di metri. Gli organismi costruttori sono rappresentati da cespi di coralli (Fig. 24a, b, c) per lo più in posizione di vita, ellipsactinie, spugne (Fig. 24d), idrozoi, echinidi, caprine, nerinee e rudiste, *etc.*; ai margini di questi corpi biocostruiti si sviluppano calcareniti oolitiche, bioalcareniti, bioalciruditi a frammenti di organismi di scogliera in livelli decimetrici; a luoghi si rinvencono livelli calcilititici ricchi in ammoniti.

La fauna di questa successione studiata da SENOWBARI-DARIAN *et alii* (1994) è costituita prevalentemente da ellipsactinidi (idrozoi o spugne), dacolonie di chetetidi (spugne), da alghe calcaree tra le quali: *Anisoporella* sp., *Clypeina jurassica* FAVRE, *Epimastoporella jurassica* (ENDO), *Neoteutoporella socialis* (PRATURLON), *Salpingoporella annulata* CAROZZI, *S. enayi*, *S. ettaloni*, *S. johonsoni* JOHNSON, *S. pygmaea* (GUMBEL), *Suppiluliumaella delphica* (CARAS), *Thaumatoporella parvovesiculifera* RAINERI, *Solenopora helvetica*

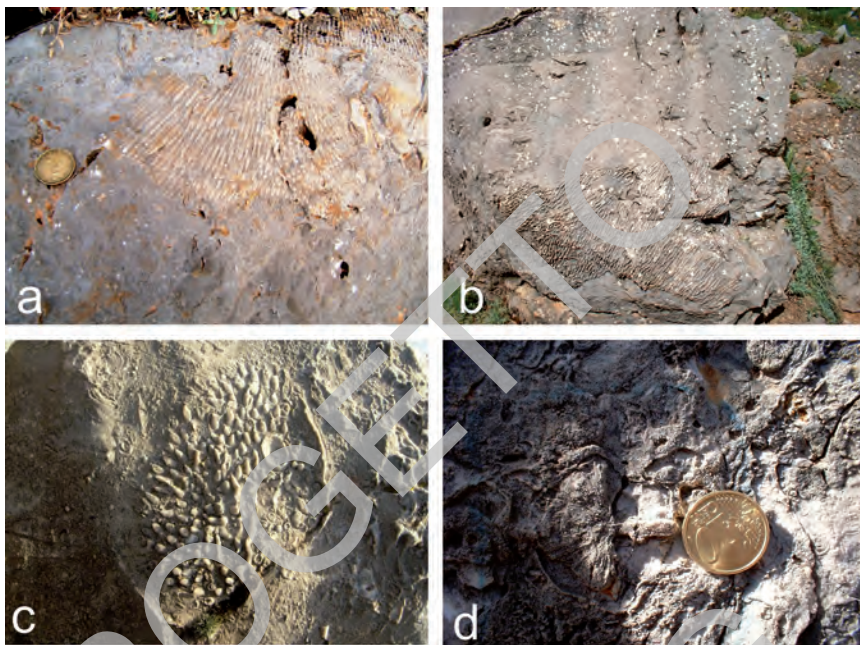


Fig. 24 – Calcari a coralli (a, b, c) e a spugne (d) della formazione dei calcari di Piano Battaglia, litofacies PNB₁, Loc.: Piano Battaglia, versante meridionale di Pizzo Carbonara.

di età Giurassico superiore e da *Neoteutloporella socialis* e *Nipponophycus ramosus*, e da foraminiferi quali *Trocholina alpina* (LEUPOLD), *Protopenneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK), *Charentia evoluta* (BUCUR *et alii*, 1996) riferibili all'intervallo Giurassico superiore-Cretacico inferiore.

Depositi tipici di ambiente di scogliera, al cui interno le biolititi a coralli e spugne costituiscono dei *patch reef*, mentre le biocalcareniti e le biocalciruditi rappresentano le zone di interscogliera dove venivano depositi i frammenti ed i detriti provenienti dalla erosione delle aree biostruite.

Limite inferiore netto su CTI e PZA_a. Spessore della litofacies fino a 500 m.

L'età della formazione è Giurassico superiore (Titanico)-Cretacico inferiore (Berriasiano-Valanginiano).

2.2.2.6. – formazione di Cefalù (CEU)

La formazione, denominata Calcari di Cefalù da LENTINI & VEZZANI (1974) e GRASSO *et alii* (1978), affiora nel settore nord-occidentale dell'omonimo Foglio, dove costituisce morfologicamente la caratteristica Rocca di Cefalù che si erge

lungo la costa tirrenica al centro dell'abitato. Altri lembi di questa formazione sono presenti nel Foglio "Castelbuono" ad est di Gibilmanna, dove costituiscono la stretta dorsale orientata NNE-SSO di C.zo Carcarello-Rocca S. Nicola.

L'unità è caratterizzata da calcari biocostruiti e calcari dolomitici recifali a rudiste di colore grigio-bluastro, oolitici o pseudoolitici in grossi banchi (Figg. 25 e 26) con presenza di breccie intraformazionali e dicchi nettuniani riempiti da calcilutiti e marne in facies di Scaglia (Rocca di Cefalù), e da prevalenti calcareniti e calcilutiti pellettifere a gasteropodi, in strati di 50 cm - 1 m (C.zo Carcarello).

Il contenuto faunistico delle biolititi è rappresentato da rudiste (caprinidi e ratiolitidi), oltre a gasteropodi, coralli, alghe e briozoi. A C.zo Carcarello tra i foraminiferi presenti nelle calcareniti a nerineidi, CATALANO *et alii* (1974) citano Textulariidae, Orbitolinidae, *Cuneolina scarsellai* DE CASTRO e *C. cfr. pavonia* HENSON indicative di un'età aptiano-albiana.

I "Calcari di Cefalù" sono stati datati in letteratura al Giurassico superiore-Cretacico superiore (GRASSO *et alii*, 1978) sulla base di ritrovamenti di rudiste, coralli coloniali, alghe e foraminiferi e, nella parte mediana della formazione del genere *Orbitolina*. I foraminiferi rinvenuti da un'analisi dettagliata della successione (v. Appendice 1) hanno età Cenomaniano medio-superiore (Biozona a *Rotalipora cushmani*).

La base della formazione non è affiorante. I termini riconosciuti nella Rocca di Cefalù mantengono una generale giacitura monoclinica verso NE.

Spessore affiorante da qualche decina di metri a sud di Rocca S. Nicola a circa 300 m nella Rocca di Cefalù.

Ambiente di piattaforma carbonatica interna.

L'età complessiva della formazione è Albiano-Turoniano.

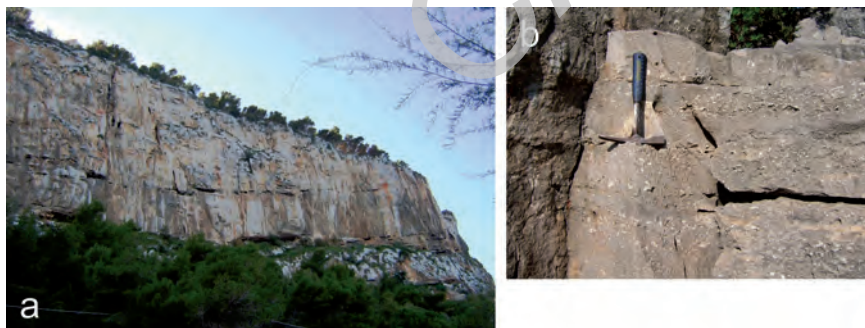


Fig. 25 – a) Calcari biocostruiti e calcari dolomitici recifali di colore grigio-bluastro, in grossi banchi, ambrati all'alterazione, della formazione di Cefalù. b) particolare.

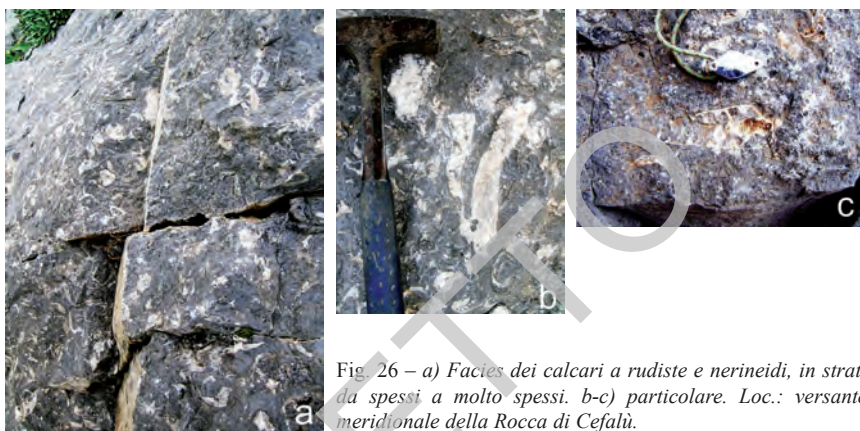


Fig. 26 – a) *Facies dei calcari a rudiste e nerineidi, in strati da spessi a molto spessi. b-c) particolare. Loc.: versante meridionale della Rocca di Cefalù.*

2.2.2.7. – formazione di Cozzo Balatelli (CZB) (cfr. Fm. Amerillo, Foglio “Termini Imerese”)

La formazione, già segnalata e descritta da CERETTI (1962) col nome di Formazione di M. Balatelli, o come Marne e calcari marnosi rosati tipo “Scaglia” da LENTINI & VEZZANI (1974) e GRASSO *et alii* (1978), affiora in limitati lembi lungo il versante settentrionale di Pizzo Carbonara tra C.da Manistalle e C. Aculeia, a C.da S. Giovanni, a C.zo Balatelli e a M. Balatelli. Inoltre affiora in piccoli lembi, non cartografabili alla scala della carta, a M. Ferro (sul versante meridionale di Pizzo Carbonara). Tracce di questi depositi si rinvengono irregolarmente distribuiti in cavità paleocarsiche e dentro filoni sedimentari sia nei depositi triassici che in quelli triassico-cretacici.

Si tratta di calcilutiti, calcisiltiti marnose e marne bianche a foraminiferi planctonici e radiolari, in strati di 10-30 cm, con intercalazioni di breccie carbonatiche (Fig. 27)



Fig. 27 - *Calcisiltiti marnose della formazione di Cozzo Balatelli (CZB) affioranti tra C.se Aculeia – C.zo Cirino (a) con intercalazioni di breccie carbonatiche (b).*

A C.zo Balatelli è stata ritrovata un'abbondante fauna a *Globotruncana* cf. *falsostuarti* SIGAL, *Globotruncana* cf. *lapparenti* BROTZEN, *Globotruncanella havanensis* (VOORWIJK), *Globotruncana* sp., del Campaniano-Maastrichtiano. La fauna rinvenuta nei filoni è costituita dai seguenti foraminiferi planctonici: *Marginotruncana sigali* (REICHEL), *Dicarinella primitiva* (DALBIEZ), *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), *Marginotruncana pseudolinneiana* PESSAGNO, *Marginotruncana marginata* (REUSS) del Turoniano (Zona a *M. sigali*-*D. primitiva* di PREMOLI SILVA & SLITER, 1999).

Limite inferiore discordante sui calcari delle formazioni PNB_a e PZA_b. Spessore fino a 130 m.

Ambiente deposizionale di base di scarpata e bacino pelagico. L'età è Cretacico superiore.

2.2.2.8. – formazione di Gratteri (GRT)

La formazione di Gratteri (OGNIBEN, 1960) affiora sul versante nord-occidentale del massiccio di Pizzo Carbonara, lungo una fascia orientata SO-NE estesa da nord-ovest di M. Balatelli fino a Isnello-Madonna Lume ed oltre fino a C.da Gallefina.

È costituita da argille marnose, calcilutiti e calcisiltiti a foraminiferi planctonici e radiolari con livelli di calcareniti a macroforaminiferi (nummuliti) e di megabreccie e, verso l'alto, intercalazioni decimetriche di arenarie quarzose.

Una buona esposizione è visibile all'entrata meridionale del centro abitato di Isnello, dove dal basso verso l'alto si hanno: argille marnose, marne di colore verdastro o grigio con intercalazioni di biocalcareniti e biocalciruditi a macroforaminiferi, gradate e laminate in strati di 10-30 cm, e livelli di megabreccie calcaree o blocchi singoli (olistoliti). Seguono marne, calcilutiti e calcilutiti marnose grigie, in strati da centimetrici a decimetrici, argille in livelli centimetrici verdastre, a volte caotiche per frammenti sinsedimentari. Sono intercalati blocchi singoli o strati e banchi di biocalcareniti e biocalciruditi a geometria lenticolare, base erosiva, gradate e laminate, e ricche in fossili risedimentati (litotamni, orboidi, nummuliti, alveoline, frammenti di molluschi, gasteropodi, echinidi, *etc.*). Verso l'alto si ha un arricchimento graduale in arenarie fini, peliti e marne simili a quelle del flysch numidico.

L'analisi petrografica effettuata nella Sezione Isnello (CARASCI, 2001) ha messo in evidenza due componenti: una quarzosa ed una carbonatica, con quest'ultima che diminuisce gradualmente verso i livelli stratigraficamente più alti al passaggio col flysch numidico (FYN₅) o con le marne di Castelbuono (MCU) fino a scomparire del tutto in quest'ultimo. Nella parte bassa della successione, invece, i livelli calcilutitici si alternano a quelli quarzarenitici, evidenziando una pluralità di apporti sedimentari.

BROQUET (1968) attorno all'abitato di Gratteri (nel limitrofo Foglio "Termini Imerese") nei livelli inferiori della formazione riconosce *Chapmannina gassinensis* SILVESTRI, *Spaerogypsina* sp., con discocicline e amphistegine, attribuite all'Eocene superiore, ed un intervallo soprastante contenente *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina euapertura* JENKINS e *Globigerina gr. tripartita* (KOCH) attribuite all'Oligocene. Analoghe associazioni faunistiche vengono segnalate da LENTINI & VEZZANI (1974) e GRASSO *et alii* (1978) in diverse aree di affioramento della formazione.

Le analisi effettuate nell'ambito del presente Foglio, su campioni prelevati nella Sezione Isnello hanno confermato l'attribuzione della parte medio-alta della formazione di Gratteri all'Oligocene sulla base della presenza di *Catapsydrax dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ), *Globorotalia opima nana* (BOLLI) e *Paragloborotalia opima opima* (BOLLI). Verso l'alto la formazione passa in continuità al flysch numidico. I livelli di passaggio contengono *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER e *Globigerinoides trilobus immaturus* LEROY.

Limite inferiore netto ed erosivo sulla formazione di Cozzo Balatelli (CZB) e sui calcari di Piano Battaglia (PNB_a), mediante una superficie irregolarmente ondulata. Il contatto è caratterizzato da un livello brecciato di qualche metro, intensamente carsificato dove la matrice e il riempimento delle cavità paleocarsiche è costituito da una lutite e/o siltite giallastra ricca in radiolari e foraminiferi planctonici (*Globotruncana* sp.).

Lo spessore è di circa 100 m. Ambiente da margine di piattaforma a bacino.

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

2.2.2.9. – argille di Portella di Mandarinì (GPM)

Affiorano a nord dell'abitato di Castelbuono nell'area di C.zo Quattro Finaite.

La formazione è costituita da peliti e argilliti brune talora manganesifere, argille e argille siltose (GPM) con intercalazioni lenticolari di calcareniti di colore grigio-acciaio e di brecciole a macroforaminiferi passanti a conglomerati a grana minuta ad elementi mesozoici, di quarzareniti finissime e di peliti scagliettate grigie o marrone (GPM_a). Queste intercalazioni sono simili a quelle presenti nella formazione GPM dell'Unità tettonica di Monte S. Salvatore (v. paragrafo 2.2.1.4.), se ne differenziano per una maggiore continuità laterale.

Nelle argille a diverse altezze stratigrafiche sono stati raccolti campioni sparsi caratterizzati, oltre che da radiolari e foraminiferi arenacei di scarso valore stratigrafico, dalle seguenti associazioni: *Catapsydrax* sp., *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Globigerina tapuriensis* BLOW & BANNER, *Globigerina sellii* (BORSETTI) e *Paragloborotalia opima nana* BOLLI, *Globorotalia continuosa* BLOW, *Paragloborotalia* cf. *siakensis* (LEROY). Le associazioni permettono di

attribuire la formazione all'Oligocene.

Limite inferiore della formazione erosivo sulle dolomie della formazione di Monte Quacella (QUC), o tettonico per sovrascorrimento secondario sulle marne di Castelbuono (MCU). Spessore 200-400 m.

L'ambiente è di bacino–scarpata deposizionale con pelagiti silicee e risedimenti di piattaforma carbonatica.

L'età complessiva della formazione è Oligocene superiore.

2.2.2.10. – flysch Numidico – membro Geraci Siculo (FYN_5)

Non esistono caratteri composizionali e strutturali distintivi delle successioni numidiche FYN_5 riferite all'unità tettonica di Monte S. Salvatore e a quella dell'Unità tettonica Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara.

La formazione è costituita da argilliti nerastre a stratificazione indistinta, passanti verso l'alto ad argille brune, cui si intercalano quarzareniti e quarzoruditi giallastre matrice sostenuti, in grossi banchi (FYN_{5a}) (Figg. 28 e 29).



Fig. 28 – Grossi banchi di quarzareniti del flysch numidico – membro Geraci Siculo (FYN_5). Loc.: Torre Kalura (a est di Cefalù).



Fig. 29 - Grossi banchi di quarzareniti del flysch numidico – membro Geraci Siculo (FYN₃). Loc.: Torre Conca (a sud-ovest di Capo Raisigerbi).

Nella zona del T. Malpertugio, ad est dell'abitato di S. Ambrogio (Fig. 31), e a S. Francesco (ad ovest di Pòllina) (Fig. 32) la porzione basale della formazione è costituita da un intervallo inferiore ad argille brune e quarzosiltiti laminare e cementate (cemento siliceo), contenente diatomee, radiolari e rari foraminiferi planctonici, tra cui *Catapsydrax* cf. *dissimilis* (CUSHMAN & BERMUDEZ) e *Globorotalia opima nana* (BOLLI) di età Oligocene superiore. Nei livelli sommitali sono presenti i foraminiferi *Paragloborotalia stakensis* (LE ROY) e



Fig. 30 – Argilliti nerastre a stratificazione indistinta (FYN₃) passanti verso l'alto a quarzareniti e quarzoruditi giallastre in grossi banchi (FYN_{5a}) Loc.: Rocca delle Femmine (a sud di Stazione di Castelbuono).



Fig. 31 - Successione numidica costituita, in basso, da termini argillosi con sottili intercalazioni di quarzosiltiti laminate, in alto da facies arenacee. Loc.: basso corso del T. Malpertugio.

Globigerinoides trilobus (REUSS) riferibili alla Zona a *Globigerinoides trilobus* (IACCARINO, 1985) del Burdigaliano superiore.

Le argille nere contengono microfaune a *Globigerinoides primordius*, *Catapsidrax dissimilis*, *Paragloborotalia* cfr. *kugleri*. Nelle argille brune apicali sono presenti microfaune a *Globigerinoides trilobus*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globoquadrina dehiscens* e *P. siakensis*, e

nannofossili caratterizzati da *Helicosphaera ampliaperata* e *Sphenolithus heteromorphus* (Biozona MNN4a, di FORNACIARI & RIO, 1996).



Fig. 32 - a) Alternanza di strati medio-spessi di peliti nere e arenarie quarzose del flysch numidico - membro Geraci Siculo (FYN₃). b) particolare. Loc.: S. Francesco (ad ovest dell'abitato di Pollina).

Limite inferiore graduale su GPM, netto su GRT, erosivo su PNB_a e CEU.

Spessore fino a 400 m. Ambiente deposizionale di scarpata-bacino.

L'età della formazione è Oligocene superiore-Miocene inferiore (Burdigaliano).

2.2.2.11. – marne di Castelbuono (MCU)

Originariamente denominata Formazione di Castelbuono da WEZEL (1970) e attribuita al Langhiano, o considerata come “Membro di Portella Colla” di età Oligocene presente nella “finestra di Castelbuono” (OGNIBEN, 1960), affiora molto più estesamente di quanto si supponesse estendendosi in prevalenza nel settore nord-orientale del Foglio “Castelbuono”. È delimitata a nord dal fronte di sovrascorrimento secondario del flysch numidico (FYN₅) che decorre tra Gibilmanna, Pollina e Tusa. Ampi lembi più meridionali sono presenti ad est di Geraci Siculo (a C.da Pollara), nella dorsale C.zo S. Pietro-Pizzo Còsimo-Pizzo Pantaleo-C.zo Marino, a C.da Gallina, e lungo le sponde di V.ne Trigna (a sud di Castel di Lucio), in sovrascorrimento secondario sui diversi termini dell’Unità tettonica di Nicosia.

È costituita da argille marnose di colore giallo ocra all’alterazione, grigio scuro al taglio (Fig. 33), e da quarzosiltiti in strati sottili con frequenti intercalazioni di megastrati di marne di colore da giallastro a grigio chiaro. Le quarzosiltiti, in genere omogenee, sono spesso micacee, presentano laminazione parallela, talora obliqua determinata da strutture da corrente (*ripple marks* asimmetrici) e sulla



Fig. 33 - Argille marnose di colore grigio scuro, con livelli di quarzosiltiti in strati sottili e clasti sub-arrotondati di quarzareniti. Loc.: V.ne Chiuso, versante nord-occidentale di Pizzo Carbonara.

superficie di strato tracce di bioturbazione. Tra i banconi di marne sono intercalate lamine molto sottili (2 cm di spessore) di arenite glauconitiche, ben osservabili lungo il V.ne Passo Scavo ad ovest di Castelbuono, e lungo il vallone ad est di C. Frassalerno (a nord di Castelbuono).

I livelli alti della formazione sono stati campionati in sinistra idrografica del V.ne Burgisato (a sud di Castel di Lucio). Le marne contengono una ricca associazione microfaunistica con i seguenti foraminiferi planctonici: *Globigerinoides trilobus*, *Paragloborotalia mayeri* CUSHMAN & ELLISOR, *Dentoglobigerina altispira* (CUSHMAN & JARVIS), *Paragloborotalia siakensis* LE ROY, *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMANN e *Paragloborotalia acrostoma* WEZEL, che permette di attribuire i livelli al Burdigaliano superiore (Zona a *Globigerinoides trilobus* di IACCARINO, 1985).

Campioni sparsi prelevati, a diverse altezze stratigrafiche, a sud di S. Mauro Castelverde, lungo il F. Pöllina tra C. Baronessa e Piano della Chiesa (a sud-est di Pöllina) e nell'area di Castelbuono, seppure meno riccamente fossiliferi, confermano l'associazione faunistica prima descritta.

Il limite inferiore della formazione è in continuità e graduale, per alternanza, sul flysch numidico FYN₅, individuabile solo per la diversa litologia delle due unità: argilliti e argille silicee FYN₅, argille marnose e marne MCU; è sfumato sulla formazione di Gratteri (GRT), erosivo sui calcari di Piano Battaglia (PNB_a) e sulle biolititi (PZA_a) di Pizzo Carbonara.

Lo spessore varia da 100 a 300 m.

Ambiente bacinale caratterizzato da pelagiti silicee e calcaree con apporti torbiditici.

L'età complessiva della formazione è Miocene inferiore (Burdigaliano superiore).

2.3. - UNITÀ SICILIDI

Nell'area dei fogli le Unità Sicilidi occupano costantemente la posizione strutturale più elevata nell'ambito della Catena Appenninico-Maghrebide e per conseguenza sono distribuite in prevalenza nei bassi strutturali. Esse si sono originate nel Paleogene come cuneo di accrezione, in seguito allo scollamento delle coperture dal basamento oceanico alpino-tetideo (FINETTI *et alii*, 1996, 2005a) e sono state trasportate *in toto* al tetto delle successioni depostesi nei paleodomini più esterni, dapprima sul dominio panormide e successivamente su quello imerese, per poi estendersi fino a comporre parte del cuneo frontale della Catena Appenninico-Mghrebide. Esse mostrano pertanto una notevole mobilità tettonica; la loro alloctonia spesso è stata sottovalutata, tanto da essere talora considerate erroneamente delle formazioni già originariamente esterne.

Le Unità Sicilidi sono formate da unità tettoniche con diversi caratteri strati-

grafico-strutturali, i cui reciproci rapporti geometrici si sono via via determinati per accrezioni successive al margine dell'originario cuneo di subduzione. Esse sono costituite da sequenze cretacico-paleogeniche prevalentemente argillitiche (Argille Varicolori *s.l.*) caratterizzate da coperture terrigene di diversa natura ed età in funzione della loro originaria posizione paleogeografica e del momento del loro coinvolgimento nel cuneo di accrezione. Le unità più interne, le "Argille Scagliose Superiori" e il Flysch di M. Soro (*sensu* OGNIBEN, 1960), non affioranti nell'area dei fogli in esame, sono limitate ad un'età cretacica e sono del tutto prive delle originarie coperture terziarie. CARCIONE *et alii* (2003) nei pressi di P.la Gazzana, al limite settentrionale del Foglio 612 "Randazzo", nelle "Argille Scagliose Superiori" segnalano microfaune priaboniane a globorotalie ex gr. *G. cerroazulensis*, contenute nelle argilliti e argille siltose con intercalazioni bioclastiche a nummuliti, discocicline e alghe, oltre a microplancton eocenico.

Al tetto delle altre unità sicilidi sono stati riconosciuti livelli terrigeni via via più recenti verso l'esterno, rappresentati rispettivamente da successioni miste tuftitico-silicoclastiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Tuftiti di Tusa e/o Flysch di Troina-Tusa, dell'Unità di Troina di LENTINI *et alii*, 1987, 2000), passanti lateralmente a serie miste litarenitico-quarzarenitiche (Flysch Numidico dell'Unità di Nicosia, GRASSO *et alii*, 1987a; LENTINI *et alii*, 1987, 2000) e, infine, da sequenze esclusivamente quarzarenitiche del Miocene inferiore-medio (Flysch Numidico dell'Unità di M. Salici; CARBONE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1987, 1996a; FINETTI *et alii*, 2005a).

Relativamente al territorio dei fogli in esame le Unità Sicilidi sono rappresentate dall'Unità tettonica di Nicosia, geometricamente sottostante, e dall'Unità tettonica di Troina-Tusa geometricamente più alta; le due unità sono separate da un contatto di sovrascorrimento principale.

2.3.1. – Unità tettonica di Nicosia

I terreni riferiti a questa unità tettonica affiorano prevalentemente nel settore meridionale del Foglio "Castelbuono", lungo una fascia orientata est-ovest da M. della Grassa-C.zo della Croce a Polizzi Generosa, e nel settore nord orientale lungo una fascia discontinua orientata NO-SE dalla zona di Tusa all'area di C.zo la Croce (a sud di Castel di Lucio).

L'unità tettonica è rappresentata da un orizzonte basale a prevalenti argilliti policrome caotiche ed estremamente tettonizzate (AV), e da marne e calciclastiti a macroforaminiferi (formazione di Polizzi – POZ) inserite all'interno della massa pelitica AV. L'orizzonte superiore è costituito da argilliti silicee e quarzoareniti riferite al flysch numidico – membro Nicosia (FYN₄).

2.3.1.1. – Gruppo delle Argille Variegatae (AV)

Comunemente conosciute come Argille Scagliose (OGNIBEN, 1960), sono costituite da un'alternanza caotica di argille, marne varicolori a volte sideritiche e manganesifere, sottili livelli di calcilutiti, intercalazioni di arenarie quarzose, diaspri, calcareniti, brecciole a macroforaminiferi risedimentati e lenti di calciruditi e breccie intercalate, e sporadici lembi o blocchi di rocce diabasiche e “scisti bituminosi” (AV). Le argille e le marne sono fissili o scagliettate, le calcilutiti mostrano a volte laminazioni parallele. I livelli arenacei generalmente a grana fine, con rari intervalli ruditici, sono micacei, appaiono gradati e laminati con sequenze di Bouma Ta-b, Ta-c, e spesso hanno geometria lenticolare.

I campioni prelevati nei livelli basali dell'unità lungo il Rio Secco (a nord-est di Polizzi Generosa) contengono una fauna a: *Globotruncana* sp., *Contusotruncana contusa* (CUSHMAN), *Globotruncana arca* (CUSHMAN), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Rotalipora* sp., foraminiferi agglutinanti, radiolari e spicole di spugne, mentre nei livelli calcarenitici è stata rinvenuta una ricca fauna ad *Orbitoides* sp., frammenti di gusci di lamellibranchi e gasteropodi, alghe, coralli, briozoi. Analoga fauna cita BROQUET (1968).

I terreni più recenti rinvenuti affiorano immediatamente a sud di Polizzi Generosa (in C.da Lavanca, toponimo a scala 1:25.000) ed hanno fornito una fauna a *Morozovella* gr. *aragonensis* (NUTTALL), *Truncorotaloides topilensis* CUSHMAN, *Globigerina venezuelana* HEDBERG, *Globigerina yeguaensis* WEINZIERL & APPLIN, e nei livelli calcarenitici risedimentati *Nummulites* spp., *Lepidocyclina* sp., frammenti di briozoi, molluschi, gasteropodi, coralli etc.

Quindi le A.V. sono state riferite, in accordo con gli Autori precedenti, all'intervallo Cretacico superiore-Oligocene inferiore.

Limite inferiore dell'unità non affiorante o tettonico; limite superiore disarmonico e/o meccanico con POZ.

Lo spessore della formazione, difficilmente calcolabile per caoticità, intensa tettonizzazione e mancanza di contatti stratigrafici basali, dovrebbe variare tra qualche decina di metri e 150 m.

L'ambiente deposizionale viene riferito ad una piana batiale sottoalimentata.

2.3.1.2. – formazione Polizzi (POZ)

La formazione Polizzi (OGNIBEN, 1960) è presente a Polizzi Generosa e nei suoi dintorni (Fig. 34), e in numerosi affioramenti, irregolarmente distribuiti, tra Petralia Sottana, C.da Abbate (Fig. 35) e M. Cannella (margine sud-est del Foglio), e a Castel di Lucio.

È costituita da un'alternanza da centimetrica a decimetrica di calcilutiti e



Fig. 34 - *Alternanza centimetrico-decimetrica di calcari e calcari marnosi grigio biancastri ben stratificati e intensamente deformati della formazione Polizzi (POZ). Loc.: versante settentrionale di M. Rotola Vecchia ad est di Polizzi Generosa.*



Fig. 35 - *Alternanza di calcari marnosi bianchi e/o rosati in strati decimetrici e marne grigio-biancastre della formazione Polizzi. Loc.: C.da Abbate, a nord-ovest di Gangi.*

calcsiltiti biancastre laminate, talora a liste e noduli di selce, marne bianche con intercalazioni e lenti di biocalcareni, biocalciruditi e/o breccie mal classate a macroforaminiferi (nummulitidi, alveolinidi, discociclinidi).

La successione tipo di Polizzi Generosa, studiata da COLTRO (1963, 1967), è stata considerata concordante e in continuità con le AV ed è stata riferita all'Eocene inferiore-medio.

BROQUET (1968, 1972) ritiene che il rapporto esistente tra le Argille Varicolori e la Formazione Polizzi, sia tettonico ed inoltre assegna quest'ultima all'Eocene, sulla base del rinvenimento di argille a globigerine terziarie e *Acarinina* cf. *conico truncata* (SUBBOTINA) e di microbreccie calcaree ad *Alveolina* sp.

MONTANARI (1966, 1986, 1987) sulla base delle associazioni faunistiche rinvenute nelle successioni di Termini Imerese, assegna la formazione Polizzi all'intervallo Eocene superiore-Oligocene.

Relativamente all'area dei fogli in esame, nei livelli campionati sono stati riconosciuti foraminiferi planctonici dell'Eocene superiore quali *Turborotalia cerroazulensis* (COLE). Nel limitrofo Foglio "Termini Imerese" i nannofossili calcarei, tra cui alcuni *marker* della biozona a *Sphenolithus pseudoradians* di MARTINI (1971), confermano l'attribuzione all'Eocene superiore.

Lo spessore della formazione, variabile da luogo a luogo, a Polizzi Generosa raggiunge la massima potenza di circa 100 m.

Limite inferiore dell'unità non affiorante o disarmonico/tettonico sulle argille AV; il limite superiore, ove non determinato dalla superficie topografica, è definito dall'appoggio discordante dei fanglomerati GPL₄ della Formazione di Pasquasia.

L'ambiente deposizionale è pelagico e di scarpata, con risedimenti calcarei di piattaforma.

L'età della formazione è Eocene superiore-Oligocene inferiore.

2.3.1.3. – flysch numidico – membro Nicosia (FYN₄)

Costituisce la porzione sommitale dell'Unità di Nicosia ed è rappresentato da un'alternanza di prevalenti argilliti brune silicifere, argilliti rosse a *Tubotomaculum* con sottili interstrati siltitici in intervalli di spessore da metrico a decametrico (FYN₄), cui si intercalano lenti di areniti silicoclastiche gialle o bianco grigiastre, brune all'alterazione, in strati da spessi fino a megastrati di 5-7 m per amalgamazione (FYN_{4a}), a base erosiva e con impronte da corrente e da carico (*groove-flute* e *load cast*). Le arenarie hanno composizione prevalentemente quarzolitica fino a quarzoso-micacea, grana da finissima a microconglomeratica con clasti litici e minerali metamorfici, matrice sostenute o debolmente cementate. Alla base dei megastrati la struttura varia da gradata a generalmente

massiva per le granulometrie più fini; sono frequenti gli inclusi di clasti pelitici da centimetrici a decimetrici, disposti caoticamente.

Tutti i litotipi arenitici si sono mostrati sterili alle analisi micropaleontologiche ad eccezione di sporadici campioni che hanno permesso di riconoscere qualche foraminifero agglutinante mal conservato. Le peliti contengono in genere scarse microfaune, tra cui si riconoscono *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Globigerinoides subquadratus* BRÖNNIMANN nella parte basale, e *Globigerinoides trilobus* (REUSS) e *Paragloborotalia acrostoma* (WEZEL) nelle porzioni più elevate. Nei livelli sommitali sono presenti nannoflore a *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *H. ampliaperita* BRAMLETTE & WILCOXON, *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Sphenolithus moriformis* (BRÖNNIMANN & STRADNER) (biozona MNN2b di FORNACIARI & RIO, 1996) che permettono di riferire il tetto della formazione al Burdigaliano inferiore.

Limite inferiore netto sulle argille AV e sulla formazione POZ.

Lo spessore della formazione è difficilmente valutabile a causa delle numerose ripetizioni e/o elisioni tettoniche. Lo spessore massimo affiorante calcolato è di circa 200 m.

L'ambiente deposizionale è bacinale con torbiditi silicoclastiche messe in posto ad opera di correnti gravitative, colate di detrito o da scivolamenti in massa.

Da dati di letteratura l'età della formazione è nel suo insieme Oligocene superiore-Miocene inferiore.

2.4.1. – Unità tettonica di Troina-Tusa

I terreni riferiti a questa unità tettonica affiorano prevalentemente nel settore settentrionale dei fogli “Cefalu” e “Castelbuono”, tra Cefalù e Gibilmanna, e nel settore nord-orientale tra Tusa e Pettineo. L'unità tettonica è rappresentata da un orizzonte basale ad argilliti policrome scagliettate, attribuite per posizione stratigrafica alle Argille Varicolori Superiori (ALV), evolventi alla successione silicoclastico-tufitica della formazione Tufiti di Tusa (TUT).

A questa unità vengono riferite anche le calciclastiti affioranti a Rocca d'Armi (a sud di Pettineo), discordanti sulle Argille Varicolori Inferiori (AVF).

2.4.1.1. – Argille Varicolori Inferiori (AVF)

Affiorano lungo il versante settentrionale e occidentale di Rocca d'Armi.

L'unità è caratterizzata da argille e argille marnose di colore grigio e nerastro finemente laminate, talora a frattura concoide, con sottili intercalazioni di calcari marnosi di colore da bianco latte a grigio scuro in strati di spessore variabile da

molto sottili a medi, rare intercalazioni di arenarie quarzose a grana fine di colore grigio-verdastre e di brecciole ad elementi calcarei per lo più arrotondati.

Limite inferiore tettonico sui livelli argilloso-quarzarenitici del flysch numidico FYN₄. Limite superiore definito dall'appoggio discordante delle calciruditi e calcareniti del M. Pomiere, i cui livelli basali datano all'Eocene inferiore.

Spessore fino a 50 m.

L'ambiente deposizionale è di piana batiale con risedimenti calciclastici di piattaforma carbonatica.

In assenza di datazioni, l'età della formazione per posizione stratigrafica dovrebbe essere Cretacico superiore?-Paleocene.

2.4.1.2. – calciruditi e calcareniti del M. Pomiere (MPD)

La formazione, informalmente definita nel limitrofo Foglio “Mistretta” (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972; VEZZANI, 1974) ove affiora discontinuamente alla base del placcone di “Flysch di Reitano” della zona di Capizzi, rappresentava il termine apicale della Falda di Cesarò *sensu* OGNIBEN (1960).

Nel territorio dei fogli la formazione affiora a Rocca d'Armi a sud di Pettineo (nel settore nord-orientale del Foglio “Castelbuono”).

È costituita da calciruditi ad elementi arrotondati poligenici prevalentemente calcarei in facies di piattaforma (calcari oolitici, calcari cristallini, micriti laminate) e in subordinate clasti di selci nere e rosse, quarzareniti, granuli mineralici di quarzo, e rari clasti di metamorfiti, in banchi fino a 2 m, e a stratificazione incrociata; da calcareniti grigiastre a grana medio-fine con livelli di calcari marnosi e quarzareniti fini verdastri. La porzione basale della formazione, spessa fino a 25 m, è bene esposta lungo il fronte di una cava in attività (Fig. 36) ed è caratterizzata da argille colore rosso-vino con intercalazioni di selce rosa o grigio-scure potenti fino a 15 cm e da sottili livelli (10 cm) di calcari microcristallini di colore bianco latte o grigio chiaro e di arenarie fini laminate grigio-verdastre.

Nei clasti calciruditi sono presenti *Nummulites* spp., *Alveolina* spp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp. che conferiscono un'età Eocene inferiore-medio, oltre a miliolidi, rotalidi, e alghe.

La giacitura degli strati è mal definita e spesso rovesciata.

Limite inferiore netto e discordante sulle argille AVF; limite superiore definito dal contatto tettonico indifferenziato della formazione TUT.

Lo spessore è di circa 200 m.

Ambiente di piattaforma continentale.

Da dati di letteratura (LENTINI, 2000; LENTINI *et alii*, 2000) l'età è Eocene inferiore-medio.



Fig. 36 – Intervallo basale delle calciruditi e calcareniti del M. Pomiere lungo il fronte di cava attiva nel settore meridionale di Rocca d'Armi.

2.4.1.3 – Argille Varicolori Superiori (ALV)

Affiorano in maniera limitata nel settore orientale dell'area del Foglio “Cefalù” e precisamente in sinistra del T. di Tusa, in prossimità della foce, e in destra del F. Pollina. Nel territorio del Foglio “Castelbuono” sono presenti a C.zo Difesa (a sud-ovest di Tusa) e ad est di C.zo Coniglio (in destra dell'alto corso del T. di Tusa).

Litologicamente si tratta di argille di colore rosso vinaccia, verde e grigio ferro, scagliettate e a struttura caotica, con intercalazioni di diaspri grigio-verdi a frattura prismatica, siltiti carbonatiche grigie e calcari micritici bianchi in strati sottili e medi.

Il contenuto faunistico è rappresentato da scarse forme agglutinanti (*Glomospira charoides* (JONES & PARKER), *G. gordialis* (JONES & PARKER), *Haplophragmoides glabra* CUSHMAN & JARVIS), e da associazioni microfaunistiche risedimentate del Cenomaniano e del Maastrichtiano superiore, oltre a *Planorotalites pusilla* BOLLI, *Globanomalina compressa* (PLUMMER), *Morozovella angulata* (WHITE), *Parasubbotina pseudobulloides* (PLUMMER), di età paleocenica. La parte alta delle argille contiene *Tubotomaculum* e foraminiferi planctonici quali *Globigerinoides primordius* BLOW & BANNER, *Globoquadrina praedeheiscens* (BLOW & BANNER), assieme a forme eoceniche rimaneggiate (*Turborotalia cerroazulensis* (COLE) e *T. centralis* (CUSHMAN & BERMUDEZ). Le nannoflore, piut-

tosto scarse e mal conservate, sono rappresentate da *Cyclicargolithus floridanus* (ROTH & HAY), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *C. eopelagicus* (BRAMLETTE & RIEDEL), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Ericsonia obruta* PERCH-NIELSEN, *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE) di età Eocene-Oligocene.

Limite inferiore tettonico su MCU e FYN₄; limite superiore definito dall'appoggio netto di TUT. Lo spessore non supera i 50 m. L'ambiente deposizionale è bacinale con torbiditi silicoclastiche messe in posto ad opera di flussi gravitativi.

L'età dell'unità è Eocene-Oligocene.

2.4.1.4. – Tufiti di Tusa (TUT)

Il termine Formazione di Tusa è dovuto a CERETTI (1960), ma questi terreni sono stati descritti e studiati in maniera più completa da OGNIBEN (1960, 1964) nella zona di Tusa e considerati dallo stesso come una facies eterotropa della Formazione Polizzi di età Eocene superiore?-Oligocene. BROQUET (1968, 1972) attribuisce questi terreni all'intervallo Eocene superiore-Oligocene: GUERRERA & WEZEL (1974) nelle Madonie orientali e nei Nebrodi riferiscono la formazione all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore. MONTANARI (1967, 1982, 1986) attribuisce parte di questi terreni all'Oligocene terminale, infine LENTINI *et alii* (2000) assegnano al Flysch di Troina-Tusa età Aquitaniano-Burdigaliano.

Nel territorio dei fogli in esame la formazione affiora ampiamente in sinistra del T. di Tusa ove costituisce l'ampio placcone esteso da Castel di Tusa a V.ne Pantaleo. Altri limitati lembi sono presenti a C.zo Difesa (a sud-ovest di Tusa) e in C.da Camona (in sinistra del V.ne del Leone). Buone esposizioni si hanno lungo la SP 54 Bis (Fig. 37). Limitati affioramenti sono inoltre presenti a sud-est della Rocca di Cefalù in C.da Testardita, a sud-est dell'abitato di Castel di Tusa e a C.da S. Biagio in destra del F. Pollina. Gli affioramenti più meridionali affiorano a nord-ovest di Petralia Sottana.

Trattasi di un'alternanza di areniti micacee e di tufiti grigio-verdi in banchi di 1-2 m, di argille marnose e subordinatamente di calcari marnosi e calcareniti in livelli decimetrici. Localmente sono presenti lenti di spessore metrico ed estensione variabile metrico-ettometrica di marne e argille marnose con tipica fratturazione a "saponetta" (Fig. 38). Le areniti sono arcose e subarcose a grana medio-grossa ben cernita, a cemento carbonatico. Le arenarie tuffitiche mostrano abbondante muscovite, frammenti di andesite e di plagioclasti andesitici, quarzo, lamelle di miche e clasti carbonatici. Le calcareniti sono costituite da clasti carbonatici arrotondati, gusci di macro foraminiferi integri o in frammenti, bioclasti di molluschi, gasteropodi, briozoi, alghe, echinodermi.



Fig. 37 – Tufiti di Tusa: alternanza marnoso-arenacea in strati medio-spessi. Loc.: sulla SP 54 Bis.



Fig. 38 – Marne argillose delle Tufiti di Tusa con tipica fratturazione a “saponetta”.

Nel limitrofo Foglio “Mistretta” la formazione viene riferita all’Oligocene superiore sulla base delle associazioni a foraminiferi (*Globorotalia opima nana* BOLLINI) (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 1972) e a nannofossili calcarei tra cui *Sphenolithus ciperoensis* (KAMPTNER), *S. distentus* (MARTINI), *Cyclicargolithus abisectus* (MULLER), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Helicosphaera recta* (HAQ) della biozona NP25 del Chattiano superiore (LA MANNA *et alii*, 1995).

LENTINI *et alii* (1990a, 2000) riconoscono nella formazione un contenuto faunistico costituito da una mescolanza di foraminiferi di età del Cretacico superiore ed eo-oligocenica con altre di età oligo-miocenica. Le associazioni più significative presenti nei livelli apicali della formazione sono costituite da *Globorotalia* cfr. *praescitula* BLOW, *Globigerinoides subquadratus* BRONNIMANN, *G. trilobus* (REUSS), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS), *Globigerinita glutinata* (EGGER).

Nel Foglio 612 “Randazzo” (SERVIZIO GEOLOGICO D’ITALIA, 2011a), dove l’unità è ampiamente affiorante, nei livelli sommitali della formazione sono stati riconosciute associazioni a nannoflore sempre dominate da specie eo-oligoceniche (*Chiasmolithus* spp., *Cyclicargolithus abisectus* (MÜLLER), *Dictyococcites bisectus* (HAY, MOHLER & WADE), *Ericsonia formosa* (KAMPTNER), *E. obruta* PERCH-NIELSEN, *Helicosphaera compacta* BRAMLETTE & WILCOXON, *H. perch-nielseniae* HAQ, *H. recta* HAQ, *Reticulofenestra umbilica* (LEVIN), *Sphenolithus ciperoensis* (KAMPTNER), *S. distentus* (MARTINI), *Zygrhablithus bijugatus* (DEFLANDRE), una piccola percentuale di forme cretacicche (*Arkhangelskiella cymbiformis* VEKSHINA, *Micula* spp.) e specie, quali *Helicosphaera carteri* (WALLICH) che consente di riferire i livelli alti della formazione al Miocene inferiore (limite Aquitaniano-Burdigaliano) (biozona MNN2a, FORNACIARI & RIO, 1996).

Generalmente il limite inferiore della formazione è rappresentato da un contatto tettonico (sovrascorrimento principale) sui termini numidici sicilidi FYN₄, e panormidi FYN₅, e sulle marne di Castelbuono (MCU). In destra del F. Pollina e in sinistra del T. di Tusa, in prossimità delle foci, a C.zo Difesa e sul versante orientale di C.zo Coniglio la formazione poggia stratigraficamente con contatto netto e disarmonico sulle argille ALV, e tettonicamente su MPD, FYN₄, FYN₅ e MCU. Il limite di tetto, ove non definito dalla superficie d’erosione attuale è determinato dall’appoggio discordante dei terreni della formazione di Reitano (REI).

Lo spessore, estremamente variabile nelle diverse aree di affioramento, in sinistra dell’alto corso del T. di Tusa raggiunge la potenza di circa 300 m.

Ambiente deposizionale di scarpata e base di scarpata, caratterizzato da torbiditi silicoclastiche e carbonatiche, cui si associano depositi da colata di detrito e da scivolamento in massa.

L’età complessiva della formazione è Oligocene superiore-Miocene inferiore.

2.5. – DEPOSITI DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Sulle unità appenninico-maghebidi affiorano in discordanza i depositi relativi ad un ciclo deposizionale di età Miocene inferiore-medio che nelle aree interne è rappresentato da una successione flyschoida a composizione arcoscio-litica (formazione di Reitano) e in quelle relativamente più esterne da una successione marnosa langhiano-serravalliana (marne di Gagliano, CARBONE *et alii*, 1990).

2.5.1. – *formazione di Reitano (REI)*

La formazione affiora estesamente nei settori occidentale ed orientale dei fogli in esame. Nel settore occidentale costituisce i rilievi montuosi a sud-ovest dell'abitato di Cefalù (C.zo S. Elia, contrade Vatalara, Pisciotto e Retromarina), dove forma un esteso placcone poggiate stratigraficamente sulle Tufiti di Tusa. Nel settore orientale costituisce l'ampia copertura che si estende dal versante tirrenico (tra Castel di Tusa e Torremuzza) (Fig. 39) attraverso Motta d'Affermo e Pettineo sino a C.da Cannito, in destra dell'alto corso del T. di Tusa.



Fig. 39 - Formazione di Reitano. Loc.: Contrada Lamiconia, bivio SS 113, km 160,600 (in destra della foce del T. di Tusa).

Si tratta di un'alternanza di arenarie micacee a grana medio-grossa di colore grigio-bruno o giallastro spesso gradate, scarsamente cementate in strati da 20 cm a 2 m per amalgamazione (Figg. 40, 41). Contengono sottili intercalazioni di argille marnose di colore grigio o verde oliva ad abbondante contenuto silteoso e livelli di marne colore grigio plumbeo, con fratturazione a "saponetta".



Fig. 40 - *Formazione di Reitano. Strati amalgamati; il particolare mostra il contatto erosivo di uno strato arenaceo molto spesso con base gradata e debolmente laminata. Loc.: versante in destra del T. di Tusa.*



Fig. 41 – *Formazione di Reitano: facies caotiche con intervalli a slumps separati da sottili strati arenacei non deformati. Loc.: versante in destra del T. di Tusa.*



Fig. 42 - *Formazione di Reitano. particolare di un'alternanza pelitico-arenacea in cui lo strato spesso arenitico mostra gradazione normale debolmente laminata (sequenza torbiditica Tb-c) e strutture di deformazione (dish) da sfuggita d'acqua. Loc.: versante in destra del T. di Tusa.*

I foraminiferi rinvenuti nella parte alta della sezione del T. di Tusa sono caratterizzati da *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR & COLLINS) e *Dentoglobigerina altispira altispira* (CUSHMAN & JARVIS) insieme a forme rimaneggiate dell'Eocene-Oligocene (*Turborotalia cerroazulensis* (COLE), *Globigerina tapuriensis* BLOW & BANNER). *D. altispira* compare nel Burdigaliano superiore (IACCARINO, 1985) all'interno della zona a *Globigerinoides trilobus* ed indicherebbe pertanto un'età non più antica del Burdigaliano superiore. Per quanto riguarda i nannofossili calcarei di una certa rilevanza dal punto di vista biostratigrafico, risultano *Sphenolithus delphix* BUKRY, la cui distribuzione è limitata ad un breve intervallo indicativo del limite Oligocene-Miocene (sottozona MNN1b di FORNACIARI & RIO, 1996), e *Helicosphaera carteri* (WALLICH), la cui comparsa comune è segnalata nella parte alta della sottozona MNN1d di FORNACIARI & RIO (1996) di età aquitaniana; anche sulla base dei nannofossili l'età di tali livelli risulta dunque almeno Miocene inferiore.

CASSOLA *et alii* (1992) hanno suddiviso il Flysch di Reitano in "esterno" (Cerami, Ancipa, Troina: fogli "Mistretta" e "Nicosia") ed "interno" (Capizzi e Reitano: Foglio "Mistretta"), assegnandogli un'età Oligocene inferiore, cioè praticamente più antica delle sottostanti Tufiti di Tusa. Di conseguenza il Flysch di Reitano dovrebbe presentare un contatto di ricoprimento alla base, mentre sul terreno il contatto tra le due formazioni è stratigrafico discordante.

TORRICELLI & KNZAUREK (2010) propongono di identificare col nome di Formazione di Troina-Tusa le Tufiti di Tusa *sensu* OGNIBEN (1960, 1964) e il Flysch di Reitano "interno" *sensu* CASSOLA *et alii* (1992), e di restringere la denominazione Flysch di Reitano alle successioni prive di detrito vulcanico affioranti nell'area di Reitano (Foglio "Mistretta") e di Pettineo. L'età della formazione, sulla base di palinomorfi e nannofossili rinvenuti nella sezione di Pettineo sarebbe rupeliana.

Un'età molto più recente viene assegnata da LENTINI *et alii* (2000), che individuano nella formazione di Reitano affiorante a Cerami, un intervallo inferiore sterile, ma databile almeno al Burdigaliano inferiore per posizione stratigrafica, un intervallo mediano ascrivibile al Serravalliano inferiore per la comparsa di *Orbulina universa* D'ORBIGNY ed infine un orizzonte sommitale con microfaune scarsamente significative. L'età al Burdigaliano superiore-Serravalliano resta definita anche dalla sua posizione stratigrafica, al disopra delle successioni sicilidi già strutturate.

Tale formazione post-data i ricoprimenti tra le Unità Sicilidi ed il flysch numidico - membro Nicosia (FYN₄), mentre assieme alle precedenti avrebbe partecipato al trasporto sugli orizzonti post-langhiani dei settori più esterni. Infine mostra un coinvolgimento nelle strutture con vergenza opposta (zona ad est di Capizzi, Foglio 611 Mistretta), originatesi in una fase deformativa ascrivibile al Messiniano-Pliocene inferiore.

Limite inferiore discordante ed erosivo sulle Tufiti di Tusa.

Tra C.da Cannito e Monte S. Cuono la formazione raggiunge lo spessore di circa 500 m.

Si tratta di torbiditi distali e pelagiti carbonatiche di scarpata e di conoide sottomarina con tendenza regressiva (LOIACONO & PUGLISI, 1983).

Relativamente all'area dei fogli l'età della formazione è ascrivibile almeno al Miocene inferiore (Burdigaliano superiore), quanto meno per la posizione stratigrafica al disopra delle Tufiti di Tusa.

2.6. - DEPOSITI DEL MIOCENE MEDIO-MESSIMIANO INFERIORE

2.6.1. – calcareniti di Gangi (GNG_b)

Formazione terrigena e elastico-carbonatica, informalmente denominata calcareniti di Gangi (cfr. formazione di Gangi di BARRECA *et alii*, 2007), caratterizzata da una litofacies conglomeratica (GNG_a), prevalentemente basale, eteropica verso l'alto a una litofacies calcarenitica (GNG_b).

La formazione, estesamente diffusa nel limitrofo Foglio 622 Gangi, relativamente al territorio del Foglio in esame, affiora esclusivamente nel settore settentrionale dell'omonimo abitato con la litofacies calcarenitica GNG_b (Fig. 43).

Si tratta di calcareniti a grana medio-grossa di colore giallo-rossastro e di calciruditi con abbondanti granuli di quarzo sub-arrotondato, contenenti rodoliti e foraminiferi bentonici dei generi *Amphistegina* e *Miocypsinia*, e con sottili livelli di marne sabbiose intercalate. Sono organizzati in strati spessi 20-25 cm e mostrano stratificazione incrociata a grande angolo. Nella porzione basale è presente un intervallo calciruditico spesso circa 2 m con una ricca fauna ad ostreidi.



Fig. 43 – Alternanza di calciruditi e di sottili livelli di marne sabbiose. Loc.: periferia meridionale di Gangi.

Nel limitrofo Foglio “Gangi” questa litofacies passa lateralmente a marne silteose grigio-azzurre e ad argille grigie, contenenti *Praeorbulina glomerata* e *Orbulina suturalis* del Langhiano-Serravalliano (zona a *Praeorbulina glomerata* s.l.-zona a *Orbulina suturalis*-*Globorotalia peripheroronda* di IACCARINO (1985), e ad argille apicali con faune della zona a *Globorotalia acostaensis* di IACCARINO (1985), indicative del Tortoniano.

L'unità poggia in discordanza sulle argille AV (Fig. 44). Spessore affiorante massimo 60 m.

Ambiente infra-circalitorale.

L'età complessiva della formazione è Miocene medio-superiore.



Fig. 44 – Appoggio discordante delle calcareniti di Gangi (A) sulle Argille Variegata AV (B). Loc.: periferia settentrionale di Gangi.

2.6.2. – formazione Terravecchia (TRV)

La formazione, descritta da FLORES (1959) e introdotta da SCHMIDT DI FRIEDBERG (1962) ed istituita dallo stesso Autore (1964), è stata emendata da CATALANO & D'ARGENIO (1990) e recentemente è stata riesaminata nell'ambito del progetto CARG (v. BASILONE *et alii*, 2001).

La formazione è costituita da tre membri, dal basso verso l'alto: membro conglomeratico (TRV₁), di spessore massimo di 250 m; membro sabbioso (TRV₂) di spessore fino a 250 m; membro pelitico-argilloso (TRV₃) di spessore tra 100 e 200 m.

I membri TRV₁ e TRV₂ datano al Tortoniano superiore, i livelli apicali del membro TRV₃ ricadono nell'intervallo cronostratigrafico del Messiniano inferiore.

Nel territorio del Foglio “Castelbuono” la formazione affiora con i tre membri, ma con spessori molto minori, lungo un'ampia fascia orientata est-ovest, compresa tra l'abitato di Polizzi Generosa e Gangi, dando luogo ad un sistema di pieghe a largo raggio.

Il limite inferiore della formazione è discordante ed erosivo su vari termini del substrato (flysch numidico - FYN₄, argille AV e formazione di Polizzi - POZ).

L'età complessiva della formazione è Tortoniano superiore-Messiniano inferiore.

2.6.2.1. – formazione Terravecchia – membro conglomeratico (TRV₁)

Conglomerati di colore dal rosso al grigio al giallastro, con elementi eterometrici e poligenici arrotondati, in matrice sabbiosa talora rossastra e/o argillosa, alternati a sabbie grossolane con livelli ciottolosi, in strati raramente gradati e banchi, talora superiori a venti metri per amalgamazione, spesso lenticolari e con frequenti contatti basali erosivi. Sono inoltre presenti strutture tipo *cross bedded lamination*. Associate a tali depositi a più altezze si rinvencono lenti di sabbie a grana media e grossa, caratterizzate da gradazione verticale e da laminazione parallela e obliqua, e più raramente strati medio-sottili argilloso-sabbiosi, laminati e separati da sottili interstrati sabbiosi.

Affiorano, in corpi a geometria lenticolare più o meno estesa, a sud di Polizzi Generosa, sul fianco meridionale della sinclinale di P.la Trefontane (tra Petralia Soprana e Gangi) e lungo il fianco meridionale della sinclinale di C.zo della Croce (bordo sud-est del Foglio “Castelbuono”).

Contenuto faunistico assente.

Limite inferiore discordante ed erosivo su AV, POZ e FYN₄.

Lo spessore, nelle varie località citate, è compreso tra 25 e 70 m.

L'ambiente è fluvio-deltizio.

2.6.2.2. – formazione Terravecchia – membro sabbioso (TRV₂)

Affiora in continuità di sedimentazione sul membro TRV₁ prima descritto nell'area a sud-ovest di C.zo Prangi (a sud-ovest di Petralia Sottana) e lungo il versante meridionale della sinclinale di M. di Corvo (tra la località rurale di Peri e P.la Trefontane); ulteriori minori estesi lembi sono presenti attorno a C.zo Ramo, e sul versante orientale di M. della Grassa (sull'estremità sud-orientale del Foglio “Castelbuono”).

Trattasi di sabbie ed arenarie quarzose o clastico-carbonatiche di colore giallastro e grigiastro a grana media e grossa, talora micacee (Fig. 45), gradate, a laminazione parallela a grande scala ed obliqua, in strati e banchi di vario spessore. Sono frequenti strutture da corrente e da carico alla base degli strati. A luoghi (C.zo Ramo, a nord-ovest di Gangi) si rinvencono sottili livelli arenitici, con abbondanti frammenti di molluschi e di gasteropodi indeterminabili. Questi

depositi passano gradualmente verso l'alto ad un prisma di argille grigio-bluastre e di argille siltose e sabbie e/o areniti giallastre costiere di piattaforma e torbidity fini calcaree.

Lo spessore è compreso tra 10 e 50 m.



Fig. 45 - Formazione Terravecchia – membro sabbioso (TRV₂). Loc.: in sinistra del F. Salso (Acqua Amara).

2.6.2.3. – formazione Terravecchia – membro pelitico-argilloso (TRV₃)

I depositi di questo membro affiorano più estesamente rispetto ai due precedenti descritti, con contatto netto sui litotipi TRV₁ a sud di Polizzi Generosa e tra M. della Grassa e C.zo della Croce, in continuità e gradualmente sui litotipi TRV₂ sul versante meridionale di M. di Corvo.

I depositi del membro TRV₃ sono costituiti da peliti ed argille sabbiose grigiastre e azzurre, argille siltose e siltiti laminate, marne grigio-verdastre in strati da centimetrici a decimetrici, e lenti di sabbie giallastre (TRV_{3a}) di spessore fino a decametrico. Le argille di norma presentano laminazione parallela a piccola scala, mentre frequente è la laminazione obliqua e/o convoluta nelle siltiti.

Il ricco contenuto faunistico è dato da lamellibranchi, gasteropodi, ostracodi e foraminiferi, per lo più bentonici. Tra i foraminiferi sono stati riconosciuti elphidiidi, miliolidi, discorbidi, bolivinidi con *Bolivina* spp., *Bulimina* sp., tra i foraminiferi planctonici *Globigerina* spp., *Orbulina universa* D'ORBIGNY, *Orbulina suturalis* BRONNIMAN, *Neogloboquadrina acostaensis* BLOW e *Globigerinoides obliquus extremus* (BOLLI & BERMUDEZ) indicativi del Tortonian superiore. In aree limitrofe al Foglio "Castelbuono" si rinvengono nei livelli apicali an-

che *Globorotalia suteræ* CATALANO & SPROVIERI e *Globorotalia conomiozea* KENNETT, indicative del limite Tortoniano-Messiniano.

Spessore fino a 150 m.

Ambiente deposizionale da piattaforma costiera a scarpata.

2.6.3. – formazione *Baucina* (BAU)

I terreni riferiti a questa formazione, descritti in letteratura come “calcare corallifero” ed associati, almeno in parte, alla Formazione calcareo arenacea di *Baucina* (ARUTA & BUCCHERI, 1971), o come depositi di scogliera a *Porites* e margine di scogliera-scarpata superiore (DI STEFANO & CATALANO, 1978; ESTEBAN *et alii*, 1982; CATALANO & ESTEBAN, 1978; CATALANO, 1978; GRASSO & PEDLEY, 1988), sono diffusi nel territorio tra Mazara del Vallo (Foglio 617 “Marsala”) e Calatafini (Foglio 606 “Alcamo”), nelle aree di Ciminna (Foglio 608 “Caccamo”), e delle Madonie meridionali.

Relativamente all’area in esame affiorano lungo il bordo meridionale del Foglio “Castelbuono”, ove costituiscono il piastrone su cui si erge l’abitato di Petralia Sottana, e nei limitati lembi presenti a nord di Petralia Soprana, tra M. di Corvo e P.la Trefontane e a C.zo Manca di Corvo.

La formazione è caratterizzata da biolititi a coralli rappresentati per lo più da grandi colonie di *Porites* sp., e da frammenti di briozoi, lamellibranchi, alghe, gasteropodi, echinodermi, passanti lateralmente a breccie carbonatiche, biocalcarenitì, marne e calcari dolomitici (BAU), e da un membro calcarenitico (BAU₁) eteropico.

Le biolititi costituiscono corpi a geometria cupoliforme (Fig. 46) del diametro del centinaio di metri e con potenza complessiva variabile tra 5 e 20 m, a stratificazione massiva.



Fig. 46 - Geometria cupoliforme delle biolititi (a) della formazione *Baucina* in appoggio discordante sulla formazione *Terravecchia*. b) particolare della formazione.

Limite inferiore della formazione discordante ed erosivo su TRV₃.

A Petralia Sottana la formazione raggiunge lo spessore di 200 m.

L'ambiente deposizionale è di scogliera carbonatica e di scarpata superiore.

L'età della formazione riconosciuta (CATALANO, 1978) come ricadente nell'intervallo temporale del Messiniano inferiore, è nel presente Foglio definita per posizione stratigrafica, in quanto limitata alla base dai termini del Messiniano inferiore della formazione Terravecchia e al tetto dai calcari evaporitici del Messiniano superiore.

2.6.3.1. – formazione Baucina – membro calcarenitico (BAU₁)

È costituito da sabbie argillose di colore giallo a stratificazione indistinta, e da arenarie ibride fossilifere di colore giallo-grigiastre ricche di gusci e frammenti di bivalvi, ben cementate, e organizzate in strati di circa 30 cm di spessore.

Spessore del membro da 0 fino a 70 m.

2.7. - DEPOSITI DEL MESSINIANO SUPERIORE- PLOCIENE INFERIORE

2.7.1 - Gruppo Gessoso-Solfifera (GS)

I depositi evaporitici del Messiniano superiore appartenenti al Gruppo Gessoso-Solfifera (GS) sono localizzati nel settore meridionale del Foglio “Castelbuono” e costituiscono il margine settentrionale del “Bacino di Caltanissetta” e/o di *thrust top basin* originatosi al tetto delle unità tettoniche già accavallate. Un altro limitato lembo è presente ad est di Torremuzza (bordo nord-est del Foglio “Cefalù”).

Costituiscono due distinte sequenze, separate tra loro da una discordanza angolare di carattere regionale: Formazione di Cattolica in posizione basale, e Formazione di Pasquasia, stratigraficamente superiore. Corrispondono rispettivamente ai Complessi evaporitico inferiore e superiore di DECIMA & WEZEL (1970).

2.7.1.1. - Formazione di Cattolica – Membro Calcarea di base (GTL₁)

Affiora con continuità attorno alla blanda sinclinale di Nociazzi (ad est di Polizzi Generosa) e in limitati lenti attorno alla sinclinale tra P.la Maruggi e C.zo Prangi; a nord di Petralia Soprana, sul fianco orientale della sinclinale di M. di Corvo, a C.zo Manca di Corvo e nelle sinclinali di M. della Grassa, di Roccàsola, di C.zo della Croce e di Casalini.

Si tratta di calcari cristallini di colore grigio-giallastro (Fig. 47), talora rosati, calcari dolomitici e dolomie spesso vacuolari o brecciati, generalmente stratificati in banchi fino a 2 metri, separati da giunti pelitici potenti alcuni decimetri con sottili livelli di calcilutiti grigie laminate. Localmente alla base (a sud-ovest di C.zo Prangi) sono presenti alternanze, spesse qualche metro, di livelli diatomitici bianco-giallastri e di marne grigiastre sottilmente laminate (marne tripolacee), non cartografabili alla scala della carta. Verso l'alto i calcari presentano struttura grossolanamente brecciata, localmente (M. della Grassa) si notano impregnazioni bituminose.



Fig. 47 - *Calcarea cristallina vacuolare (GTL₁)*. Loc.: *versante occidentale di M. Rotola Vecchia ad est di Gangi*.

Limite inferiore discordante sulle argille AV, sul membro pelitico-argilloso TRV₃ e sulla formazione BAU.

Spessore tra 20 e 50 m. Ambiente evaporitico.

La fauna è assente; per posizione stratigrafica la formazione è riferibile al Messiniano superiore.

2.7.1.2. - Formazione di Pasquasia – Membro Gessarenitico (GPQ₁)

Affiorano più o meno continuamente a C.zo Prangi, a M. di Corvo, a M. della Grassa e a C.zo della Croce.

Si tratta di gessi microcristallini laminati (ritmiti) (Fig. 48) e gessi massivi in grossi cristalli geminati e marne, in strati da spessi fino a banchi di 1-3 m separati da sottili giunti pelitici, alternati a gessoclastiti, argille gessose e gessosiltiti.



Fig. 48 - Gessi microcristallini laminati e gessi massivi separati da sottili giunti pelitici.

Un esiguo lembo di sedimenti riferiti a questo membro, spesso circa 10 m, affiora nell'estremità orientale del Foglio "Cefalù", tra la S.S. 113 e C. Colonna in prossimità dell'abitato di Torremuzza. In questa località i termini affioranti sono dati da gessi microcristallini laminati (ritmiti), prevalenti nella parte alta dell'affioramento, e da gessoclastiti, argille gessose e gessosiltiti.

Limite inferiore discordante sulle argille AV e le peliti numidiche FYN₄ (ad ovest di M. di Corvo), sul membro pelitico-argilloso TRV₃ e sui calcari GTL₁ (attorno a C.zo Prangi); limite netto ed erosivo sui calcari GTL₁ di M. della

Grassa e di C.zo della Croce; limite inferiore non affiorante ad est di Torremuzza.

Spessore complessivo massimo 100 m. Ambiente evaporitico con risedimenti clastici.

Il litosoma gessarenitico è riferibile al Messiniano superiore.

2.7.1.3. - Formazione di Pasquasia – Membro dei fanglomerati (GPQ₄)

Corrisponde in generale al ciclo evaporitico superiore di DECIMA & WEZEL (1970) e ai “Conglomerati di Cozzo Cofino” di BARRECA *et alii* (2007).

Affiora nel settore meridionale del Foglio “Castelbuono” nell’area di Nociazzi-P.la Maruggi-C.zo Cofino (ad ovest di Petralia Sottana) e a M. di Corvo (a nord-ovest di Gangi).

La formazione è costituita da conglomerati poligenici, generalmente a supporto di matrice sabbiosa, di colore bruno, talora rossastro o giallastro. I ciottoli sono rappresentati da prevalenti quarzareniti mediamente spigolosi, e in subordine da clasti carbonatici mesozoici, subsferici di dimensione da pochi decimetri a qualche metro.

Limite inferiore discordante e fortemente erosivo su AV, FYN₄, GTL₁ e GPQ₁ (Fig.49). Il limite superiore è definito dai Trubi (TRB) (a C.zo Cofino) e dai depositi discordanti pleistocenici? dei conglomerati di Cozzo Prangi (ZPG) e/o dalla superficie topografica.

Lo spessore del litosoma varia tra 50 m (Nociazzi) e 150 m (M. di Corvo).

Ambiente deposizionale deltizio.

La datazione del membro al Messiniano superiore, in assenza di determinazioni biostratigrafiche e/o biocronologiche, è determinata dalla posizione stratigrafica, e pertanto è Messiniano superiore.



Fig. 49 – Panoramica della dorsale di M. Di Corvo. a) membro fanglomerati GPQ₄ della Formazione di Pasquasia; b) membro Calcarea di base GTL₁ della Formazione di Cattolica; c) formazione Baucina; d) formazione Terravecchia, membro pelitico-argilloso TRV₃; e) formazione Terravecchia, membro conglomeratico TRV₁. L’intera successione poggia sulle argille AV.

2.7.2. - *Trubi* (TRB)

Affiorano in distinti settori dei fogli in esame. Nel Foglio “Cefalù” sono presenti nel settore centrale esposti su una falesia nei pressi di Capo Raisigerbi in un piccolo settore tettonicamente depresso, delimitato da faglie dirette NE-SO; mentre affiorano in maniera più estesa nei pressi di Torremuzza sull’estremità nord-occidentale. Nel Foglio “Castelbuono” si rinvencono a sud-est di Polizzi Generosa presso Madonna della Raccolta, a nord di Nociazzi e tra C.zo Cofino e C.zo Prangi; sono inoltre presenti ad alta quota a M. Ferro e lungo il V.ne Faguara (versante meridionale del massiccio del Carbonara) sovrascorsi dai termini mesozoici della piattaforma carbonatica panormide.



Fig. 50 – *Trubi*: marne e calcari marnosi in strati decimetrici. Loc.: Madonna della Raccolta, ad est di Polizzi.

La formazione è caratterizzata da marne e calcari marnosi di colore bianco crema (Fig. 50), talora giallastri, con ricca fauna a foraminiferi planctonici, in strati di 30-50 cm, generalmente piano-paralleli.

La formazione è stata campionata nel Foglio “Castelbuono” presso V.ne Faguara, tra Pizzo Canna e M. Mufara. L’associazione fossilifera è costituita nei livelli bassi dai foraminiferi planctonici: *Globigerinoides trilobus* (REUSS), *Globigerina falconensis* BLOW, *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ, *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, *Orbulina universa* D’ORBIGNY, *Globigerinoides obliquus obliquus* BOLLI e *Neogloboquadrina acostasensis* BLOW destrorsa, e dai bentonici: *Siphonina reticulata* CZIZEK, *Oridorsalis*

umbonatus (REUSS), *Lenticulina cultrata* (DE MONTFORT) e *Melonis barleanum* appartenenti alla zona a *Globorotalia margaritae* (MPI2, CITA, 1975 em.). A nord del V.ne Faguara l'associazione a foraminiferi contiene *Globigerina falconensis*, *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia margaritae*, *Globorotalia puncticulata* (DESHAYES) e *Sphaeroidinellopsis seminulina* (SCHWAGER) della zona a *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata* (MPI3) e l'associazione a nannofossili *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *C. macintyreii* (MURRAY & BLACKMAN), *Coccolithus pelagicus* (WALLICH), *Dictyococcites* spp., *Discoaster variabilis* MARTINI & BRAMLETTE, *D. pentaradiatus* TAN, *D. triradiatus* TAN, *D. broweri* TAN, *D. surculus* MARTINI & BRAMLETTE, *H. sellii* BUKRY & BRAMLETTE della biozona a *Ceratholithus rugosus* (MNN13) (RIO *et alii*, 1990).

I livelli basali della formazione affiorano a C.zo Prangi e in località C.zo Morto e contengono associazioni attribuibili alle biozone a *Globorotalia margaritae* (MPI2) e ad *Amaurolithus tricornicolatus* (MNN12) (RIO *et alii*, 1990).

I livelli stratigraficamente più alti della successione sono invece esposti tra C.da Portella e Polizzi Generosa e sono attribuibili alla biozona a foraminiferi a *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata* e alla biozona a nannofossili MNN13 (ABATE *et alii*, 1991). Complessivamente, i livelli affioranti appartengono alle biozone MPI2 e MPI3 del Pliocene inferiore (Zancleano), mentre non sono state riscontrate le biozone MPI1 e MPI4a.

Relativamente al Foglio "Cefalù" la formazione giace in discordanza sui terreni del flysch numidico (FYN₅) (Capo Raisigerbi), sulla formazione di Reitano (REI) e sui gessi (GPQ₁) (Torremuzza); nel "Foglio Castelbuono" essa poggia sulle formazioni QUC (M. Ferro), FYN₂ (C. Faguara), GTL₁ e GPQ₄ (Polizzi Generosa-Nociuzzi).

Lo spessore varia da pochi metri ad un massimo di 40 m.

L'ambiente deposizionale è di bacino pelagico.

L'età è Pliocene inferiore (Zancleano).

3. – DEPOSITI QUATERNARI

3.1. – DEPOSITI MARINI

3.1.1. – *Depositi marini terrazzati* (g_n)

Lungo la costa tirrenica, da Torremuzza a S. Lucia, sono presenti in maniera discontinua esigui spessori di depositi litorali tardo-quadernari discordanti sui vari terreni prima descritti.

Il deposito è costituito da sabbie giallo ocra talora ghiaiose fossilifere e da breccie monogeniche a clasti carbonatici eterometrici, immersi in matrice sabbiosa.



Fig. 51 – Breccie monogeniche a clasti carbonatici eterometrici, immersi in matrice sabbiosa con rari bioclasti e biosomi conchigliari. Costituiscono il deposito terrazzato g_n posto sul versante orientale della Rocca di Cefalù.

L'assetto è caotico, nei livelli granulometricamente più fini la stratificazione è poco evidente.

Il contenuto faunistico è rappresentato per lo più da tritume conchigliare di lamellibranchi, da modelli interni di gasteropodi, da rari individui di brachiopodi, echinoidi (Figg. 51 e 52) e da gusci ben conservati di *Natica* sp. e *Glycymeris* sp.

Nell'insieme il deposito si presenta terrazzato in più ordini ed è disposto più o meno parallelamente ai vari tratti dell'attuale linea di costa. Gli orli interni si attestano tra 425 e 30 m s.l.m.

Sono stati riconosciuti 5 ordini di deposito terrazzato, che trovano corrispondenza con quelli individuati lungo la fascia litorale tirrenica da Capo Peloro a S. Stefano di Camastra, nel territorio del Foglio 588 "Villa S. Giovanni" (CATALANO & CINQUE, 1995), e nei fogli 600 "Barcellona Pozzo di Gotto" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2011c) e 598 "S. Agata di Militello", dove i depositi marini terrazzati sono stati distinti utilizzando le unità informali di tipo genetico. Ad ovest dell'area in esame i depositi marini g_n si correlano con quelli presenti nel Foglio 596 "Capo Plaia" (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2011b), cartografati come unità a limiti inconformi (UBSU).

Lo spessore dei depositi terrazzati generalmente inferiore al metro, nella baia

di Cefalù raggiunge i 3 m.

Per quanto riguarda la cronologia di questi depositi terrazzati essa sarebbe compresa tra un'età non più antica di 450 ka (cf. Foglio "Capo Plaia") e 130-72 ka - Tirreniano, comprensivo dello stadio isotopico 5e (130-120 ka) di HEARTY *et alii* (1986). Recentemente ANTONIOLI *et alii* (2006) hanno datato il terrazzo marino di La Kalura a 125 ka, per correlazione altimetrica con i terrazzi incisi lungo la Rocca e contenenti fossili marini. Pertanto l'età della successione di depositi marini terrazzati è Pleistocene medio-superiore.



Fig. 52 – Sabbie e breccie cementate del deposito terrazzato g_{n1} posto sul versante orientale della Rocca di Cefalù.

3.1.1.1. – ordini dei depositi marini terrazzati (g_{n1-5})

La serie completa degli ordini di terrazzamento è stata riconosciuta in quasi tutta l'area del Foglio "Cefalù", sebbene gli orli interni dei medesimi si attestino a quote differenti nei vari settori strutturali definiti dalla complessa articolazione tettonica dell'area in esame.

Settore Torremuzza-C.da Croce del Morto: a g_{n1} vengono attribuiti i depositi localizzati a sud di Torremuzza (q. 45-40 m) e quelli a sud del km 160 della

SS 113 (q. 50-25 m circa); a g_{n2} i terrazzamenti localizzati tra Villapiana e sud di Castel di Tusa (q. 100-75 m), e quello isolato di C. Colonna (q. 125 m); a g_{n3} i depositi dislocati tra q. 175 m (a sud di Torre Selichente) e 150 m (a sud di Castel di Tusa); a g_{n4} i depositi localizzati a C.zo Guardia, a sud di Castel di Tusa e a sud di Torre Silichente (q. 225-175 m); a g_{n5} (q. 275-260) i depositi di Croce del Morto (a sud di Milianni) e di C.da Buongiorgio (a sud-ovest di Castel di Tusa).

Settore Milianni-S. Ambrogio: in questo settore vengono riferiti a g_{n1} i depositi di q. 50-25 m dell'abitato di Milianni e di Torre Conca; a g_{n2} (q. 100-65 m) quelli posti tra sud di Milianni e S. Ambrogio, e quello di q. 75-50 m a sud di M° S. Biagio; a g_{n3} (q. 175-125 m) i terrazzamenti nei pressi di C.se Altopiano e del versante occidentale di Rocca Pennuti; a g_{n4} il terrazzo di Saponara (a sud di S. Ambrogio) (q. 210 m circa) e quello a sud di C. Altopiano (a sud-ovest di Milianni) (q. 225 m); a g_{n5} i restanti depositi terrazzati dislocati a q. 370 e 300 m tra Rocca Pennuti e C.da La Marina (a sud-est di Capo Rosso).

Settore La Kalura/Cefalù – S. Lucia: in questo settore g_{n1} costituisce il deposito terrazzato di La Kalura (q. 35-27 m), quello di S. Lucia (q. 30 m circa) e l'estesa superficie, fortemente antropizzata, che dalla periferia meridionale della cittadina di Cefalù (a monte del tracciato ferroviario) si estende verso nord sino alla falesia sul mare (q. circa 30-16 m); a g_{n2} vengono riferiti il deposito terrazzato di C. Vazzana (q. 150-130 m) localizzato a sud del km 183 della SS. 113, quello affiorante a sud di S. Lucia (q. 75-50 m) e quello che a sud della Rocca si estende da Villaggio Diana a Club Paradiso (q. 75-30 m circa). A g_{n3} vengono assegnati i terrazzamenti localizzati a sud di C. Provenza, in destra del T. Carbone, tra q. 290-260 m circa. I depositi g_{n4} sono presenti a q. 350-325 m a sud di C. Provenza; g_{n5} è rappresentato dai terrazzamenti di q. 400 m circa di C.da Langenia (a sud di S. Ambrogio).

3.2. – DEPOSITI CONTINENTALI E TRANSIZIONALI

3.2.1. – conglomerati di Cozzo Prangi (ZPG)

Corrispondono *p.p.* ai Fanglomerati di M. della Grassa di LENTINI & VEZZANI (1974) e di GRASSO *et alii* (1978), attribuiti dubitativamente al Pleistocene, in assenza di contenuto faunistico, principalmente per posizione stratigrafica.

Affiorano in località C.zo Cofino e attorno a C.zo Prangi (ad ovest di Petralia Sottana), a M. della Grassa e a C.zo della Croce (angolo sud-orientale del Foglio “Castelbuono”).

Il litosoma è costituito da conglomerati e brecce poligenici, in matrice sabbioso-limosa di colore brunastro, talora con livelli sabbioso-siltosi decimetrici, laminati e/o gradati.

Alla base sono presenti abbondanti clasti di calcari micritici biancastri, riferibili ai Trubi, e marnosi bruno-verdastri (cfr. f.ne Terravecchia) di dimensione centimetrico-decimetrica, oltre a blocchi di calcari biocostruiti di dimensione fino a 1 m, riferibili a varie unità panormidi (loc. C. Margi presso l'omonimo val-lone). Lo spessore di questo intervallo, a causa della geometria lenticolare, varia da 0 a 10 m. La restante parte della formazione è caratterizzata da clasti spigolosi di quarzareniti di diametro fino a 40 cm, immersi generalmente in un'abbondante matrice arenaceo argillosa di colore rossastro o giallastro, e da megabloccchi di calcari biocostruiti, subsferici di diametro fino ad 1 m. Sporadicamente sono presenti clasti calcareo-marnosi riferibili ai Trubi.

A Monte della Grassa la formazione è costituita da conglomerati a prevalente matrice sabbioso-argillosa di colore bruno, con elementi quasi esclusivamente quarzarenitici "numidici" a spigoli vivi o subsferici, di diametro medio variabile da 5 a 30 cm con rari clasti di diametro maggiore.

La formazione poggia con contatto discordante e fortemente erosivo su TRV₃, sui vari termini del Gruppo Gessoso-Solfifera (GS) e sui Trubi (TRB); a M. della Grassa la formazione sutura il contatto di sovrascorrimento secondario del flysch numidico FYN₄ sui vari termini della formazione Terravecchia e delle evaporiti (formazioni Pasquasia e Cattolica); a C.zo della Croce (in sinistra di Fosso Monaco) la formazione poggia sui gessi GPQ₁ e su esigui lembi di Trubi (non cartografabili alla scala della carta geologica) presenti alla sommità dei gessi.

Lo spessore varia tra 150 e 200 m.

Si tratta di depositi di conoide alluvionale.

In assenza di datazioni cronologiche la formazione, per posizione stratigrafica, viene dubitativamente riferita al Pleistocene superiore.

3.2.2. – Deposito antico di versante (a_b)

Relativamente all'area del Foglio è presente alla base del versante occidentale di Pizzo Carbonara, tra M. Balatelli e Piano D. Formaggio. Si estende più ampiamente nel limitrofo Foglio "Termini Imerese" ove è stato classificato nel sintema Raffa Rosso (cfr. SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2011b).

Si tratta di materiale clastico di natura prevalentemente calcareo-dolomitica, stratificato, ad elementi da spigolosi a sub-arrotondati in matrice siltoso-argillosa di colore rosso, più o meno cementato (cemento calcareo). La stratificazione è evidenziata da cicliche variazioni granulometriche legate a fasi di degradazione meteorica in condizione climatiche più fredde dell'attuale e pertanto riferibili all'ultimo glaciale (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010).

Limite inferiore non affiorante. Limite superiore in continuità e sfumato verso i depositi di versante a_a. Spessore circa 10 m.

In assenza di datazioni cronologiche l'unità, per posizione stratigrafica e per continuità di affioramento col limitrofo Foglio "Termini Imerese", viene riferita al Pleistocene superiore.

3.2.3. – Depositi alluvionali terrazzati (b_n)

Affiorano su tutta l'area dei fogli in lembi di estensione variabile lungo le valli dei principali corsi d'acqua.

Trattasi di ghiaie poligeniche ed eterometriche a prevalenti clasti di natura sedimentaria, per lo più arrotondati, di diametro da 2 a 20 cm, a supporto di matrice sabbioso-argillosa di colore bruno o giallastro; sabbie ciottolose a supporto di matrice argilloso-terrosa, in assetto massivo o leggermente stratoide, e limi argillosi di colore bruno (terre rosse) o grigiastro a stratificazione poco evidente e suolo agrario.

La composizione dei clasti, relativamente omogenea, è rappresentata da tutti i litotipi del substrato con prevalenza di quelli silicei e/o arenitici silicoclastici. Le tessiture variano da prevalentemente ghiaiose a sabbioso-ghiaiose. Lungo i corsi d'acqua minori la natura dei ciottoli è funzione delle rocce affioranti nei paleo-bacini.



Fig. 53 - Deposito alluvionale terrazzato (b_n) su cui si sovrappone un corpo detritico a grossi blocchi. Loc.: a sud di Capo Raisigerbi, lungo la S.S. 113, km 172.5.

I depositi alluvionali terrazzati sono ubicati ad altezze diverse sugli attuali alvei dell'intera rete idrografica, sono debolmente inclinati verso valle, e disposti in più ordini, non differenziati in campo carta, lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali.

La superficie inferiore è discordante ed erosiva su vari termini del substrato; verso l'alto sono frequenti una copertura limosa centimetrico-decimetrica di depositi colluviali e/o di terre rosse (b_2), e depositi di versante (a_a) (Fig. 53).

Il deposito presenta spessori generalmente modesti (da qualche decimetro al metro), nella piana di Finale raggiunge la potenza di 15 m (Fig. 54).

L'età è Pleistocene superiore-Olocene.



Fig. 54 - Depositi alluvionali terrazzati (b_n). Loc.: Finale.

3.2.4. – Depositi alluvionali recenti e depositi di piana litorale (b_b)

L'unità è costituita da ghiaie con livelli di sabbie e limi, distribuiti a varie quote lungo i principali corsi d'acqua, talora terrazzati (b_b). La componente ruditeca è rappresentata da ciottoli eterometrici, prevalentemente quarzarenitici di forma discoidale e arrotondati, con diametro medio di 4-5 cm e valore massimo di 40 cm. Talvolta i clasti dei livelli ghiaiosi hanno disposizione embriciata, mentre nei livelli sabbioso-limosi la stratificazione è poco evidente. Questi depositi si trovano al di sopra dell'alveo attuale ad un'altezza tra 1 e 5 m, sono fissati da vegetazione arbustiva; solo eccezionalmente possono essere rielaborati

da piene torrentizie. Sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, o sono ricoperti dai sedimenti dei conoidi alluvionali.

In prossimità delle foci del F. Pollina e del T. di Tusa tali depositi si collegano, gradualmente e con limite sfumato, a quelli delle strette piane alluvionali attuali (piana della Stazione di Pòllina e di Stazione di Tusa-La Piana, rispettivamente).

Lo spessore raggiunge i 20 m lungo i principali corsi fluviali ed è indeterminabile nella piana litorale.

L'età dei depositi è Olocene.

Costituiscono anche il deposito degli estesi conoidi alluvionali, talora coalescenti per chilometri, allineati lungo versanti acclivi definiti da dislocazioni tettoniche a prevalente orientazione NO-SE.

Il materiale, sempre caotico, è costituito da ghiaie spigolose eterometriche per lo più in matrice sabbiosa, con lenti di materiale granulometricamente più fine. La natura dei clasti, alquanto omogenea, è funzione della litologia dei terreni da cui il conoide si origina: è prevalentemente quarzarenitica (flysch numidico) per quelli posti tra S. Lucia e Castel di Tusa (Fig. 55), litarenitica (formazione di Reitano) per quelli di Villapiana, calcareo-marnosa (Trubi) per quelli di Torremuzza.

In genere i conoidi topograficamente più bassi si raccordano con le piane alluvionali pensili (zona di Finale-Capo Raisigerbi) che raggiungono quote



Fig. 55 – Deposito di conoide alluvionale costituito da clasti esclusivamente quarzarenitici. Loc.: a sud di Cefalù, lungo la strada per Club Paradiso.

elevate (200 m s.l.m.), come si nota nell'area di Villapiana-Torremuzza. Ciò sta ad indicare forti sollevamenti differenziali tra diversi settori dovuti a locali strutture tettoniche, probabilmente tuttora attive.

3.2.5. – *Depositi alluvionali attuali (b_a)*

Costituiscono il deposito degli alvei attuali delle fiumare presenti nell'area dei fogli.

Trattasi di ghiaie eterometriche di dimensione fino a grossi blocchi e poligeniche, caratterizzate da prevalenti clasti quarzarenitici, bene appiattiti e arrotondati, e subordinatamente carbonatici e silicei a spigoli vivi, in continua elaborazione ed evoluzione da parte dei processi fluviali, in particolare durante gli eventi alluvionali più intensi. Su questi depositi non sono presenti insediamenti e coltivazioni, ad eccezione di quella arbustiva.

L'unità si sovrappone con contatto erosivo su vari termini, sia marini che continentali (depositi alluvionali recenti – b_b, e alluvioni terrazzate - b_n).

Lo spessore del deposito, generalmente di pochi metri, nei greti delle principali aste torrentizie arriva a 10 m.

L'età dei depositi è Olocene.

3.2.6. – *Coltre eluvio-colluviale (b₂)*

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

L'unità è costituita da detrito incoerente, massivo o stratoide, a supporto di matrice terroso-argillosa, con clasti eterometrici, a spigoli vivi e di piccole dimensioni (2-4 cm) se carbonatici e/o silicei, subarrotondati e di maggiore dimensione (1-10 cm) se silicoclastici o quarzarenitici.

L'unità è stata cartografata solo quando lo spessore del deposito supera il metro.

L'età è Olocene.

3.2.7. – *Depositi di spiaggia (g₂)*

Ghiaie a prevalenti clasti mineralici di quarzo, litici quarzarenitici e di selce policroma, arrotondati, di diametro variabile da 1 a 10 cm; sabbie quarzose a

grana da medio a grossolana e ben cernite di colore giallastro e/o grigiastro. Le strutture, per lo più embriciate, sono effimere. Localmente (Castel di Tusa) il deposito è rappresentato da clasti eterometrici da spigolosi a sub-arrotondati esclusivamente di quarzareniti.

L'ampiezza delle spiagge varia da luogo a luogo e può subire modificazioni nell'arco di una sola stagione; l'azione delle correnti lungo costa e del moto ondoso impedisce la permanenza della frazione sabbiosa e/o limosa eventualmente trasportata dai fiumi in fase di piena.

L'età dei depositi è Olocene.

3.2.8. – *Deposito di versante (a_a)*

Questo deposito, meglio sviluppato nel settore occidentale dei fogli, interessa principalmente i terreni delle unità sicilidi, panormidi e del flysch numidico *s.l.*

Trattasi di materiale incoerente, raramente poco cementato, costituito da elementi lapidei eterogenei ed eterometrici spigolosi, inglobati in più o meno scarsa matrice sabbiosa e/o arenitica, derivanti da processi di alterazione *in situ*, accumulati ad opera della gravità e rielaborati da fenomeni gravitativi e dalle acque di ruscellamento. La natura del pezzame litoide è funzione della litologia dei terreni su cui i processi di alterazione operano.

Costituiscono anche i depositi di falda, generalmente privi di matrice, che si sono formati per processi di disgregazione meccanica in scarpate rocciose, soprattutto se interessate da intensa fratturazione (Fig. 56) e da fenomeni di crioclastismo.



Fig. 56 – Breccie cementate alla base del costone calcareo del Faro della Rocca di Cefalù.

Si presentano stabilizzati, anche se disposti su versanti acclivi.

Estese coperture detritiche caratterizzate da grossi blocchi dolomitici matrice-sostenuti occupano l'intero versante occidentale di M. Mufara-M. Scalone-Timparossa (Fig. 57).



Fig. 57 - Detrito di versante con presenza di grossi blocchi dolomitici immersi in una matrice sabbiosa. L'area è stata recentemente utilizzata per fini estrattivi (attualmente la cava non è più in uso). Loc.: P.la Colla, versante occidentale di M. Mufara.

Sono stati cartografati soltanto gli accumuli con spessore stimato tra 3 e 20 m, anche se coltri detritiche di spessore esiguo ricoprono quasi ubiquitariamente tutte le aree collinari e montane ricadenti nel territorio dei fogli.

L'età è Olocene.

Depositi clastici ad elementi eterometrici, anche grossolani, prevalentemente quarzarenitici e in subordine litarenitici, costituiscono più o meno estesi cono detritici, a tratti attivi, disposti lungo i versanti dei rilievi più acclivi. I corpi maggiori sono quelli presenti tra il versante orientale di Monte S. Salvatore e l'alto corso del F. Imera Meridionale (a nord di Petralia Sottana). Altri corpi di minore

estensione, costituiti da pezzame quarzarenitico, sono presenti in destra del T. Raino, in destra del T. Buonanotte e in destra del V.ne Ponte Piscasso.

In destra del T. di Tusa e a Motta d’Affermo il materiale costituente i coni detritici di versante è rappresentato esclusivamente da litareniti della formazione di Reitano.

3.2.9. – Deposito di frana (a₁)

Depositi di frana sono largamente presenti in corpi di varia estensione in tutta l’area dei fogli, sui terreni prevalentemente argillosi o argilloso-arenacei del flysch numidico, che occupano la maggiore estensione areale e, subordinatamente, su quelli delle “argille sicilidi”.

Si tratta di accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei, localmente a grossi blocchi, in matrice da argillosa a sabbiosa (Fig. 58). Quasi tutte le frane presentano indizi di evoluzione in atto (Fig. 59).



Fig. 58 - Frana in prossimità di C. S. Giorgio a nord-ovest di Geraci Siculo. Il corpo di frana, evidenziato in blu, interessa il fronte di una cava (a) e il piano di coltivazione è tiltato di circa 30° (b).



Fig. 59 – Frana attiva nella litofacies argillosa del flysch numidico – membro di Geraci Siculo (FYN₃). Loc.: Strada Statale Settentrionale Sicula, km 167, nei pressi di Torre Selichente.

PROGETTO
CARG

V – TETTONICA

1. – EVOLUZIONE DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE: IMPLICAZIONI CROSTALI

L'edificio tettonico compreso tra le Madonie e i Monti Nebrodi rappresenta un segmento della Catena Appenninico-Maghrebide (CAM), formata da un sistema a *thrust* pellicolare con vergenza verso SE nel tratto siculo-maghrebide (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1990a) e verso ENE in quello appenninico (CARBONE & LENTINI, 1990; LENTINI *et alii*, 1996c). Questo sistema comprende sequenze mesozoico-terziarie sia di piattaforma che di bacino, con le relative coperture flyschoidi mioceniche, ritenute da diversi Autori appartenenti ad un paleomargine afro-adriatico (OGNIBEN, 1960, 1969; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE *et alii*, 1977; LENTINI & VEZZANI, 1978; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; BIANCHI *et alii*, 1987; ROURE *et alii*, 1990; CATALANO *et alii*, 1996; MONACO *et alii*, 1998).

I dati geologici di superficie, integrati da quelli di sottosuolo dell'esplorazione petrolifera, arricchiti nell'ultimo decennio da quelli derivanti dall'esplorazione sismica crostale (progetti CROP e CROP-Mare) (FINETTI Ed. 2005), indicano che la CAM è costituita da una serie di falde di ricoprimento derivanti dalla deformazione di sequenze depositatesi in diversi domini paleogeografici ubicati tra il paleomargine africano e quello europeo.

Questo sistema a *thrust* è compreso tra la Catena Kabilo-Calabride a tetto e il Sistema a *Thrust* Esterno a letto (Fig. 60). La prima è costituita da falde di basamento con resti dell'originaria copertura meso-cenozoica e rappresenta il risultato della delaminazione eo-oligocenica del margine europeo. Il secondo è

un sistema originatosi dalla deformazione post-tortoniana del bordo interno della piattaforma carbonatica africana.

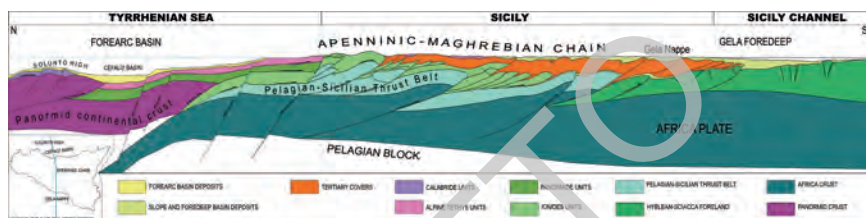


Fig. 60 – Profilo crostale attraverso la Sicilia occidentale (da FINETTI *et alii*, 2005a).

La CAM è costituita da falde, più o meno ampiamente alloctone, disposte a più orizzonti strutturali e sovrapposte in *toto* sul Sistema a Thrust Esterno (LENTINI & CARBONE, 1990; LENTINI *et alii*, 1994; 1996c), recentemente definito *Pelagian-Sicilian Thrust Belt* (FINETTI *et alii*, 2005a).

All'interno della CAM le Unità Sicilidi, presenti al tetto delle varie unità tettoniche che la compongono, sono interpretabili come i resti di un cuneo d'accrezione oceanico alpino-tetideo oligo-miocenico, ulteriormente sovrascorso fino a raggiungere l'attuale fronte della catena, rappresentato dalla Falda di Gela (DI GERONIMO *et alii*, 1978). Tali unità quindi sono da considerarsi le più interne, in quanto originariamente ubicate in un bacino, che separava il margine europeo da un blocco panormide, che nell'Oligo-Miocene giocava il ruolo di avampaese (Fig. 61). Altre sequenze oceaniche sono riconoscibili nelle unità tettoniche più esterne, come l'Unità di M. Judica, quelle imeresi e sicane. Queste successioni, ritenute comunemente coperture di crosta continentale (OGNIBEN, 1960; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE *et alii*, 1977; CATALANO *et alii*, 1996), a seguito dell'interpretazione dei dati del CROP-Mare, sono definitivamente attribuite ad un dominio a crosta oceanica, che rappresenta la porzione oggi subdotta dell'originario bacino ionico e dal quale sono ampiamente scollate; pertanto esse sono state raggruppate sotto il termine di Unità Ionidi (FINETTI *et alii*, 2005a).

I due paleobacini, quello alpino tetideo e quello ionico erano separati dalla piattaforma carbonatica panormide, allocata su crosta continentale, riconosciuta oggi dalle linee sismiche lungo i margini tirrenici della Sicilia e dell'Appennino meridionale. Per tale crosta sono stati usati i termini di crosta maghrebide (LENTINI *et alii*, 2001, 2002) o crosta panormide (LENTINI & CARBONE, 2009, 2010).

I risultati delle ricerche geologiche e geofisiche portano alla ricostruzione di un quadro paleogeografico alquanto schematico, ma caratterizzato da un margine europeo, un bacino alpino-tetideo a crosta oceanica od assottigliata, una crosta continentale panormide sede in origine delle sequenze carbonatiche panormidi



Fig. 61 – Schema delle croste nel Mediterraneo centrale (da LENTINI & CARBONE, 2010).

e tra questa e la crosta continentale africana, la crosta oceanica del paleobacino ionico.

Tale distribuzione delle croste ha influenzato notevolmente l'evoluzione di quest'area mediterranea, dando luogo a fenomeni di subduzione delle croste oceaniche e di collisione tra quelle continentali.

È così possibile ricostruire con un notevole grado di attendibilità un'evoluzione geodinamica, nella quale si riconoscono tre fasi orogeniche (FINETTI *et alii*, 2005a, 2005b; LENTINI *et alii*, 2006).

La prima, la **Fase eo-alpina**, scarsamente testimoniata nell'Appennino meridionale ed in Sicilia, è riconoscibile in Calabria lungo la Catena Costiera, ed è presente con falde ofiolitifere Europa-vergente anche nel Tirreno tra la Valle Sardo-Sicula e la catena sommersa degli Elimi - bacini di Trapani-Ustica (Sardegna e Sicilia nord-occidentale), per poi correlarsi alla Corsica alpina. I segmenti della catena eo-alpina, così riconosciuti, sono chiaramente dispersi per effetto dell'apertura tirrenica. In tale fase, di età cretaceo-eocenica si è consumata, almeno in parte, la crosta tetidea al di sotto della placca Adria.

La seconda, indicata come **Fase balearica**, è ascrivibile all'intervallo Oligocene-Miocene inferiore ed è caratterizzata dalla rotazione antioraria del

Blocco Sardo-Corso, dall'apertura di un bacino di retroarco, il Bacino Balearico, e dalla subduzione al di sotto della placca Europea di ciò che rimaneva della crosta alpino-tetidea, con il conseguente scollamento delle Unità Sicilidi al di sopra della placca Afro-Adriatica. Tale fase termina con la collisione tra il blocco europeo e quello afro-adriatico.

A partire dal Miocene medio, la subduzione si sposta all'esterno, interessando la crosta ionica, accompagnata dall'apertura del Tirreno come bacino di retroarco; si sviluppa così la **Fase tirrenica**, responsabile dell'attuale configurazione dell'orogene. Le coperture carbonatiche appenninico-panormidi, con le unità tetidee già nella precedente fase scollatesi ed impilate, si riversano sopra le unità ionidi. Con la consumazione dei settori a crosta oceanica ionica, le coperture bacinali ivi ospitate, a loro volta scollate, vanno a ricoprire i margini dell'avampese, estendendosi sul Sistema a *Thrust* Esterno.

L'interpretazione delle linee sismiche CROP-Mare mostra la presenza dello *slab* ionico lungo i margini tirrenici, sia in Sicilia che sulla costa del Cilento, la totale consumazione della crosta ionica in questo settore, l'estesa sovrapposizione tettonica delle sequenze Ionidi al di sopra del margine afro-adriatico espresso dal Sistema a *Thrust* Esterno ed il conseguente stato collisionale tra crosta panormide e crosta afro-adriatica.

Il processo collisionale ha dato luogo ad una zona di culminazione assiale (dorsale Madonie-Nebrodi-Peloritani), delimitata a sud da fronti di accavallamento obliqui (Linea M. Kumeta-Alcàntara, GHISSETTI & VEZZANI, 1984), e caratterizzata da fenomeni di "fuori sequenza" con abbandono dei processi di avanzamento al fronte della catena ed ha prodotto anche una vasta area meridionale strutturalmente depressa, impropriamente denominata "Bacino di Caltanissetta" (DI GERONIMO *et alii*, 1978), che rappresenta un insieme di bacini-satellite del Miocene superiore-Pleistocene inferiore collegato verso l'esterno all'Avanfossa Gela-Catania.

L'attuale configurazione di questo settore del Mediterraneo, definita dai dati geofisici e geologici, ma in accordo anche con quelli vulcanologici, è il prodotto di questo stato collisionale riconosciuto lungo i margini orientale e meridionale del Tirreno, a sua volta in espansione, e della subduzione attiva (GIARDINI & VELONÀ, 1991) della crosta ionica al di sotto dell'Arco Calabro meridionale (FINETTI ED., 2005; LENTINI *et alii*, 2006). L'accomodamento tra settori in collisione e settori in subduzione avviene mediante trasferimenti, le cui espressioni sono sistemi di faglie orientate NO-SE, a componente destra in Sicilia (Sistema Sud-Tirrenico, di FINETTI *et alii*, 1994 e LENTINI *et alii*, 1994, 1996) e a componente sinistra in Appennino meridionale.

Ulteriori dati di terreno, integrati da analisi stratigrafico-strutturali e geofisiche, mostrano che la Sicilia è dominata da una tettonica trascorrente legata all'evoluzione geodinamica del Bacino di retroarco tirrenico. Oltre ai sistemi di

faglie trassensive destre, orientate NO-SE, sono presenti sistemi antitetici a componente sinistra, orientati NE-SO, cui si associano faglie normali circa meridiane (Sistema Medio-Tirrenico, BARRECA & CARBONE, 2008) e *thrust* sud-vergenti: tutte queste strutture sono coeve e cinematicamente compatibili.

2. – CARATTERI STRUTTURALI DELL'AREA

2.1. - PREMESSA

L'area compresa nei fogli "Cefalù" e "Castelbuono" è stata considerata da tempo una zona-chiave per la geologia dell'intera Isola, in quanto sono ben esposte alcune delle successioni mesozoico-terziarie della Catena Appenninico-Maghrebide. Essa è stata oggetto di studi da parte di vari Autori fin dalla fine dell'800 e quindi ha subito l'evoluzione del pensiero scientifico attraverso le interpretazioni delle caratteristiche geologiche a partire dalla visione autoctonica (BALDACCI, 1886; GEMMELLARO, 1872-1886) a quella faldistica, che vede promotori LUGEON & ARGAND (1906), fino ad arrivare a FABIANI & TREVISAN (1940) e a OGNIBEN (1960) e BROQUET (1968, 1972).

È dagli anni '60 che si comincia a produrre una nuova cartografia geologica (Carta geologica delle Madonie - LENTINI & VEZZANI, 1974; Carta geologica d'Italia, Foglio 611 Mistretta – SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972), che andrà a sostituire le vecchie carte ufficiali della fine dell'800. Tuttavia tali prodotti cartografici puntavano ad evidenziare i ricoprimenti tettonici tra falde e le faglie riportate erano in prevalenza interpretate come il prodotto di un regime distensivo, successivo ai grandi ricoprimenti. Tale quadro denunciava quali erano i limiti di conoscenza dell'evoluzione geodinamica della catena: fase orogenica caratterizzata dalla messa in posto delle falde, confinata all'Oligo-Miocene e surrezione plio-quadernaria dell'edificio.

I successivi rilevamenti, ed in particolare quelli condotti nell'ambito del progetto CARG, sostenuti da una serie di dati stratigrafici aggiornati e dalle conoscenze delle strutture in sottosuolo grazie a linee sismiche e sondaggi, esprimono oggi una realtà più attendibile in accordo con l'evoluzione del pensiero geologico. Nel compilare le nuove carte geologiche e soprattutto lo schema strutturale dell'area non si può non tener conto che essa è caratterizzata da un edificio a falde prodottosi a seguito di una tettonica polifasica, che ha una sua estensione temporale, non escludendo un'intensa attività neotettonica. È noto per esempio che al disotto della catena pellicolare è presente nell'area in esame il Sistema a *Thrust* Esterno, che dal Tortoniano in poi ha subito intense deformazioni, come dimostrano le unità appartenenti a tale sistema profondo, che affiorano nei Monti di Trapani. Sono noti i meccanismi di deformazione di tale sistema profondo e

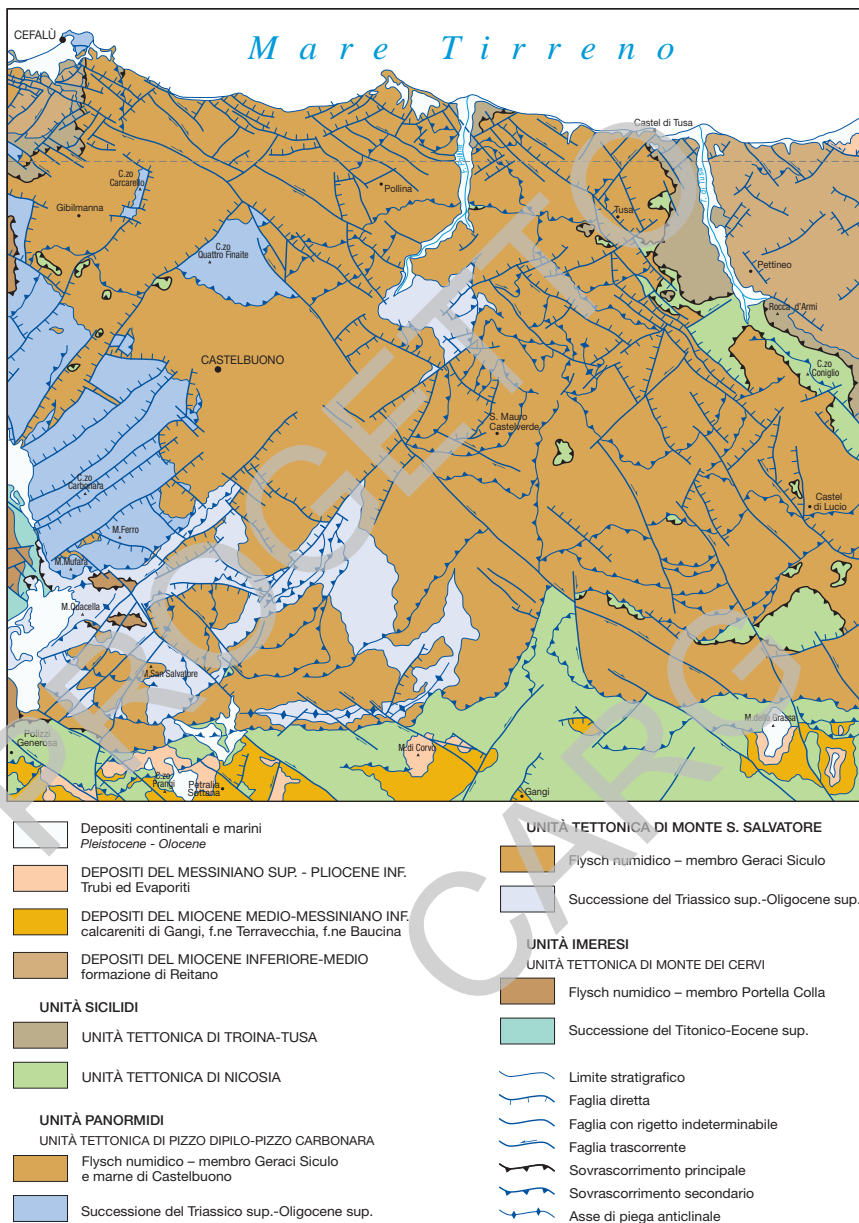


Fig. 62 - Schema tettonico dei fogli "Cefalù" e "Castelbuono"

l'influenza che questo produce nell'evoluzione geodinamica, neotettonica e geomorfologica della sovrastante Catena Appenninico-Maghrebide.

2.2. - EVOLUZIONE GEODINAMICA

Nell'area in esame affiorano solamente terreni appartenenti alla Catena Appenninico-Maghrebide, costituita da unità tettoniche (falde) sovrapposte mediante contatti di sovrascorrimento principale. Tali contatti, generalmente ad andamento suborizzontale, sono ripiegati e ritagliati da contatti più recenti (sovrascorrimenti secondari e/o faglie inverse, faglie trascorrenti e dirette) (Fig. 62).

La strutturazione geometrica dell'edificio orogenico riflette una regolare propagazione spazio-temporale dei sistemi a *thrust* e delle relative aree di avampoea e avampaeae, rispettando grosso-modo una sequenza di tipo *piggy-back* dei fronti di compressione dalle zone interne verso l'avampaeae. In particolare per la zona in esame la piattaforma Panormide giocava il ruolo di avampaeae durante la Fase balearica, cioè nel Miocene inferiore ed il flysch numidico occupava una vastissima area esterna che soltanto dal Miocene medio si trasformava in un'ampia avampoea, per poi essere coinvolto nella propagazione dei sistemi a *thrust* durante la Fase tirrenica. Secondo tale interpretazione le Unità Sicilidi sono inizialmente sovrascorse sui terreni panormidi. A partire dal Miocene medio, la piattaforma Panormide si scolla dal proprio basamento, andando a ricoprire tettonicamente i depositi del più esterno Bacino Ionico (Unità Imeresi, Sicane, M. Judica).

Inoltre i ricoprimenti tettonici sono accompagnati da fenomeni di scollamento con superfici localizzate a più orizzonti, ma in prevalenza si registrano in corrispondenza di livelli argillosi o marnosi, come la Formazione Mufara, le argille del flysch numidico e soprattutto le Argille Variegate. Ciò ha come conseguenza l'errata attribuzione cronologica di alcuni sovrascorrimenti principali, datati per difetto, come il caso del ricoprimento delle Unità Panormidi sulle Imeresi (v. oltre), mentre non sempre le unità originariamente più interne occupano una posizione strutturale al tetto dell'edificio (p.e. argille AV).

La strutturazione dell'edificio, anche se legata alle fasi sopra citate, è stata soggetta ad un "*continuum*", per cui, a differenza del passato, l'orogenesi non può essere ritenuta un fenomeno concluso. Inoltre la propagazione dei *thrust* non sempre si presenta regolare, infatti anche nelle zone interne della catena possono prodursi estesi fenomeni di reimbricazione nelle geometrie dei corpi con modalità di propagazione in "fuori sequenza".

Sebbene le perforazioni all'interno dell'area dei fogli non raggiungano profondità particolarmente elevate, considerazioni geologiche a carattere regionale, basate anche su linee sismiche e sui dati CROP-Mare, indicano che l'intero edificio appenninico-maghrebide con tutta probabilità poggia tettonicamente

sul Sistema a *Thrust* Esterno. Infatti l'Unità Imerese, la più profonda affiorante, forma al confine ovest del Foglio "Castelbuono" un'ampia anticlinale, nota come la "semicupola fagliata di M. dei Cervi", perchè troncata verso ovest da faglie normali di elevato rigetto, che originano un'ampia depressione strutturale occupata dalle Unità Sicilidi e dai depositi del Miocene superiore.

Nella zona di Scillato (Foglio "Termini Imerese") la piega, che interessa i calcari con selce, è ben esposta ed è visibile anche dall'autostrada. Tale struttura implica necessariamente uno scollamento su un elemento profondo non affiorante, che dovrebbe essere rappresentato appunto da un sistema a *thrust* originariamente più esterno. La strutturazione di quest'ultimo è avvenuta a partire dal Miocene superiore e certamente ha influenzato le unità soprastanti, che quindi hanno subito deformazioni, che si sono sovrapposte alle strutture più antiche e che sono responsabili dei sovrascorrimenti secondari.

Pertanto qui di seguito verranno descritte le unità tettoniche, che formano l'edificio a falde, nell'ordine di sovrapposizione dal basso verso l'alto, analizzando i contatti di sovrascorrimento principali e valutandone l'età. Più avanti si analizzeranno le strutture, pieghe, sovrascorrimenti secondari e faglie, principalmente legate alle deformazioni successive, generalmente originatesi durante le fasi mio-plioceniche.

2.2.1. - *Unità Imeresi*

Relativamente all'area dei fogli le Unità Imeresi sono rappresentate dalla sola Unità tettonica di M. dei Cervi, affiorante nel bordo centro-occidentale, al confine col Foglio "Termini Imerese" e sul versante meridionale del massiccio di Pizzo Carbonara.

Tale unità era stata denominata Complesso Basale da OGNIBEN (1960), in quanto la più profonda affiorante e pertanto ritenuta un'unità autoctona.

In generale essa è costituita da una successione calcareo-silicea, argilloso-arenacea verso l'alto a carattere bacinale, di età compresa tra il Triassico superiore e il Miocene inferiore. Nell'area analizzata affiora soltanto l'intervallo ascrivibile al Giurassico superiore-Eocene superiore (formazione Crisanti CRI e formazione Caltavuturo CAL), seguito da depositi argilloso-silicei e quarzarenitici dell'Oligocene superiore (flysch numidico-membro di Portella Colla FYN₂).

2.2.1.1. - *Unità tettonica di M. dei Cervi*

Affiora in finestra tettonica da Piano D. Formaggio a nord al V.ne S. Nicola a sud, ove costituisce il fianco orientale dell'ampia anticlinale di M. dei Cervi,

limitata superiormente dal contatto di sovrascorrimento principale orientato NNO-SSE, che sovrappone i termini del Triassico superiore-Giurassico inferiore (MUF e QUC) dell'unità tettonica panormide di Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara sui terreni pelitico-arenitici del flysch numidico FYN₂. La terminazione settentrionale e meridionale della struttura, nell'area del Foglio "Castelbuono", è mascherata da estesi corpi detritici, dai quali comunque emergono i terreni MUF e QUC della falda panormide. La struttura è dissecata da un *set* di faglie orientate NO-SE e circa E-O di modesto rigetto, che rimangono confinate all'interno dei terreni imeresi, e che producono una serie di piccoli *horst* e *graben*.

A sud del massiccio di Pizzo Carbonara, tra M. Spina Puci e Monte S. Salvatore l'unità imerese affiora nelle finestre tettoniche di V.ne Faguara e di C.da Canna. In queste due strutture il contatto tettonico di sovrapposizione è definito da una superficie a basso angolo, rigettata da fasci di faglie orientate NE-SO a componente trasversiva sinistra e da faglie trasversive destre orientate NO-SE. Le faglie del sistema NE-SO producono rigetti orizzontali variabili da qualche decina di metri a 250 m (faglia V.ne Gonato-M. Daino-V.ne Madonna degli Angeli); in quelle del sistema NO-SE i rigetti orizzontali variano dalla decina alle centinaia di metri (fino a 400 m) (faglia C. Faguara-P.la di Mele).

2.2.2. - *Unità Panormidi*

Nell'area dei fogli la piattaforma Panormide e la relativa copertura cretacicoeocenica in facies di scaglia, sono state suddivise in due unità tettoniche: quella di Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara (UDC) la soprastante e quella di Monte S. Salvatore (UMS), la sottostante. In realtà le due unità si differenziano notevolmente nello sviluppo verticale della successione stratigrafica: più estesa e completa la prima, lacunosa ed incompleta la seconda, ma il rigetto tra le due unità appare modesto ed il raccorciamento avviene attraverso una rampa, che rappresenta uno "*splay*" che si enuclea dalla superficie del sovrascorrimento principale della falda panormide. Tale struttura è rappresentata da un sovrascorrimento secondario con geometria arcuata, lungo il quale i depositi carbonatici della UDC si sovrappongono alle dolomie della formazione di M. Quacella deposte nella zona di raccordo fra la piattaforma e il bacino durante l'intervallo Triassico superiore-Lias inferiore ed appartenenti alla UMS. Questa struttura si segue con continuità per circa 8 km ed è caratterizzata da una sensibile variazione di giaciture: nel tratto compreso fra P.la Arena e M. Mufara essa ha direzione NNO-SSE ed immerge verso i quadranti orientali con valori di inclinazione che oscillano fra 40° e 80°; nel tratto compreso fra M. Mufara e M. Ferro, invece, essa ha direzione OSO-ENE, e immerge debolmente verso i quadranti settentrionali con inclinazione fra 10° e 40°. Altri sovrascorrimenti e faglie inverse di ordine inferiore, con

direzione media ONO-ESE ed immersione verso SSO, sono presenti nel versante settentrionale di M. Mufara e a sud di M. Spina Puci (RENDA *et alii*, 1999).

Probabilmente le due unità avrebbero meritato il rango di sottounità, in quanto il contatto tra le due avviene a mezzo di un sovrascorrimento secondario e la loro differenziazione è soprattutto nella evoluzione delle facies e nella collocazione paleogeografica.

L'Unità UDC, infatti, è costituita da una successione continua estesa dal Carnico all'Oligocene (Formazione Mufara MUF, dolomie di Isnello DIS, calcari e dolomie di Pizzo Carbonara PZA, calcari di Pizzo Manolfo CTI, calcari di Piano Battaglia PNB, formazione di Cefalù CEU, formazione di Cozzo Balatelli CZB, formazione Gratteri GRT, argille di Portella di Mandarini GPM); su di questa giace in continuità la successione argilloso-quarzarenitica dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (flysch numidico-membro Geraci Siculo FYN₅), evolvente verso l'alto alle marne di Castelbuono MCU, ascritte al Burdigaliano superiore.

L'Unità UMS è caratterizzata da una successione lacunosa terrigeno-dolomitica di età Carnico-Giurassico inferiore (MUF e formazione di M. Quacella QUC) e marnoso-argillosa dell'Eocene-Oligocene superiore (formazione di Cozzo Cipollazzo CZB, e argille di Portella di Mandarini GPM), sormontata dalle successioni argilloso-quarzarenitiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (flysch numidico FYN₅).

Ambedue le Unità Panormidi sono sovrapposte tettonicamente sull'Unità Imerese mediante un contatto di sovrascorrimento principale, che interessa il flysch numidico FYN₂. Il sovrascorrimento ha vergenza media verso SSE ed immerge verso i quadranti nord-orientali con valori di inclinazione che aumentano progressivamente verso nord. La superficie è ben esposta ad est di P.la Colla, dove le marne e calcilutiti della Formazione Mufara (Carnico) si sovrappongono alle peliti del flysch numidico FYN₅ (Oligocene superiore).

Per OGNIBEN (1960) l'età del sovrascorrimento non oltrepasserebbe il limite Oligocene-Miocene. Tale attribuzione cronologica, confermata da WEZEL (1966), vincolerebbe il trasporto delle Unità Panormidi sull'Unità Imerese all'Oligocene superiore. Di conseguenza la copertura numidica al disopra della piattaforma carbonatica panormida veniva interpretata come un elemento mesoautoctono, depositatosi cioè sulle coltri panormidi e ricoperto a sua volta da quelle sicilidi (OGNIBEN, 1960; GRASSO *et alii*, 1978). Negli anni successivi tale interpretazione è stata rivista, in quanto l'età del sovrascorrimento appariva troppo precoce nel quadro complessivo dell'evoluzione delle catene (oligocenica era infatti la deformazione delle più interne unità "calabro-peloritane"). Inoltre gli ulteriori studi riguardo la CAM in Sicilia e nell'Appennino meridionale hanno accertato la presenza di ingenti volumi di flysch numidico traslati verso l'avanfossa a causa di estesi fenomeni di scollamento. Tali volumi formano dei sistemi a *thrust* man-

canti dell'originario substrato imerese, che è invece rimasto arretrato.

L'età di messa in posto delle Unità Panormidi sull'Unità Imerese sarebbe quindi ascrivibile al Burdigaliano superiore–Langhiano. Ulteriore conseguenza di tale interpretazione è che la copertura numidica al disopra della piattaforma carbonatica avrebbe partecipato passivamente al trasporto orogenico.

Il contatto di sovrascorrimento principale si segue con continuità lungo un fronte che si estende da C.da D. Formaggio al versante meridionale di M. Mufara (fianco sud-occidentale di Pizzo Carbonara), e da V.ne Faguara a C.da Canna (Fig. 63). Anche in questo caso il contatto è ritagliato da fasci di faglie del sistema trascorrente destro orientato NO-SE e dal suo antitetico sinistro NE-SO.

Già durante i rilevamenti per la pubblicazione della Carta Geologica delle Madonie (LENTINI & VEZZANI, 1974) si era notato che in C.da D. Formaggio gli spessori dei carbonati panormidi, compresi tra il sovrascorrimento e le coperture numidiche, si presentavano estremamente ridotti rispetto a quelli esposti sul ripido versante del massiccio di Pizzo Carbonara, per cui l'unica spiegazione possibile era quella di un elemento strutturale con movimento trascorrente destro. Tale lineamento tettonico, orientato NNO-SSE, è stato successivamente analizzato da RENDA *et alii* (1999), che lo hanno denominato Linea Gratteri–M. Mufara, dandogli il significato di una rampa laterale con componente destra. L'analisi strutturale di dettaglio dei rapporti angolari fra le superfici di taglio e di clivaggio, e i



Fig. 63 - Panoramica del V.ne Faguara: sovrascorrimento principale (linea rossa con triangolini pieni) delle dolomie della formazione di M. Quacella (QUC) e/o della Formazione Mufara (MUF) sul flysch numidico - membro di Portella Colla (FYN₂). In destra del vallone, al di sotto della strada, affiora una scaglia tettonica (sovrascorrimento secondario: linea rossa con triangolini vuoti) di Trubi (TRB); in blu contatto stratigrafico. Sullo sfondo l'Etna innevato.

gradini delle vene di taglio indicano movimenti traspressivi destri verso SSE, ortogonale alla direzione della superficie tettonica. Il sovrascorrimento ha pertanto i caratteri di una rampa laterale e la blanda anticlinale di tetto definisce una *lateral ramp fold* (*sensu* BUTLER, 1982). Lo studio degli indicatori di movimento ha reso inoltre possibile la caratterizzazione cinematica dell'importante faglia inversa con geometria arcuata P.la Arena-M. Mufara-M. Ferro; le strie meccaniche sulla superficie di faglia indicano movimenti traspressivi destri nel tratto con direzione NNO-SSE (P.la Arena-M. Mufara), che si configura pertanto come una rampa laterale, e movimenti inversi nel tratto con direzione OSO-ENE (M. Mufara-M. Ferro), che ha quindi i caratteri di una rampa frontale (RENDA *et alii*, 1999).

2.2.2.1. - Unità tettonica Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara (UDC)

Affiora sulla terminazione delle Madonie orientali ed è rappresentata dal massiccio del Carbonara, estendendosi da Pizzo Dipilo-Gratteri (Foglio "Termini Imerese") al versante meridionale di Pizzo Carbonara, lungo l'allineamento M. Mufara-M. Ferro-Pizzo Stefano. Vengono riferite a quest'unità anche i terreni dell'Oligocene superiore (argille di Portella di Mandarinini GPM) affioranti nell'area tra C.zo Quattro Finàite e il T. Castelbuono-C.zo Pizzo Vòbbisi, e i terreni mesozoici che costituiscono la dorsale di Rocca S. Nicola-C.zo Carcarello, e i promontori di C.zo S. Biagio e della Rocca di Cefalù.

L'unità UDC è sovrapposta tettonicamente all'Unità di Monte S. Salvatore lungo un fronte di sovrascorrimento secondario, arcuato, che si segue con continuità da P.la Arena al versante meridionale di M. Mufara-V.ne Faguara, e dal versante meridionale di M. Ferro si estende sino a Rocca Gonato.

2.2.2.2. - Unità tettonica Monte S. Salvatore (UMS)

Affiora tra il versante meridionale del massiccio del Carbonara e Polizzi Generosa, dove le formazioni, prevalentemente oligo-mioceniche (formazioni GPM e FYN₅), costituiscono il gruppo montuoso di Monte S. Salvatore-M. Cavallo e di M. Scalone-M. Pene. La struttura, costituita dagli stessi tipi di terreni, si segue sino ad est di Geraci Siculo. Tra il V.ne dell'Annunziata e Geraci Siculo vengono attribuite a quest'unità tettonica i terreni mesozoici (MUF, QUC) e paleogenici (CZG) che formano la dorsale di C.zo Scaletta d'Alfano-C.zo S. Giorgio, e l'antistante depressione di V.ne Giardinello (Figg. 64 e 65).

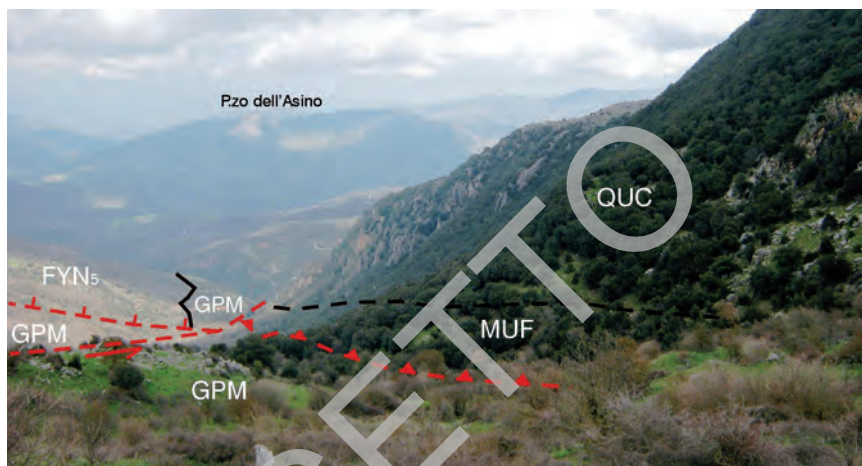


Fig. 64 - Contatto tettonico per sovrascorrimento secondario (linea rossa a tratto con triangolini) tra l'Unità tettonica Monte S. Salvatore, costituita dalle formazioni Mufara (MUF) e di M. Quacella (QUC), e le argille di Portella di Mandarini (GPM). Loc.: in prossimità del V.ne dell'Annunziata (a nord-ovest di Geraci Siculo).



Fig. 65 - Contatto di sovrascorrimento secondario tra le dolomie della formazione di M. Quacella (QUC) e le argille di Portella di Mandarini (GPM) in prossimità di C.zo Scaletta d'Alfano (a nord-ovest di Geraci Siculo).

L'unità UMS riaffiora a nord di S. Mauro Castelverde, nei pressi dell'abitato di Borrello, dove forma un'ampia struttura anticlinale asimmetrica delimitata sul fianco orientale (allineamento Serra l'Ostia-C.zo Cipollazzo) da un sovrascorrimento secondario orientato N-S che sovrappone i termini basso mesozoici (QUA) e quelli eocenici (CZG) sui livelli dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore del flysch numidico FYN₅. La struttura è interessata da un fitto sistema di faglie estensionali e trascorrenti orientate NE-SO, N-S e NO-SE, che in momenti diversi hanno dislocato la successione mesozoico-terziaria. Tra questi alcune faglie del sistema orientato NE-SO dislocano le dolomie QUC, ma non interessano le marne eoceniche CZG (Fig. 66).



Fig. 66 - Le strutture tettoniche in prossimità di C. Buonanotte, a nord di S. Mauro Castelverde, interessano solo le dolomie (QUC) e vengono suturate dai depositi marnoso-calcarei della formazione di Cozzo Cipollazzo (CZG).

2.2.3. - Unità Sicilidi

I terreni sicilidi e le relative coperture terrigene oligo-mioceniche presenti nell'area dei fogli sono rappresentati da due unità tettoniche sovrapposte: l'Unità di Troina-Tusa (UTT), in posizione superiore, e l'Unità di Nicosia (UNi), geometricamente inferiore.

L'UTT è caratterizzata da successioni cretatiche (Gruppo delle Argille Variegate - AV) e terziarie (calciruditi e calcareniti del M. Pomiere - MPD e



Fig. 67 - La formazione Polizzi affiorante a nord di C.zo Manca di Corvo (a ovest di Gangi) si presenta localmente fortemente tettonizzata. La piega ha un'asse orientato ONO-ESE sub-orizzontale.

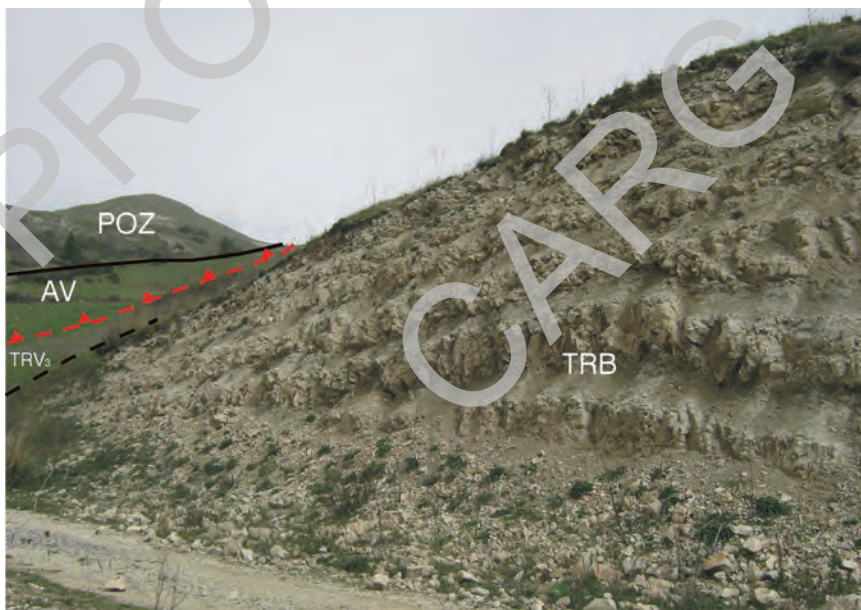


Fig. 68 - Contatto di sovrascorrimento secondario (in rosso) tra i terreni del Gruppo delle Argille Variegate, passanti stratigraficamente alla formazione Polizzi (POZ), e i Trubi (TRB). In nero a tratti: faglia trascorrente destra orientata NO-SE che disloca il membro pelitico-argilloso della formazione Terravecchia rispetto a TRB. Loc.: tra C.zo Croce e C.da Portella, ad ovest di Nociazzi.

Argille Varicolori Superiori - ALV), e da successioni silico- e vulcanoclastiche oligo-mioceniche (Tufiti di Tusa - TUT).

L'UNi è costituita da successioni cretacico-oligoceniche (AV e formazione Polizzi - POZ) e da successioni silico-clastiche e quarzarenitiche (flysch numidico-membro Nicosia - FYN₄).

Le Unità Sicilidi si sovrappongono tettonicamente alle coperture numidiche delle Unità Panormidi, ma si estendono sul flysch numidico al tetto delle Unità Imeresi, ricoprendo, per effetto della loro "mobilità tettonica", aree più esterne, fino a costituire gran parte del cuneo frontale della catena (Falda di Gela).

OGNIBEN (1960 e segg.) ascriveva al Miocene medio il trasporto orogenico sul flysch numidico, cioè posteriormente alla messa in posto della falda panormide. Attualmente l'età del primo sovraccorrimento è indicata dai contatti di sovrapposizione al tetto delle coperture numidiche, datato al Burdigaliano superiore nelle aree più interne (marne di Castelbuono) ed al Langhiano nelle più esterne (formazione Tavernola), al di fuori dei fogli. Le Unità Sicilidi comunque dovevano essere già sovrapposte tettonicamente alle Unità Panormidi, allorché queste ultime ricoprirono le Unità Imeresi e subirono passivamente tale trasporto e gli altri connessi alle ulteriori fasi deformative, che determinarono imponenti fenomeni di scollamento.

Alla tettonica compressiva con strutture a falde di ricoprimento è riconducibile la sovrapposizione tettonica delle unità interne sui termini più esterni. I contatti tettonici principali, riferibili a questa fase deformativa, mostrano attualmente andamenti N-S e NE-SO per effetto delle fasi tettoniche successive, e mantengono una geometria sub-orizzontale ed una vergenza meridionale. Sulla sinistra di V.ne S. Elia, a sud-est di Cefalù, è ben evidente un contatto tettonico di questo tipo, attraverso cui è avvenuta la sovrapposizione tettonica delle Unità Sicilidi sui termini sommitali dell'Unità Panormide (flysch numidico - FYN₅).

2.2.3.1. - Unità tettonica di Nicosia (UNi)

Affiora estesamente lungo tutto il bordo meridionale del Foglio "Castelbuono", da Polizzi Generosa ad ovest a Fosso Monaco ad est. Nel settore orientale del foglio costituisce il *klippe* di Camato-Vinnesale-C.zo la Croce e quelli minori posti lungo il V.ne Burgisato (a sud di Castel di Lucio). Altri *klippen* di limitata estensione areale sono disseminati tra S. Mauro Casterverde e M. Canalicchi-Passo della Ciambra e a nord di Castel di Lucio, e sul versante settentrionale di Pizzo Carbonara. Nel settore tra Tusa, C.zo Forno e C.zo Coniglio l'Unità di Nicosia è costantemente sottoposta all'Unità di Troina-Tusa. L'UNi è fortemente deformata ed è caratterizzata da raddoppi di tutta o parte della successione, presenza di *thrust*, *duplex* e sistemi di pieghe (Figg. 67 e 68).

L'Unità di Nicosia si sovrappone tettonicamente alle Unità Panormidi. Il contatto si esprime con una superficie a basso angolo sulle marne di Castelbuono del Burdigaliano superiore, che lo pre-datano.

Tale contatto di ricoprimento è ben preservato al tetto dell'Unità tettonica panormide di Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara (a nord del massiccio del Carbonara), mentre il contatto sull'Unità di Monte S. Salvatore, nell'area meridionale del Foglio, è modificato da *thrust* fuori sequenza a vergenza meridionale, che invertono gli originari rapporti tra le due unità tettoniche. Tale lineamento, orientato circa E-O, nel tratto da Fosso Cuca (a nord di Polizzi Generosa) a P.la dei Bifolchi (a sud di Geraci Siculo) e NNE-SSO nel tratto T. Raino-Pizzo dell'Oleandro (ad est di Geraci Siculo), si segue sino a C.da Casalini, sul margine sud-orientale del Foglio, a nord di Cozzo della Croce, dove riprende andamento E-O. Lungo Fosso Cuca il contatto di ricoprimento tettonico è rigettato in destra di circa 700 m da una trascorrente orientata N 140.

2.2.3.2. - Unità tettonica di Troina-Tusa (UTT)

Affiora lungo il margine peritirrenico dei fogli, nelle depressioni tettoniche di Le Serre (a sud di Cefalù), di C.da S. Biagio (foce del F. Pòllina) e lungo il T. di Tusa, da Castel di Tusa a Rocca d'Armi-C.da Cannito (a sud di Pettineo). Appartengono a questa unità tettonica anche i limitati affioramenti che costituiscono i *klippen* di C.zo Difesa e di Camona (ad ovest e a sud di Tusa).

Nel *klippe* di Le Serre l'Unità UTT, costituita dalla sola formazione TUT, è interposta tra il flysch numidico FYN₅ alla base e la discordante formazione di Reitano al tetto, che sutura il contatto di ricoprimento. Il limite inferiore dell'unità ha decorso meridiano sul fianco orientale della struttura ed E-O a meridione, presenta geometria a basso angolo ed è disseccato da sistemi di faglie trasversive destre orientate NO-SE, e sinistre e/o dirette NE-SO, che cumulano dislocazioni orizzontali dell'ordine delle centinaia di metri le prime (fino a 750 m) e delle decine di metri le seconde.

Nel settore di C.da S. Biagio l'Unità UTT si sovrappone al flysch numidico FYN₅ con contatti a basso angolo, orientati NNE-SSO sul versante in destra del F. Pollina; il limite occidentale della struttura è definito da una faglia trascorrente destra orientata NO-SE.

Nel settore orientale dei fogli l'Unità UTT, già sovrascorsa sull'Unità di Nicosia, poggia tettonicamente sui terreni quarzarenitici numidici FYN₅ e sulle marne di Castelbuono. Il contatto presenta andamento circa meridiano nel tratto Castel di Tusa-Margibuffa, ed E-O nel tratto in sinistra idrografica del V.ne S. Pantaleo. Questo contatto, disseccato da faglie orientate circa SO-NE e NNO-SSE, si estende con direzione circa NNO-SSE da Rocca D'Armi a nord di C.zo

Coniglio (a sud di Pettineo). In questo settore l'unità tettonica descritta è delimitata superiormente dall'appoggio discordante dei depositi della formazione di Reitano, come è possibile osservare in destra del T. di Tusa, tra Stranghi (ad ovest di Motta d'Affermo) e Pettineo.

La messa in posto di questa unità sui depositi del flysch numidico FYN₅ e delle marne di Castelbuono MCU pertanto è avvenuta nell'intervallo temporale compreso tra la fine della deposizione di MCU (Burdigaliano superiore) e la deposizione della discordante formazione di Reitano di età Miocene inferiore-medio.

2.2.4. – *Unità tardorogene*

Col termine di unità tardorogene vengono indicate quelle successioni sedimentarie di età compresa tra il Miocene inferiore-medio e il Pleistocene, depositatesi successivamente ai sovrascorrimenti principali, avvenuti durante la Fase balearica e all'inizio di quella tirrenica. Si tratta quindi di terreni in discordanza sulle falde già impilate, ma la cui geometria e la distribuzione di facies sono strettamente legate ai sistemi a *thrust*, che via via si formavano durante la Fase Tirrenica. In funzione della polarità della deformazione, l'età della base di questi depositi ringiovanisce verso le aree esterne dell'orogene (LENTINI *et alii*, 2000).

Ad esse appartengono i depositi del Miocene inferiore-medio: formazione di Reitano REI, le successioni clastiche ed evaporitiche di avanfossa del Miocene medio-superiore: calcareniti di Gangi GNG, la formazione Terravecchia TRV, la formazione Baucina BAU, le evaporiti del Gruppo Gessoso-Solfifera: GTL e GPQ, e i Trubi TRB del Pliocene inferiore.

Dal Miocene medio in poi, in conseguenza del progressivo coinvolgimento dell'avanfossa "numidica" e delle soprastanti falde sicilidi nel *thrust belt* siciliano, la sedimentazione avviene in bacini intramontani, che ricevono gli apporti clastici derivanti dallo smantellamento delle aree emerse della catena in deformazione.

In questi bacini satellite, sviluppatasi sul dorso delle diverse falde in via di strutturazione, durante il Miocene inferiore-medio (BUTLER *et alii*, 1995) si depositarono potenti successioni clastiche (formazione di Reitano), mentre nei settori più esterni la sedimentazione diacrona è rappresentata dai depositi calciclastico-arcosici ricchi in glauconite (calcareniti di Gangi) del Miocene medio-superiore e silicoclastica del Tortonian superiore-Messiniano inferiore (formazione Terravecchia).

La sedimentazione delle facies silico-clastiche, alimentata da apporti di materiale detritico proveniente dallo smantellamento delle unità numidiche in via di strutturazione (JONES & GRASSO, 1995) e/o da aree caratterizzate da unità di

basamento cristallino, attualmente riconoscibili sia nei Monti Peloritani che nel settore sommerso del bordo tirrenico (Alto di Solunto) (LENTINI *et alii*, 2005b), è stata fortemente condizionata da una complessa interazione fra processi tettonici e variazioni eustatiche del livello del mare, che hanno dato origine a più cicli sedimentari (GRASSO & BUTLER, 1991; LENTINI *et alii*, 1995b).

La deposizione delle successioni evaporitiche nel Messiniano avviene all'interno di bacini sempre più ristretti per controllo tettonico (BUTLER *et alii*, 1995; NIGRO & RENDA, 2000).

Il basso eustatico registrato durante il Messiniano e la contemporanea migrazione dell'asse dell'avanfossa verso settori più esterni riducono l'estensione delle aree a sedimentazione marina che sono interessate dalla sedimentazione delle evaporiti (GRASSO & PEDLEY, 1988), caratterizzata da due cicli (di Cattolica e di Pasquasia) separati da una discordanza regionale (DECIMA & WEZEL, 1970), che testimonia il perdurare delle fasi tettoniche durante questo periodo (BUTLER *et alii*, 1995).

A partire dal Pliocene inferiore la direzione assiale della catena si orienta circa E-O (NIGRO & RENDA, 2000), la capacità volumetrica dell'avanfossa si riduce ulteriormente e la sedimentazione è rappresentata da quella emipelagica dei Trubi.

Il rinvenimento dei Trubi sulle Madonie orientali testimonia che durante il Pliocene inferiore quest'area era sommersa e che pertanto il sollevamento di tale catena montuosa doveva ancora verificarsi. Le aree sorgenti principali quindi erano rappresentate dai settori attualmente sommersi del basso Tirreno, che bordavano il bacino di retroarco nella fase di espansione (*spreading*) e che successivamente dal Pliocene superiore subivano il collasso, originando le dorsali sommerse, espressioni di sistemi a *thrust* mio-pliocenici (Alto di Solunto), separate dalla linea di costa tramite depressioni come il Bacino di Cefalù.

Dal Pliocene superiore l'attivazione di sistemi trascorrenti legati alla dinamica di apertura del Bacino Tirrenico, causa il generalizzato sollevamento della dorsale madonita e la deposizione di facies clastiche fluvio-lacustri (fanglomerati) (GRASSO *et alii*, 1978; ABATE *et alii*, 1988a).

2.3. – STRUTTURE TETTONICHE MIO-PLIOCENICHE

La Fase tirrenica, iniziata nel Miocene medio, con l'apertura del bacino di retroarco, è responsabile dell'odierno assetto dell'orogene Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia. Dopo il sovrascorrimento delle piattaforme panormidi sulle unità del bacino ionico, la deformazione investe queste ultime, che vanno a loro volta a ricoprire il Sistema a *thrust* Esterno, che si origina a partire dal Tortonian e continua a deformarsi nel Pliocene superiore-Quaternario (v. Fig.60). Pertanto

nelle aree esaminate molte delle strutture rilevate sono da ascrivere alle fasi tardive dell'orogenesi. Si tratta di strutture compressive e distensive, che coesistono in un sistema cinematico catena-avampaese complesso, ma riconducibile all'evoluzione della fascia orogenica e del bacino di retroarco (v. sopra).

Sulle falde, originatesi nell'intervallo Oligocene superiore-Miocene medio, poggiano in discordanza i terreni tardorogeni del Tortoniano superiore-Pliocene inferiore e parte di essi sono coinvolti in episodi di deformazione compressiva.

Gli Autori che si sono interessati di quest'area hanno considerato responsabile dell'assetto strutturale, solo la fase tettonica oligo-miocenica, attribuendo alle fasi tettoniche plio-quadernarie un carattere prettamente distensivo responsabile solo di spostamenti verticali (OGNIBEN, 1960; BROQUET, 1968; GRASSO *et alii*, 1978; DI GERONIMO *et alii*, 1979; ABATE *et alii*, 1982a, 1982b).

Solamente RUGGIERI & TORRE (1982), GRASSO *et alii* (1987) e ABATE *et alii* (1991) riconoscono, nel versante meridionale delle Madonie, l'esistenza di una fase tettonica post-Pliocene inferiore.

RUGGIERI & TORRE (1982) ipotizzano l'esistenza di una faglia trascorrente orientata E-O, la cui attività inizierebbe nel Messiniano e continuerebbe fino al Pliocene con probabili riprese durante il Pleistocene.

GRASSO *et alii* (1987) individuano una rotazione oraria post-Pliocene inferiore connessa con faglie dirette NO-SE e ONO-ESE, che costituiscono un sistema "en-echelon" legato alla linea M. Kumeta-Alcantara (GHISSETTI & VEZZANI, 1977). La fase tettonica post-Pliocene inferiore avrebbe interessato, secondo tali Autori, solo il lato esterno della catena sino all'Avanfossa di Gela, mentre, nel lato interno, la deformazione dei Trubi sarebbe legata alla dinamica recente del margine tirrenico.

ABATE *et alii* (1991, 1993) riferiscono a tale fase tettonica un carattere traslativo, che causa l'accavallamento dei terreni del flysch numidico sulle Unità Sicilidi e di entrambi sui Trubi e sui terreni tardorogeni.

Le principali strutture, che caratterizzano l'assetto tettonico del settore centrale e meridionale delle Madonie, sono pieghe e sovrascorrimenti, il cui sviluppo è legato agli eventi compressivi avvenuti tra il Miocene inferiore ed il Pliocene medio. Sono tuttavia presenti importanti deformazioni distensive, rappresentate da faglie dirette e/o trasversive, alcune delle quali sono però riferibili a fasi tettoniche mesozoico-neogeniche che hanno preceduto lo sviluppo delle pieghe e dei sovrascorrimenti secondari. Fra queste, le strutture realizzatesi nell'intervallo Triassico-Cretacico sono state prevalentemente desunte in base ai dati stratigrafici e sedimentologici, in quanto fortemente modificate dai più recenti motivi compressivi.

Nel settore meridionale del Foglio "Castelbuono" lungo l'allineamento Polizzi Generosa-Petralia Sottana-M. di Corvo-M. della Grassa, affiorano sovrascorrimenti secondari a basso angolo orientati E-O, con sovrapposizione

dell'Unità di Nicosia sui depositi silico-clastici ed evaporitici del Miocene medio e superiore. Ad est di Polizzi e a C.zo Cofino i terreni più recenti coinvolti nella deformazione sono i Trubi del Pliocene inferiore (v. Fig. 68).

Entrambi i tipi di contatto, sovrascorrimento principale e *thrust*, sono ritagliati da sistemi di faglie trasversive destre NO-SE, e sinistre orientate NE-SO, con rigetto orizzontale variabile fino al chilometro (faglia di C.zo Pastonello-Roccàsola-C. Parrizzo).

Pertanto la sovrapposizione tettonica di terreni mesozoico-terziari sui Trubi e sulle successioni del Miocene superiore, indica l'esistenza di una fase tettonica, post-Pliocene inferiore, responsabile di un'ulteriore deformazione, con una traslazione delle unità tettoniche che costituiscono questo frammento di catena. Più a sud la Sicilia centrale e meridionale è caratterizzata dai depositi evaporitici messiniani e dai Trubi deformati in strette pieghe, testimonianza di una energica fase tettonica riferibile al post Pliocene inferiore.

Inoltre, le quote elevate, cui si rinvencono i Trubi sul massiccio di Pizzo Carbonara, inducono a rivedere la paleogeografia pliocenica e permettono di valutare i tassi di sollevamento della catena nell'intervallo Pliocene superiore-Pleistocene.

2.3.1. – Settore meridionale delle Madonie e dei Nebrodi sud-occidentali (Polizzi-Generosa-Nociuzzi-C.zo Prangi-Castel di Lucio)

La dorsale Madonie-Nebrodi è generata da una culminazione regionale, delimitata a sud da strutture compressive (*thrust* e sovrascorrimenti secondari), distensive e trascorrenti, riconducibili ad un elemento, che delimita la dorsale stessa con un'ampia depressione strutturale nota come "Bacino di Caltanissetta" e che in parte corrisponde alla "Linea Kumeta-Alcantara" di GHISETTI & VEZZANI (1977). Lo stato delle conoscenze, grazie ai rilievi di terreno, ai dati di sottosuolo e alle considerazioni a carattere regionale, indicano che tale allineamento è sostanzialmente un sistema compressivo e traspressivo destro, in realtà scomponibile in *thrust*, talora ruotati in senso orario, faglie orientate NO-SE con componente di movimento destro, faglie sinistre orientate NE-SO. È così che tutto l'allineamento assume un'orientazione circa E-O. Ad esso si associano faglie dirette e pieghe che assumono talora il significato di anticlinali di rampa.

Esempi molto chiari sono visibili sul versante meridionale di Pizzo Catarineci e a sud di Castel di Lucio. Nella prima località il flysch numidico-membro di Geraci (FYN₅) forma un'anticlinale con asse orientato O-E lungo una decina di km; al nucleo affiorano le argille di Portella di Mandarini (GPM). Sul fianco meridionale la piega si accavalla sulle Unità Sicilidi, a loro volta sovrascorse in precedenza sul flysch numidico. Nella zona di Castel di Lucio lo stesso flysch

forma un'anticlinale asimmetrica, cioè con il fianco meridionale verticalizzato e rovesciato, che risale rispetto alle falde sicilidi conservate nella depressione al fronte del *thrust* di V.ne Trigna-V.ne Burgisato.

In quest'ultima località non sono presenti terreni recenti, ma l'età dei sovrascorrimenti secondari è desunta con certezza dai contatti con le formazioni mioplioceniche nel settore occidentale tra Polizzi e Petralia Sottana.

Nel settore sud-occidentale del Foglio "Castelbuono", infatti, nei pressi dell'abitato di Polizzi, sono state individuati sovrascorrimenti secondari orientati E-O che arrivano ad interessare termini del Miocene superiore (TRV) e del Pliocene inferiore (TRB). Lungo il contatto, esteso da P.la Fatuzza a P.la Maruggi, si ha la sovrapposizione delle argille e quarzareniti del flysch numidico FYN₅ sui terreni sicilidi (formazione Polizzi, Argille Variegate e flysch numidico FYN₄). Lo stesso motivo strutturale interessa i Trubi a nord di Nociazzi.

Più a sud il rilievo, su cui sorge l'abitato di Polizzi, costituito dall'omonima formazione, mostra un chiaro sovrascorrimento su TRV; questo motivo si ripresenta più a sud-est nei pressi di C.zo Croce e a Madonna della Raccolta.

In tutta l'area da Nociazzi a P.la Maruggi, le strutture interessano depositi recenti con ripetizioni dei depositi tortoniani e della formazione Polizzi.

Ad ovest di Petralia Sottana, un piano di accavallamento sempre orientato E-O, sovrappone le argille di Portella di Mandarini (GPM) sul flysch numidico FYN₄ ed un'ulteriore faglia inversa porta FYN₄ sui fanglomerati messiniani GPQ₄ affioranti nell'area di C.zo Cofino. La medesima faglia più a sud-ovest è responsabile dell'accavallamento dei fanglomerati sui Trubi.

Ad est di Petralia Sottana nell'area di M. di Corvo le AV si accavallano sulle varie litofacies della formazione TRV, ma il contatto, orientato E-O, è suturato dai gessi GPQ₁. La vergenza è meridionale. Altri sovrascorrimenti secondari interessano la formazione TRV e i gessi GPQ₁ e sono suturati dai conglomerati di Cozzo Prangi ZPG del Pleistocene?

In tutto il settore meridionale i contatti di sovrascorrimento sono ritagliati da faglie trascorrenti destre orientate NO-SE, come si osserva ad est di Polizzi, a nord-est di Petralia e nell'estremità orientale del Foglio. Altre faglie dissecano l'anticlinale di Pizzo Catarineci.

2.3.1.1. - Descrizione degli affioramenti

Nel versante meridionale del gruppo montuoso delle Madonie, tra gli abitati di Polizzi Generosa (Foglio 609 "Termini Imerese), Castellana Sicula (Foglio 622 "Gangi") e Petralia Sottana, gli affioramenti di Trubi erano stati analizzati da RUGGIERI & TORRE (1982), GRASSO *et alii* (1987), ABATE *et alii* (1991). Sono costituiti da un'alternanza decimetrica di marne bianche e calcari marnosi con ricca fauna a foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei, e sono presenti a:

- C.zo Prangi: affiorano per qualche centinaio di metri e uno spessore di circa 20 m. Poggiano in discordanza sui fanglomerati GPQ₄ della Formazione di Pasquasia e sono suturati dai conglomerati di Cozzo Prangi (ZPG).

- A nord di Nociazzi: affiorano per qualche centinaio di metri e uno spessore di circa 20 m. Sono ricoperti dalle argille AV e dai calcari evaporitici GTL₁ (Formazione di Cattolica). Il contatto coinvolge anche i fanglomerati GPQ₄.

- A sud di Pizzo Croce (Madonna della Raccolta): affiorano per oltre due chilometri e con spessore variabile tra pochi metri e 30 m, in appoggio discordante sui calcari evaporitici GTL₁.

In queste aree sono state studiate diverse successioni che hanno permesso di riferire questi depositi alle biozone a foraminiferi planctonici MPL1, MPL2 e MPL3.

I livelli più antichi affiorano a C.zo Prangi; in essi infatti sono stati riconosciuti tra i foraminiferi planctonici e i nannofossili calcarei, i *marker* indicativi prevalentemente delle biozone MPL1 (CITA, 1975) e *Sphaeroidinellopsis* Acme Zone (IACCARINO, 1985) e *Amaurolithus tricorniculatus*.

I livelli stratigraficamente più alti sono invece esposti tra sud di Pizzo Croce e di Polizzi Generosa. In essi sono state riconosciute associazioni di foraminiferi planctonici e nannofossili calcarei indicative rispettivamente delle biozone MPL3 (CITA, 1975) e Zona a *Globorotalia margaritae/Globorotalia puncticulata* (IACCARINO, 1985) e *Ceratolithus rugosus* (ABATE *et alii*, 1991).

2.3.1.2. - Considerazioni sulla cronologia delle deformazioni tettoniche (P. RENDA)

Sono state prese in considerazione anche gli orientamenti delle strutture plicative presenti in questa zona. Le pieghe analizzate mostrano superfici assiali dirette N-S oppure NNO-SSE ed E-O. I terreni mesozoico-terziari fino ai gessi del Messiniano superiore presentano pieghe riferibili ai tre sistemi, con primitive direzioni di piegamento orientate N-S e ripiegate in senso E-O. I depositi pliocenici sono gli unici terreni che presentano solamente pieghe con assi orientati E-O.

È probabile, quindi, che una prima fase plicativa, antecedente alla deposizione dei Trubi sia responsabile delle pieghe orientate N-S e che un'altra fase post-Pliocene inferiore abbia determinato le strutture orientate E-O.

Questi dati che mostrano la sovrapposizione di pieghe più recenti E-O su quelle N-S, sono in accordo con quelli ritrovati da GRASSO *et alii* (1987) con misure paleomagnetiche. Tali Autori, infatti, ritrovano una rotazione oraria di circa 25° nei depositi del Pliocene inferiore e la interpretano come il prodotto di deformazioni circoscritte ad elementi posti tra faglie coniugate della Linea M. Kumeta-Alcantara.

I dati raccolti in quest'area inducono ad ipotizzare che le coltri alla fine del Pliocene inferiore subiscono un'ulteriore traslazione di minore entità rispetto alle fasi tettoniche più antiche. Le superfici di accavallamento che coinvolgono i terreni del Miocene superiore e del Pliocene inferiore e le pieghe associate orientate E-O sono probabilmente dovute ad una rotazione verso sud dell'orientamento dello *stress*.

È probabile che la primitiva direzione di piegamento, caratterizzata da assi N-S e NNO-SSE, possa essere legata all'iniziale direzione di trasporto delle falde, che probabilmente avveniva da ovest verso est. La rotazione oraria della seconda generazione di pieghe, con assi diretti E-O, potrebbe invece essere riferita ad una ripresa verso sud della direzione di trasporto tettonico; questa sarebbe responsabile tra l'altro, del brusco cambiamento verso SSE che subisce il fronte delle Unità Panormidi nelle Madonie Orientali rispetto alle Madonie Occidentali (GRASSO *et alii*, 1978; ABATE *et alii*, 1982b). La variazione della direzione del trasporto tettonico insieme alla variazione del sistema deformativo può essere spiegabile come il prodotto di una compressione regionale orientata grosso modo N-S o NNO-SSE legata alla cinematica di apertura del Tirreno (BECCALUVA *et alii*, 1985; GRASSO *et alii*, 1987b).

La presenza dei Trubi nel settore centrale e lungo il versante meridionale delle Madonie e i rapporti con i terreni contermini (ABATE *et alii*, 1982b; 1991) determina anche un ripensamento sulle ricostruzioni paleogeografiche degli Autori precedenti che consideravano quest'area già emersa durante il Pliocene inferiore (CRESCENZI & GAFFURINI, 1955; BROQUET, 1972; GRASSO *et alii*, 1978; DI GERONIMO *et alii*, 1979).

Nel settore centrale delle Madonie i Trubi poggiano direttamente sui depositi mesozoici o sul flysch numidico senza l'interposizione di depositi tortoniani e messiniani. Inoltre ciottoli carbonatici di origine panormide ed imerese sono presenti nei conglomerati della formazione Terravecchia e nei fanglomerati GPQ₄ del Messiniano superiore. Questi dati sono indicativi di una probabile emersione dell'area, durante il Miocene superiore, cui segue nel Pliocene inferiore, un annegamento con la conseguente deposizione dei Trubi.

Infine i dati paleobatimetrici ricavati per i Trubi affioranti alle quote più alte (M. Ferro, 1500 m s.l.m.) indicano che la deposizione di tali terreni è avvenuta ad una profondità di sedimentazione compresa tra 250 e 500 m (ABATE *et alii*, 1982b). Ciò suggerisce che, nell'intervallo di tempo compreso tra il Pliocene superiore e l'Attuale, questo segmento di catena si sia sollevato di circa 2000 m.

2.3.2. - Settore centrale delle Madonie (M. Ferro, V.ne Faguara)

In questo settore l'elemento di maggiore interesse è la presenza di Trubi a

notevoli quote all'interno del massiccio calcareo. Sono stati cartografati soltanto i lembi maggiori, che di seguito vengono descritti.

- M. Ferro: a C.da Frattasella, 500 metri a nord-ovest di Pizzo Canna, a quota circa 1500 m s.l.m. affiora una scaglia tettonica costituita da Trubi. La struttura si estende in direzione NE-SO per una lunghezza di circa 1200 m. I Trubi poggiano in discordanza angolare sulle dolomie della formazione di M. Quacella (QUC) e sono sovrascorsi, mediante una superficie orientata circa NE-SO e immergente verso NO, dai calcari e dolomie di Pizzo Carbonara (litofacies PZA_a).

2.3.2.1. - Descrizione degli affioramenti

I Trubi sono costituiti da marne e calcari marnosi bianco-giallastri in strati di 5-20 cm, generalmente piegati con assi disposti circa E-O. Lo spessore varia tra pochi metri e circa 20 m. Sono riferibili alla biozona MPL3 o Zona a *Globorotalia margaritae*/*Globorotalia puncticulata* per la presenza concomitante tra i foraminiferi planctonici dei suddetti *markers*. I nannofossili calcarei ivi presenti sono riferibili alla Biozona a *Ceratolithus rugosus*. Dal punto di vista paleobatimetrico sembrano essersi depositi ad una profondità compresa tra 250 e 500 m, per la presenza di numerosi individui di *Sphaerodinellopsis* spp., in un plancton abbondantissimo e per l'assenza di ostracodi psicosferici (ABATE *et alii*, 1982b).

- V.ne Faguara: i Trubi affiorano lungo la sponda destra, ad una quota di circa 1400 m s.l.m., in discordanza sul flysch numidico FYN₂ e da esso sovrascorsi (v. Fig. 63). Lo spessore non supera i 20 m. In questa località i Trubi sono costituiti da marne e calcari marnosi bianchi in strati da centimetrici a decimetrici, tettonizzati e piegati con assi orientati E-O. Alla base sono presenti alcuni metri di conglomerati poligenici, in matrice siltitica e sabbia rossastra, in strati e banchi decimetrici. In questo affioramento sono state riconosciute ricche associazioni a foraminiferi planctonici e nannoplancton calcareo indicative rispettivamente delle biozone MPL1-MPL2 (zone a *Sphaeroidinellopsis seminulina* e a *Globorotalia margaritae*) e *Amaurolithus tricorniculatus* (ABATE *et alii*, 1993).

2.3.3. - Settore orientale (Monti Nebrodi occidentali)

La parte orientale dei fogli è dominata da affioramenti del flysch numidico, ad eccezione dell'estremità nord-orientale occupata, per effetto di una progressiva depressione strutturale, da un piastrone molto esteso della formazione di Reitano (REI), poggiate in discordanza sulle coltri sicilidi, a loro volta in ricoprimento sulle marne di Castelbuono (MCU). Queste ultime rappresentano il livello al tetto

del flysch numidico e pertanto il contatto ha il significato di un sovrascorrimento principale. Oltre a questo, gli elementi strutturali sono rappresentati da numerosi *thrust*, anche a basso angolo, con vergenza prevalentemente meridionale, e da faglie dirette e con componente orizzontale. In questa zona si è privilegiata la distinzione tra flysch numidico di Nicosia FYN₄ e flysch numidico-membro di Geraci (FYN₅), il primo molto più deformato e con una predisposizione al dissesto molto più marcata, il secondo caratterizzato da blande monoclinali, anche se talora ridotto in ripetute scaglie tettoniche. La monotonia litologica dei banconi quarzarenitici ha creato non poche difficoltà per l'identificazione dei *thrust*, che ha richiesto un dettagliato controllo stratigrafico. Talora la presenza di piccoli lembi di terreni sicilidi, al letto dei *thrust*, permette di identificare le superfici di accavallamento tra sequenze numidiche, altrimenti la ripetizione tra intervalli quarzarenitici non sarebbe riconoscibile.

Tuttavia una ripetizione della sequenza è ben riconoscibile, ma soltanto tramite campionamenti, a sud e sud-est di Pollina. L'abitato si erge su banconi quarzarenitici, che passano alla base ad un intervallo pelitico, ascrivibile all'Oligocene superiore. Questo poggia su di un altro livello pelitico, ascrivibile però al Burdigaliano superiore e attribuito quindi alle marne di Castelbuono. Alcuni lembi di terreni sicilidi, affioranti in destra del T. Pollina, marcano il contatto e confermano il raddoppio all'interno della successione numidica.

Più in generale, il significato di questi lembi sicilidi, spesso localizzati sul versante a reggipoggio delle monoclinali numidiche, e quindi quali *marker* di raddoppi all'interno della successione, non era stato ben compreso ai tempi della realizzazione della Carta Geologica delle Madonie (LENTINI & VEZZANI, 1974), dove si privilegiavano l'aspetto stratigrafico e le variazioni di facies del flysch.

Altri raddoppi della successione numidica sono riconoscibili attorno a S. Mauro Castelverde, talora identificabili tramite la presenza delle marne di Castelbuono al disotto (*footwall*) dei *thrust* e di un'antiforme al disopra. Qui tuttavia non sempre la vergenza si presenta meridionale, ma talora è verso est.

Anche a sud dell'abitato di Geraci Siculo è presente un *thrust* sud-vergente di modesto rigetto, ma ancora più a sud affiora un generale accavallamento, già citato in precedenza, e che si estende verso est fino a Castel di Lucio, marcato da un'ampia anticlinale. Qui, associati alla struttura principale, sono presenti *back-thrust*, nord-vergenti. Si creano pertanto delle depressioni strutturali occupate dalle marne di Castelbuono e talora da piccoli *klippen* di terreni sicilidi, risparmiati dall'erosione (alta valle del T. di Tusa-V.ne Botticedda).

Tutti i rilievi montuosi tra Tusa, S. Mauro Castelverde e Castel di Lucio sono formati dal flysch numidico, caratterizzato da sequenze quarzarenitiche raddoppiate ed embricate, interessate quindi da strutture estremamente complesse, che fanno registrare spessori apparentemente molto maggiori rispetto a quelli originari, che probabilmente non dovevano superare i 1500 m. Tale struttura-

zione sarebbe avvenuta posteriormente ai sovrascorrimenti delle Unità Sicilidi e dopo la deposizione delle marne di Castelbuono, ma anche successivamente al trasporto delle Unità Panormidi, sulle quali il flysch numidico poggiava solidale. Sono quindi da attribuire alla deformazione post-langhiana, cioè in piena Fase tirrenica.

2.3.4. - Settore peritirrenico

Il settore peritirrenico ricadente nel Foglio 597 “Cefalù”, è caratterizzato da diverse associazioni strutturali riferibili a deformazioni polifasiche che hanno ritagliato quelle generatesi nell’Oligocene superiore-Miocene inferiore. Le deformazioni riconosciute si inquadrano in un ampio e complesso dominio strutturale, il Bacino Tirrenico, in cui, specialmente nelle fasi tettoniche più recenti, sistemi estensionali, compressivi e trascorrenti coesistono.

Sul terreno sono state dunque riconosciute strutture tettoniche a caratteristiche cinematiche distinte riferibili a differenti momenti della storia tettonica di questo settore.

Al trasporto orogenico legato alla Fase Balearica segue infatti una tettonica a *thrust* con sviluppo di faglie inverse con orientazioni che variano da NNE-SSO a E-O, che generalmente raddoppiano le coperture numidiche presenti (flysch numidico-FYN₃; cfr. Unità numidica di Maragone di BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI, 2000; LENTINI *et alii*, 2000).

Le strutture più evidenti per estensione sono state identificate a sud-est dell’abitato di Cefalù, immediatamente ad est della dorsale di C.zo Carbonara-C. da Allegracuore. Il contatto presenta un allineamento N-S e solleva i depositi del flysch numidico rispetto alle Tufiti di Tusa, sovrascorse in precedenza, e preservate nella depressione strutturale.

L’età di questi sistemi non è determinabile con precisione, ma tuttavia si ritiene che la loro attivazione sia avvenuta dopo il sovrascorrimento principale delle Unità Sicilidi sul flysch numidico e pertanto sarebbe post-burdigaliana.

Le deformazioni più recenti riconosciute per l’area in esame consistono in faglie ad alto angolo, che dissecano le precedenti strutture. Le associazioni strutturali sono date principalmente da *set* di faglie trascorrenti destre orientate NO-SE, cui si associano sistemi antitetici orientati NE-SO. Tali strutture, presenti in tutto il settore, segmentano sia gli originari contatti per falda sia i *thrust*. Strutture alla mesoscala sono ben evidenti sul fianco orientale della Rocca di Cefalù, dove esse mostrano principalmente movimenti obliqui e piani sub- verticali (Figg. 69 e 70).

L’età di attivazione di tali sistemi è direttamente estrapolabile dai dati di campagna poiché alcune strutture, riconoscibili nell’estremità orientale dell’area (Torremuzza) interessano i Trubi e per questo databili al post Pliocene inferiore.

L'analisi delle quote di affioramento di probabili piane alluvionali relitte porta a ritenere possibile che queste faglie siano ancora potenzialmente attive.



Fig. 69 - Piano di faglia sub-verticale a movimento obliquo sinistro nella formazione di Cefalù. Loc.: settore orientale della Rocca di Cefalù.

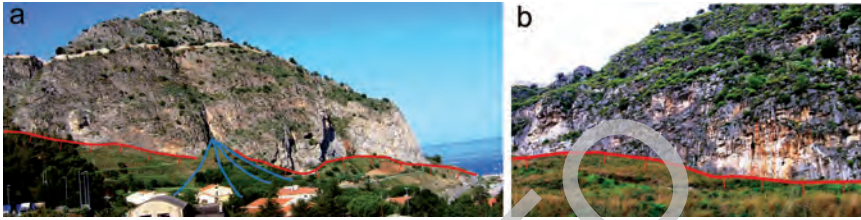


Fig. 70 – a) Piano di faglia sub-verticale del sistema antitetico orientato NE-SO, che rialza i calcari della formazione di Cefalù (CEU) rispetto al flysch numidico (FYN₅); in azzurro: conoide alluvionale. b) particolare. Loc.: versante meridionale della Rocca di Cefalù.

2.3.5. - Strutture distensive e trascorrenti

Le faglie distensive e trascorrenti interessano tutta l'area dei fogli e sono chiaramente legate in prevalenza alla strutturazione della catena e ai rapporti tra questa e l'apertura del Bacino Tirrenico. Si tratta, come sopra specificato di sistemi orientati NO-SE, con componente di movimento destra (Sistema Sud-Tirrenico), di sistemi orientati NE-SO con componente sinistra (Figg. 71 e72), dovuta a rotazione oraria dell'asse dell'orogene in Sicilia. Sono associate strutture distensive orientate N-S (Sistema Medio-Tirrenico, BARRECA & CARBONE, 2008). Tali strutture sono compatibili con una direzione dello *stress* tettonico da nord e possono essere contemporanee o successive ai *thrust*, a seconda che terminino sugli stessi come rampe laterali, oppure li dislochino. È molto verosimile che molte delle strutture, ed in particolare quelle del Sistema Sud-Tirrenico rappresentino un generale sistema trascorrente destro a carattere crostale la cui espressione superficiale sia la dispersione in elementi minori. Tuttavia in alcuni casi la rotazione di assi di pieghe e dei fronti di *thrust*, come nel settore sud-orientale del Foglio “Castelbuono”, possono essere legati a superfici di taglio con trascorrenza destra, come quella di notevole importanza, che più o meno continua taglia in due l'area dei fogli. Essa si estende dalla zona di Cefalù fino all'estremità sud-orientale (M. Ferrante–M. della Grassa), passando per T. Malpertugio e lungo l'alta valle del F.



Fig. 71 - Grossi banchi di quarzareniti del flysch numidico – membro Geraci Siculo (FYN₅) ripetuti da faglie orientate NE-SO. Loc.: Capo Raisigerbi.

Pollina. Considerato che i terreni interessati sono in prevalenza argillosi (marne di Castelbuono ed argille del flysch numidico), non si osservano indicatori cinematici, ma il carattere trascorrente è dimostrato dall'accostamento di aree con stili strutturali totalmente diversi.



Fig. 72 – Flysch numidico – membro Geraci Siculo (FYN₃): Faglia normale ad alto angolo orientata NE-SO che sovrappone i banconi quarzarenitici apicali su quelli argillitico-arenitici basali. Loc.: Capo Raisigerbi.

A nord-est di questo importante allineamento le faglie orientate NO-SE sono particolarmente frequenti e sono legate ad un generale movimento a componente destra e trastensiva, responsabile anche della distribuzione dell'Unità Sicilide e della formazione di Reitano in un'ampia depressione strutturale.

L'assetto tettonico del settore occidentale del Foglio "Castelbuono" è caratterizzato, oltre che dalle strutture compressive, da faglie dirette e/o trastensive che interessano le successioni panormide ed imerese, e il sovrastante flysch numidico. Queste strutture, che hanno direzione variabile da O-E a OSO-ENE, si seguono con continuità per alcuni chilometri e producono rigetti fino al migliaio di metri.

Numerose faglie dirette interessano la successione panormide e immergono verso i quadranti meridionali. Evidente è quella che, delimitando verso nord la depressione di Piano Battaglia (Fig. 73), interessa la successione panormide e il flysch numidico FYN₅ ad essa sovrapposto in discordanza. La presenza di un sottile livello di calcare ammonitico rosso su entrambi i blocchi separati dalla faglia consente di stimare un rigetto verticale minimo di circa 700 m (RENDA *et alii*, 1999).

Di notevole rigetto sono le faglie che bordano a nord il massiccio del Carbonara. In particolare quelle orientate NE-SO originano il sistema ad *horst* e *graben* dell'area di Isnello. In questa zona M. Balatelli è delimitato a sud-est da una faglia, il cui piano è ben esposto sul versante a SE ed immergente verso valle; ciò indica con precisione che si tratta di faglia diretta. Il bordo settentrionale del massiccio veniva interpretato (OGNIBEN, 1960) come un contatto di ricoprimento



Fig. 73 – A Piano Battaglia il flysch numidico FYN₅ è delimitato dai calcari e dolomie di Pizzo Carbonara (litofacies PZA₀) tramite una faglia diretta orientata OSO-ENE ed una antitetica orientata NO-SE.

sul flysch numidico. Si tratta invece di faglie che determinano il collasso della piattaforma carbonatica verso nord ed il conseguente collegamento in sottosuolo con la Rocca di Cefalù. Tale collegamento è testimoniato anche dall'affioramento di Cozzo Carcarello, che costituisce un'emergenza dei sottostanti calcari panormidi, delimitata ad est da faglie dirette. Tale interpretazione è di estrema importanza perché spiega meglio l'origine delle sorgenti di notevole portata, che fuoriescono sulla costa attorno alla Rocca di Cefalù.

PROGETTO
CARG

VI - CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI

1. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

1.1. - OROGRAFIA

Il territorio dei fogli 597 “Cefalù” e 610 “Castelbuono” ricade tra il gruppo montuoso delle Madonie orientali e la terminazione occidentale dei Monti Nebrodi (o Caronie) e si estende da ovest verso est tra il massiccio di Pizzo Carbonara e le dorsali di Tusa e Gangi.

I Monti delle Madonie si collocano nella Sicilia centro-settentrionale e si estendono lungo una fascia compresa tra il Mar Tirreno a nord, le Madonie occidentali ad ovest, le Caronie ad est e la fossa di Caltanissetta a sud. A nord l'area del Foglio “Castelbuono” confina con la stretta fascia costiera che ricade nel Foglio “Cefalù” che la separa dal Mar Tirreno, mentre a sud è delimitata da una ipotetica direttrice che si sviluppa in senso ovest-est tra gli abitati di Polizzi Generosa-Gangi, attraversando l'abitato di Petralia Sottana.

L'orografia è rappresentata da una serie di rilievi, dalla morfologia aspra, che si sviluppano in direzione NO-SE e N-S.

Le Madonie costituiscono, dopo l'apparato vulcanico dell'Etna, il secondo gruppo montuoso come altitudine ed estensione della Sicilia. I rilievi presentano altitudini variabili, raggiungendo quote in generale intorno ai 1900 m (Pizzo Carbonara 1979 m, Pizzo Antenna 1977 m, M. Ferro 1906 m, M. San Salvatore 1912 m, M. Quacella 1869 m, M. Mufara 1865 m). Sul versante sud-orientale madonita i rilievi si attestano tra quota circa 1600 m e 1200 m (Pizzo Catarineci 1660 m, M. di Corvo 1242 m). Altitudini più basse presenta il settore settentrionale madonita, caratterizzato dai rilievi di Pizzo Purraccia (1157 m), M. Balatelli (1125 m), M. Milocco (1223 m).

Nel settore centro orientale del Foglio, di pertinenza nebrodica, i rilievi maggiori sono rappresentati da nord a sud da Pizzo Voturo (1223 m), Pizzo Taverna (1027 m), M. Canalicchio (1265 m.), Punta Montagna (1237 m), Timpa del Grillo (1346 m), M. Ferrante (1178 m), M. della Grassa (1122 m).

I rilievi del gruppo delle Madonie presentano versanti molto ripidi, incisi da valli profonde, strette ed incassate, a fondo molto declive e spesso orientate secondo direttrici tettoniche o secondo la direzione predominante dei venti umidi. I blocchi “squadri” dei rilievi carbonatici sono circondati da colline argillose, che verso oriente degradano velocemente, dando luogo ad un paesaggio meno aspro e con altitudini comprese tra i trecento ed i mille metri di quota.

L'intero gruppo montuoso ad alta quota è attraversato da valichi (portelle) che si attestano tra 1500 e 1100 m. P.la Arena (1547 m), P.la Colla (1421), P.la Di Colla (1200), P.la Di Mandarini (1206 m), P.la Di Maurigi (1446 m), P.la Di Mele (1500 m), P.la Fatuzza (1050 m), P.la Maruggi (1204 m), P.la dei Bifolchi (1100 m), P.la Ferrone (1100 m).

L'aspra ed accidentata morfologia madonita a tratti è interrotta da più o meno estesi pianori (Piano di Farina, circa 1400 m, tra Pizzo Canna 1429 m e Pizzo Cerasa 1559 m; Piano Trifoglio circa 1450 m, a sud di M. Mufara; Piano Battaglia a circa 1600 m a sud di Pizzo Carbonara; Piano della Principessa tra 1800 e 1990 m ad ovest di Pizzo Carbonara; Piano D. Formaggio e Piano D. Ferle tra 1200 e 1100 m, a sud di M. Balatelli 1125 m), sede di rifugi e insediamenti turistici invernali.

Una nota caratteristica del settore orientale delle Madonie è la ricchezza di vegetazione, di emergenze naturalistiche e di aree pressappoco incontaminate che attualmente sono destinate a parchi e riserve (Parco delle Madonie).

I rilievi che costituiscono la terminazione della dorsale nebrodica presentano caratteri morfologici alquanto diversi da quelli madonite, in quanto la linea di cresta appare generalmente più arrotondata con pendii meno scoscesi e spesso coperti da vegetazione boschiva. Lungo l'allineamento delle vette si hanno diversi valichi quali in particolare, da nord a sud, P.la Taverna (947 m), P.la Calagioie (1182 m) e P.la Innage (1066), entrambi a sud di Punta Montagna (1237 m), ad ovest di Castel di Lucio; P.la Palumba (1116 m) a sud di M. Saraceno (1170 m).

2. - IDROGRAFIA

Il sistema idrografico è poco sviluppato nel settore occidentale dove predominano le successioni carbonatiche ricche di morfologie carsiche (Fig. 74) (doline, *polje*, inghiottitoi, *karren*, etc.), mentre è ben sviluppato nel settore meridionale ed orientale del Foglio, dove predominano i terreni argillosi e marnosi.



Fig. 74 – Inghiottitoio nella formazione dei calcari di Piano Battaglia. Loc.: tra Piano Battaglia e M. Spina Puci.

La maggior parte dell'area è solcata da numerosi corsi d'acqua con foce lungo il litorale tirrenico, anche se dai versanti meridionali del gruppo montuoso delle Madonie prendono origine il F. Imera meridionale ed il F. Salso, che sfociano nel Canale di Sicilia. Il limite idrografico tra questi due sistemi fluviali ricade nella fascia che congiunge i centri abitati di Gangi, Petralia e Polizzi Generosa, a cavallo delle testate dei bacini dell'Imera meridionale, del F. Salso a sud e del F. Pollina a nord.

Diversi corsi d'acqua di tipo torrentizio drenano l'area e le caratteristiche di questi concordano con la relazione diretta che lega il paesaggio e la geologia, testimoniando ancora uno stadio giovanile dell'evoluzione morfologica e quindi una strutturazione orogenica molto recente.

L'asta fluviale di maggior rilievo è rappresentata dal F. Pollina, che con i suoi numerosi affluenti drena l'area in direzione sud-nord sfociando nel Mare Tirreno.

La zona è raggiungibile a settentrione attraverso l'autostrada Palermo-Messina (A 20), che si snoda lungo il confine tra i fogli "Cefalù" e "Castelbuono". Le aree interne, poste a sud di tale asse viario, sono raggiungibili percorrendo le strade statali e comunali che collegano i piccoli centri abitati variamente distribuiti nell'area.

Il settore meridionale è raggiungibile percorrendo la strada statale 120, che attraversa i centri abitati di Polizzi Generosa, Petralia e Gangi.

Problematico invece è l'accesso con gli automezzi in molti settori, soprattutto nelle zone occidentali e centro-settentrionali, a causa dell'asperità dei rilievi e della mancanza di una rete viaria di supporto, e di estesi settori perimetrati dalla forestale e di difficile accesso.

3. – LITORALI

La fascia costiera del Foglio “Cefalù”, che si estende da Torre S. Lucia a Torremuzza, costituisce un’unità fisiografica caratterizzata per estesi tratti da costa a spiaggia, interrotta da minori tratti a ripa rocciosa (falesia) (Fig. 75), rappresentati dagli speroni della Rocca di Cefalù e di Capo Raisigerbi. In questo tratto il decorso della linea di riva, pressoché rettilineo con sporgenze appena accennate in corrispondenza di Torre Kalura, S. Ambrogio e Torre Selichente e delle foci del F. Pòllina e del T. di Tusa, è sicuramente controllato dagli elementi strutturali orientati NO-SE che ne hanno condizionato l’evoluzione morfologica.



Fig. 75 - Costa alta e spiaggia ciottolosa tra Capo Raisigerbi e Torre Conca.

Le coste basse con quanto rimane ancora della spiaggia originaria, tendente a rastremarsi e localmente a scomparire, sono costituite da depositi prevalentemente ghiaioso-sabbiosi (Fig. 76) e corrispondono a sottili fasce costiere legate essenzialmente agli apporti fluviali parzialmente rimaneggiati dall’azione del mare. Esse sono sottese da corsi d’acqua e fiumare di modesta lunghezza, con apporti solidi a granulometria da ruditica a lutitica, di litotipi prevalentemente quarzosi del flysch numidico e da scarsa frazione argillosa delle unità sicilidi.

La fascia litorale, costituita dalla piana alluvionale-spiaggia, non presenta ovunque la stessa ampiezza: varia da 0 a circa 1 km tra S. Lucia e l’abitato di Cefalù, è inferiore a 500 m presso la Stazione di Pòllina, di Tonnara (tra Milianni e Castel di Tusa) e a La Piana (ad est di Castel di Tusa), si riduce a qualche decina di metri fino ad azzerarsi nelle restanti località.



Fig. 76 - Spiaggia ciottolosa costituita esclusivamente da clasti eterometrici da spigolosi a sub-arrotondati di quarzareniti. Loc.: Castel di Tusa.

4. - MORFOLOGIA COSTIERA

Lungo la costa a spiaggia del litorale tirrenico è in atto un processo di arretramento riscontrabile sia attraverso una comparazione dei rilievi cartografici storici, che dagli effetti negativi sui manufatti. Le cause principali di questo fenomeno, negativamente rilevante per il danno non solo ambientale, ma anche economico in aree turistiche, sono legate sia a processi naturali che, soprattutto, a modificazioni indotte dall'attività antropica. Fino al 1968 le variazioni della linea di costa non sono state influenzate da fattori antropici, come si è verificato negli anni successivi, in conseguenza principalmente di bonifiche idrauliche, captazioni d'acqua e sfruttamento di cave per il reperimento di materiali inerti lungo le aste fluviali, che hanno determinato l'arretramento della linea di costa nel tratto litorale tirrenico, ma più generalmente di tutti i litorali isolani.

La distribuzione lungo costa dei sedimenti viene operata dalle correnti parallele al litorale. Venti prevalenti sono il Maestrale (da nord-ovest) e secondariamente la Tramontana e lo Scirocco (rispettivamente da nord e sud-est). I primi generalmente determinano direzioni di moto ondoso, correnti e *drift* litoraneo verso est e parallelamente alla costa. Le correnti costiere sono generalmente deboli e risentono dell'azione dei venti; esse hanno velocità anche superiore a 10 cm/s in prevalenza con direzione parallela alla costa, con frequenti rotazioni e variazioni d'intensità. La marea presenta un'escursione media di 20-30 cm.

Escludendo la delimitazione naturale determinata dai costoni della Rocca di Cefalù e di Capo Raisigerbi, e le locali opere di insediamento turistico lungo il litorale in oggetto, non essendo presenti lungo la costa particolari manufatti, le modificazioni all'equilibrio del litorale sono da imputare essenzialmente alla diminuzione degli apporti fluviali. Tale minore apporto solido è da addebitare alle opere di regimazione dei corsi d'acqua tese alla salvaguardia dei versanti ed alla mitigazione degli effetti di piena. Pertanto, la realizzazione di interventi lungo i corsi d'acqua, con l'obiettivo di difesa del suolo e di protezione delle zone vallive dei bacini idrografici, spesso resi necessari da interventi antropici contrari ai principi di salvaguardia dell'equilibrio ambientale, costituisce la maggiore causa dell'arretramento delle coste e del notevole impatto negativo sull'equilibrio del litorale.

PROGETTO
CARG

VII - GEOLOGIA APPLICATA

1. - FRANE

Il territorio compreso nei fogli “Cefalù” e “Castelbuono” presenta diffuse forme di dissesto costituite da corpi di frana di dimensioni variabili e da fenomeni di erosione che interessano i versanti dalle quote medio-alte fino in prossimità della costa tirrenica. Le litologie maggiormente interessate sono principalmente le alternanze argilloso-arenacee, i termini argillosi caotici e le formazioni calcareo-dolomitiche affioranti nei rilievi alle quote maggiori e localmente lungo la costa.

La frequenza dei fenomeni dipende dalle caratteristiche morfologiche del territorio, costituito da versanti ad accentuata acclività, dalla litologia delle formazioni affioranti e dalle condizioni strutturali dell'area. Tutti questi fattori contribuiscono alla predisposizione al dissesto, mentre altri fattori, quali in particolare le precipitazioni meteoriche e i frequenti fenomeni sismici, costituiscono fattori innescanti i movimenti di massa lungo i versanti.

Le tipologie dei movimenti franosi (VARNES, 1978; CARRARA *et alii*, 1983) sono rappresentate in prevalenza da scorrimenti rotazionali, spesso caratterizzati da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono, oltre alla coltre detritica superficiale, anche parte del substrato con scadenti caratteristiche geomeccaniche. Altra importante tipologia, anch'essa ben rappresentata nell'area in esame, è data da colamenti di terra e di detrito che interessano le coperture di alterazione per i primi metri dal piano di campagna. L'associazione delle due predette tipologie dà origine in qualche caso a frane complesse, soprattutto su litologie a parziale o totale natura pelitica. Frane di crollo sono presenti sugli affioramenti di formazioni prevalentemente lapidee, costituite da rocce carbonatiche o arenacee.

I depositi di versante, costituiti da materiale poligenico ed eterometrico,

spesso in matrice argillosa e a volte a grossi blocchi, sono distribuiti in piccole placche su tutta l'area, ma sono maggiormente presenti, anche con estensione di parecchi ettari, al piede dei maggiori rilievi. Essi sono il risultato dell'azione di degrado operata dagli agenti atmosferici sulle rocce, in particolare quelle maggiormente fratturate per effetto della tettonica.

I depositi possono localmente avere spessori consistenti e presentarsi stratificati, con strati inclinati di parecchi gradi, ciò comporta condizioni di instabilità potenziale, che possono dar luogo a movimenti di massa specialmente in condizioni di saturazione idrica. Più facilmente essi sono soggetti a processi di erosione, talora accentuati, con rimobilizzazione di materiale lungo i versanti.

Le frane di crollo da pareti verticali sono frequenti principalmente sui rilievi ad alta quota ed in corrispondenza della Rocca di Cefalù sulla costa tirrenica (Fig. 77). In questo caso, distacchi e crolli di masse lapidee di grosse dimensioni si sono verificati in passato, provocando danni alle abitazioni sottostanti e rischio per la popolazione. Le pareti rocciose sono, infatti, caratterizzate da un intenso sistema fessurativo, con fratture sub-parallele alle pareti, più accentuate nella parte medio-alta e di coronamento laddove maggiori sono i fenomeni dovuti alla decompressione parietale. Oltre ad un sistema principale di fratture sono presenti altre famiglie di fratture con giacitura sub-verticale e sub-orizzontale rispetto alle pareti, che isolano volumi rocciosi in precarie condizioni di equilibrio, suscettibili di ulteriori crolli o distacchi con meccanismi diversi a seconda del tipo di instabilità (Fig. 78).

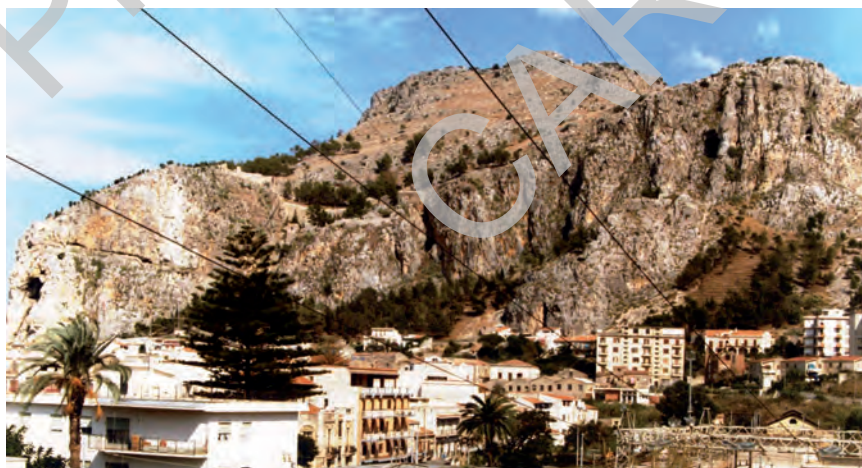


Fig. 77 – Pareti rocciose instabili incombenti sulle abitazioni di Cefalù (versante occidentale della Rocca di Cefalù). Anno 1980.



Fig. 78 - Condizioni di fessurazione delle pareti rocciose.

Rilievi geostutturali delle pareti hanno permesso di individuare le seguenti forme di instabilità:

- 1) volumi rocciosi unitari isolati per fenomeni di desquamazione e splaccaggio. Rischio di caduta di singoli blocchi.
- 2) Masse rocciose aggettanti subverticali e sub-parallele alla sommità delle pareti, delimitate da fratture beanti di decompressione. Rischio di crollo per distacco.
- 3) Masse rocciose in corrispondenza del crinale totalmente decomprese e suddivise in blocchi giustapposti. Rischio di crollo di singoli blocchi.
- 4) Masse rocciose isolate da piani di faglia subverticali o sub-paralleli alla parete. Rischio di crollo per ribaltamento in conseguenza di rottura o cedimento al piede.

A tale naturale predisposizione, dovuta ai sistemi fessurativi che interessano l'ammasso roccioso, si aggiunge l'azione combinata degli agenti atmosferici e della vegetazione che provocano l'innesco di lenti fenomeni deformativi e nel tempo crolli di volumi rocciosi di varie dimensioni. Interventi di stabilizzazione e/o di protezione sono stati eseguiti nel tempo, i quali hanno in parte mitigato il rischio di distacchi e di crolli di masse instabili sia al coronamento sia in parete, dove maggiori erano i fenomeni deformativi in atto.

2. - IDROGEOLOGIA

2.1. - GENERALITÀ

Gli aspetti idrogeologici della Sicilia nord-occidentale sono trattati in poche pubblicazioni che riguardano il settore ad ovest delle Madonie e del corso del F. Torto; da questi lavori si desume il comportamento delle successioni carbonatiche nei confronti degli altri terreni più recenti in termini di potenzialità idrica e di caratteristiche chimico-fisiche delle acque sotterranee contenute nei principali acquiferi (DALL'AGLIO, 1970; GIANNOTTI *et alii*, 1970; CUSIMANO *et alii*, 1975; CUSIMANO & LIGUORI, 1977). Soltanto un lavoro risulta interessante particolarmente la zona delle Madonie, con oggetto specifico rappresentato dal problema dell'alimentazione delle sorgenti di Cefalù (MANGANO *et alii*, 1970).

2.2. - PERMEABILITÀ DEI TERRENI

In relazione alle complesse condizioni stratigrafico-strutturali descritte nei capitoli relativi alla geologia generale, il territorio in esame risulta caratterizzato da particolari condizioni idrogeologiche determinate dai rapporti tra i complessi carbonatici ed i terreni argilloso-arenacei estesamente affioranti. Questi presentano infatti sostanziali differenze di comportamento nei confronti dell'infiltrazione delle acque meteoriche e della circolazione idrica al loro interno, in dipendenza della litologia e delle caratteristiche strutturali che ne condizionano la permeabilità. Si hanno così acquiferi dotati di elevata potenzialità idrica in quanto sede di falde ben alimentate da abbondanti precipitazioni meteoriche, rappresentate da piogge e neve alle alte quote, e terreni a permeabilità bassa o molto bassa che costituiscono *aquiclude* o *aquitarde* che sostengono o confinano le falde contenute negli acquiferi. Nei depositi terrigeni in alternanza flyschoidi le condizioni risultano molto variabili da luogo a luogo per la presenza di terreni a permeabilità differente per tipo e grado. Nella zona costiera e lungo i fondovalle, dove più estesi e consistenti sono i depositi alluvionali, si ha la presenza di falde di limitata produttività.

Le condizioni di permeabilità dei terreni presenti possono essere schematicamente così riassunte:

- Detriti di falda sciolti o poco cementati, costituiti in massima parte da elementi di calcari mesozoici, passanti localmente a depositi clinostratificati situati ai bordi dei rilievi calcareo-dolomitici. Permeabilità per porosità generalmente elevata.
- Depositi alluvionali ciottolosi e ghiaioso-sabbiosi, recenti e terrazzati, con percentuale variabile di matrice arenitica o limosa. Permeabilità per porosità

da elevata a media.

- Marne e calcari marnosi (Trubi) con interstrati marnoso-argillosi, passanti localmente a calcareniti a stratificazione incrociata. Permeabilità localizzata nei livelli più calcarei fessurati, ma nell'insieme modesta.
- Evaporiti del Gruppo Gessoso-Solfifera: calcari compatti, talora brecciati, stratificati in grossi banchi separati da giunti pelitici; gessi in grossi banchi a stratificazione millimetrico-ritmica o a grossi cristalli, con interstrati pelitico-calcarei. Permeabilità elevata per fessurazione; scarso significato idrogeologico per la limitatezza degli affioramenti.
- Argille marnose grigio-azzurre (formazione Terravecchia) o brune (marne di Castelbuono), spesso siltose, con rare intercalazioni sabbiose e sporadiche lenti conglomeratiche. Impermeabili; dove presenti, costituiscono il substrato impermeabile degli acquiferi superficiali.
- Complesso arenaceo-marnoso-argilloso: arenarie micacee o tuftiche, talora gradate spesso poco cementate, alternate ad argille marnose, marne e marne calcaree in strati medi e sottili; intercalazioni di siltiti argillose, calcareniti e calcari marnosi a vari livelli. Permeabilità localizzata in determinati livelli litoidi fessurati, ma complessivamente bassa.
- Argille varicolori tipicamente scagliettate e caotiche per tettonizzazione, con inclusi lembi e blocchi di varie formazioni, in prevalenza di flysch numidico; intercalazioni di siltiti, calcilutiti, calcareniti e diaspri, particolarmente nella parte alta della formazione. Impermeabili nell'insieme, nonostante la presenza di masse litoidi inglobate, suscettibili di contenere livelli acquiferi di modestissimo significato.
- Complesso argilloso-arenaceo: alternanza di argille siltose brune e di quarzareniti in strati sottili o in banchi talora gradati di alcuni metri di spessore, passante verso l'alto e lateralmente a prevalenti argille siltose con sottili intercalazioni di quarzosiltiti e calcisiltiti. Permeabilità localizzata principalmente nei grossi banconi quarzarenitici fessurati dell'alternanza; praticamente impermeabile l'intervallo a prevalenti argille.
- "Argille di Portella di Mandarinì": argille siltose fogliettate con rare e sottili intercalazioni arenacee e localmente anche lenti e banchi di breccie calcaree. Impermeabili; permeabilità sviluppata limitatamente ai banchi di breccie calcaree intercalati.
- Complesso argilloso-marnoso-calcareo: argille marnose e marne compatte, passanti localmente a calcari marnosi, con intercalazioni di calcareniti e calcilutiti, inglobanti blocchi di calcari mesozoici. Permeabilità variabile, ma nell'insieme molto bassa.
- Complesso calcareo-dolomitico panormide: calcari recifali, oolitici o pseudoolitici con livelli di breccie intraformazionali, calcari dolomitici, dolomie, calcareniti e calciruditi. Il complesso presenta spiccata variabilità

di facies ed appare generalmente mal stratificato, diffusamente fratturato e con frequenti zone milonitizzate; sono altresì presenti fenomeni di carsificazione. Permeabilità decisamente elevata per fessurazione e carsismo; il complesso costituisce uno dei più importanti acquiferi della zona. Alla base della successione carbonatica è presente un orizzonte discontinuo di marne fogliettate alternate a calcari marnosi (formazione Mufara) a permeabilità decisamente bassa.

- flysch numidico – membro Portella Colla (FYN₂): argille siltose scagliettate con sottili intercalazioni quarzosiltitiche e rari banchi di arenarie quarzose. Impermeabili nell'insieme; costituiscono il più continuo orizzonte di separazione fra i due principali acquiferi rappresentati dai complessi calcareo-dolomitici panormide ed imerese.
- Complesso silico-calcareo-marnoso imerese: alternanze di marne e calcilutiti silicifere, radiolariti, argilliti, calcareniti e calciruditi con lenti di selce e sporadiche intercalazioni di rocce eruttive basiche. Permeabilità variabile, localizzata nei più spessi livelli calcarenitici, ma nel complesso ridotta. Un orizzonte permeabile di calcari detritico-organogeni pseudoolitici si intercala all'incirca nella parte mediana del complesso (formazione Crisanti - membro dei calcari a *Ellipsactinia* CRI₂).
- Complesso calcareo-dolomitico imerese: calcari con noduli e lenti di selce, calcari dolomitici e dolomie saccaroidi, passanti verso l'alto a prevalenti dolomie vacuolari in grossi banchi a struttura brecciata. Permeabilità elevata principalmente per fessurazione; rappresenta, analogamente al superiore complesso carbonatico, un acquifero di notevole importanza.

2.3. - CIRCOLAZIONE IDRICA SOTTERRANEA

Le condizioni stratigrafico-strutturali e le caratteristiche di permeabilità prima descritte indicano chiaramente che la ricarica dei principali acquiferi si realizza in corrispondenza dei più estesi affioramenti carbonatici compresi tra Pizzo Carbonara, Isnello e Gratteri, appartenenti all'Unità Panormide, e di quelli costituenti la struttura di M. dei Cervi, appartenenti all'Unità Imerese. Detti acquiferi, rappresentati dai termini calcareo-dolomitici panormidi (Acquifero carbonatico superiore) e dagli analoghi termini imeresi (Acquifero carbonatico inferiore), sono separati da formazioni prevalentemente impermeabili, tra le quali meglio rappresentata è quella delle argille del flysch numidico - membro di Portella Colla.

Nell'Acquifero carbonatico inferiore il deflusso sotterraneo è orientato principalmente verso nord-ovest, alimentando le manifestazioni sorgentizie di Termini Imerese (cfr. Foglio omonimo), data la continuità delle formazioni carbonatiche al di sotto della potente copertura prevalentemente argillosa. Tale

continuità viene confermata dalle esperienze di MANGANO *et alii* (1970) i quali, utilizzando come traccianti isotopi radioattivi, hanno dimostrato la connessione idraulica fra le emergenze a quote elevate (sorgente Bella) e quelle al livello del mare (sorgente Fiume). In corrispondenza di particolari situazioni strutturali, lungo il percorso si riscontrano, inoltre, alcune manifestazioni sorgentizie al contatto con i termini argillosi della soprastante copertura impermeabile.

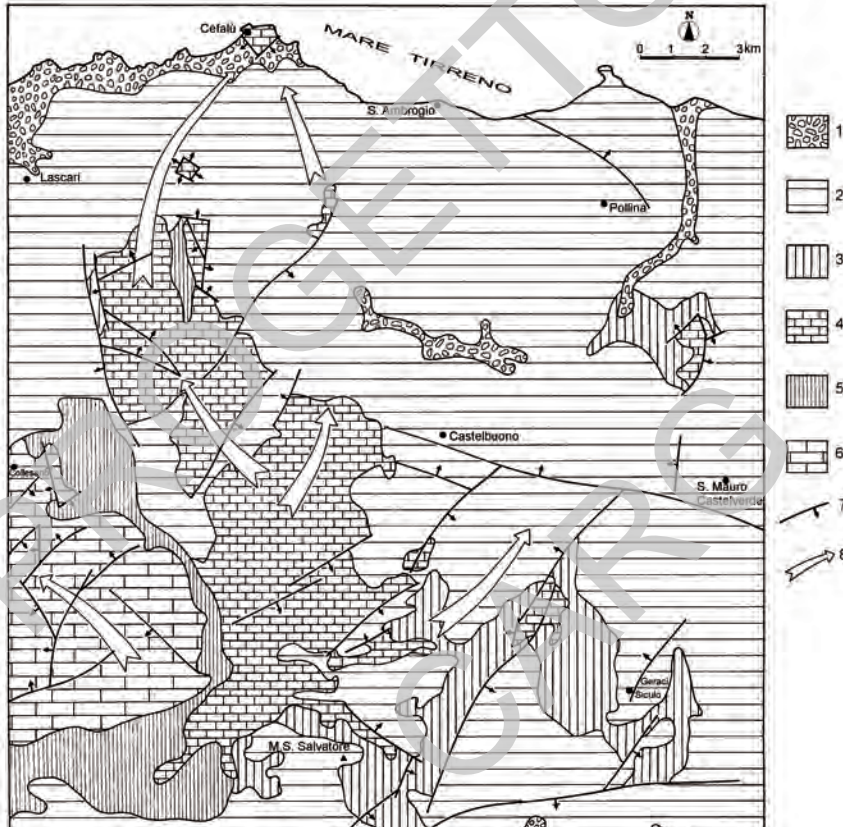


Fig. 79 – Carta idrostrutturale: 1) Acquiferi alluvionali; 2) Terreni prevalentemente impermeabili; 3) Aquiclude superiore; 4) Acquifero carbonatico superiore; 5) Aquiclude intermedio; 6) Acquifero carbonatico inferiore; 7) Faglia; 8) Direzione dei deflussi sotterranei.

L'Acquifero carbonatico superiore mostra due direzioni principali di deflusso sotterraneo. La falda è sostenuta dalle formazioni impermeabili intermedie ("Argille di Portella Colla" e alternanze di argilliti e radiolariti con termini marnoso-calcarei) e confinata, a nord degli affioramenti carbonatici,

dalle formazioni impermeabili superiori (“Argille di Portella di Mandarini” e alternanze argilloso-marnoso-calcaree). La più importante fra le due direttrici di deflusso è quella che si manifesta in corrispondenza della Rocca di Cefalù, alla cui base si localizzano le maggiori sorgenti. Una seconda direttrice, di minore importanza, si sviluppa verso nord-est parallelamente agli allineamenti strutturali rilevabili al margine orientale degli affioramenti carbonatici tra Pizzo Canna e Rocca Gonato. Essa si evidenzia attraverso le sorgenti localizzate sugli alti versanti dei massicci carbonatici che appartengono al bacino idrografico del F. Pòllina. Lungo questa direzione non risulta esserci continuità strutturale dell’acquifero carbonatico fino alla costa, analogamente a quanto si verifica nel caso della Rocca di Cefalù (Fig. 79).

Nelle alternanze flyschoidi superiori sono contenuti discontinui livelli acquiferi di scarso significato che alimentano locali emergenze sorgentizie di portata molto modesta, localizzate al contatto fra banconi quarzarenitici e intercalazioni argillose.

2.4. - SORGENTI E OPERE DI CAPTAZIONE

Le emergenze di Cefalù, note sin dall’antichità in quanto localizzate ai piedi della Rocca ed in parte entro l’abitato, si inquadrano nello schema di circolazione sotterranea precedentemente descritto. Le manifestazioni sorgentizie più importanti, che si rendono evidenti alla base degli ammassi carbonatici e quasi al livello del mare, sono sette, di cui tre localizzate sul lato occidentale, altrettante sul lato settentrionale ed una sul lato orientale. Sono altresì note abbondanti scaturigini di acqua dolce in mare a breve distanza dalla costa.

Il deflusso lungo l’intero perimetro costiero della Rocca di Cefalù è stato stimato, attraverso un bilancio idrologico basato sui dati disponibili, in misura all’incirca doppia del totale di 393 l/s riportato in bibliografia per le sette manifestazioni anzidette (MINISTERO LL.PP. - SERVIZIO IDROGRAFICO, 1934). Non essendo conveniente captare queste acque sotterranee, alcuni decenni addietro sono stati effettuati studi e indagini per una più precisa definizione delle condizioni idrogeologiche nell’immediato intorno delle emergenze, con ricostruzione della superficie piezometrica della falda e verifica delle modalità di circolazione sotterranea nella massa carbonatica. Alla luce dei risultati ottenuti è emerso che le più opportune modalità di captazione fossero rappresentate da una galleria drenante impostata poco al di sopra del livello del mare, con punto di imbocco su uno dei lati della Rocca. Ciò in considerazione del fatto che la vicinanza del mare portava a escludere definitivamente l’ipotesi della captazione mediante pozzi, i quali avrebbero verosimilmente turbato l’equilibrio tra acque sotterranee e acque marine. L’andamento della superficie piezometrica in corrispondenza della Rocca è stato ricostruito mediante le misure di livello

effettuate in cinque sondaggi geognostici appositamente eseguiti in punti diversi degli affioramenti carbonatici (Fig. 80), i quali hanno interessato l'acquifero per profondità variabili da 42 a 106 m, permettendo una correlazione con i dati di un antico pozzo perforato poco a monte del limite con l'affioramento dei terreni carbonatici (Fig. 81) (COLTRO & FERRARA, 1980).

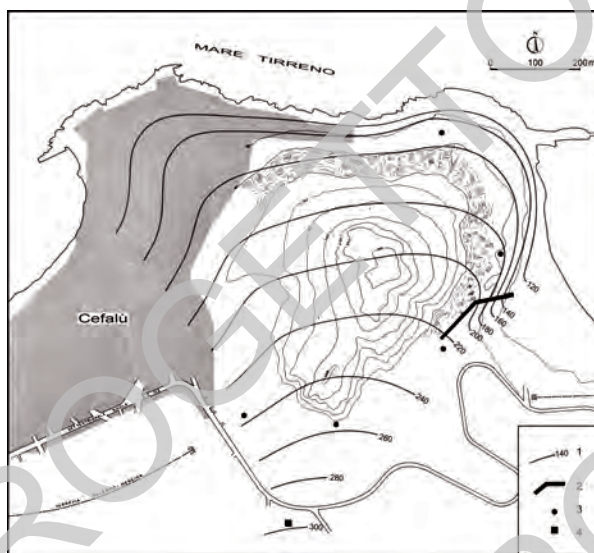


Fig. 80 – Piezometria della Rocca di Cefalù: 1) Curva isopiezometrica in m s.l.m.; 2) Galleria drenante; 3) Piezometro; 4) Pozzo.

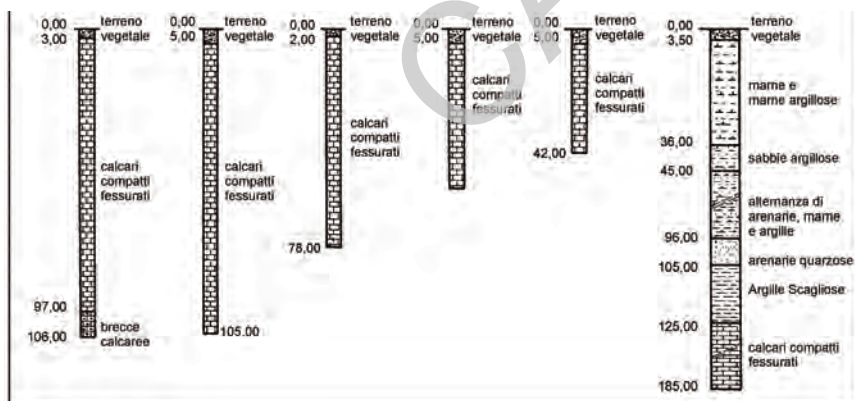


Fig. 81 – Stratigrafie dei sondaggi geognostici e del pozzo E.R.A.S.

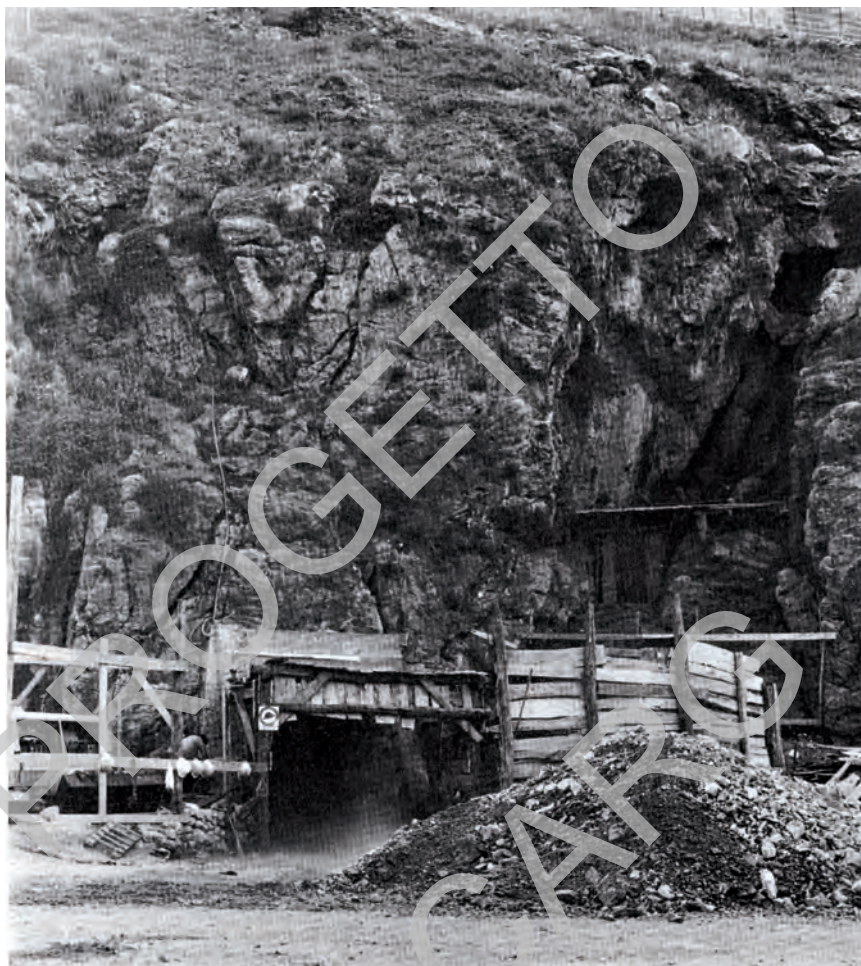


Fig. 82 – Imbocco della galleria in costruzione.

La galleria realizzata ha imbocco sul lato settentrionale della spiaggia della Tonnara (Fig. 82) e si sviluppa all'interno dell'ammasso carbonatico con direzione sud-sud-ovest, ossia verso la zona di maggior quota della falda acquifera, impostazione utilizzata per l'esecuzione del tratto sperimentale realizzato in una prima fase esplorativa, ottenendo i risultati attesi in termini di portata drenata e di accettabile qualità delle acque.

Fra le sorgenti che scaturiscono dalle formazioni carbonatiche alle quote più elevate del sistema montuoso delle Madonie una delle più importanti è la

sorgente Canne, la quale scaturisce alla base di una parete verticale di breccie calcaree, quasi al contatto con le argille di Portella di Mandarini poggianti sui calcari e dolomie della formazione di M. Quacella (Figg. 83 e 84). La sorgente è alimentata da un esteso bacino comprendente affioramenti carbonatici altamente permeabili per fratturazione e carsismo. Il punto di emergenza, in sponda destra del V.ne Canna, è localizzato al piede di un accumulo di detrito carbonatico con frammisto materiale sabbioso-arenaceo (Fig. 85). La portata, misurata nell'arco di sei anni (1973-1978), è sull'ordine di 19 l/s, con variazioni non elevate nell'arco stagionale e da un anno all'altro.



Fig. 83 – Pizzo Canna e vallone omonimo.

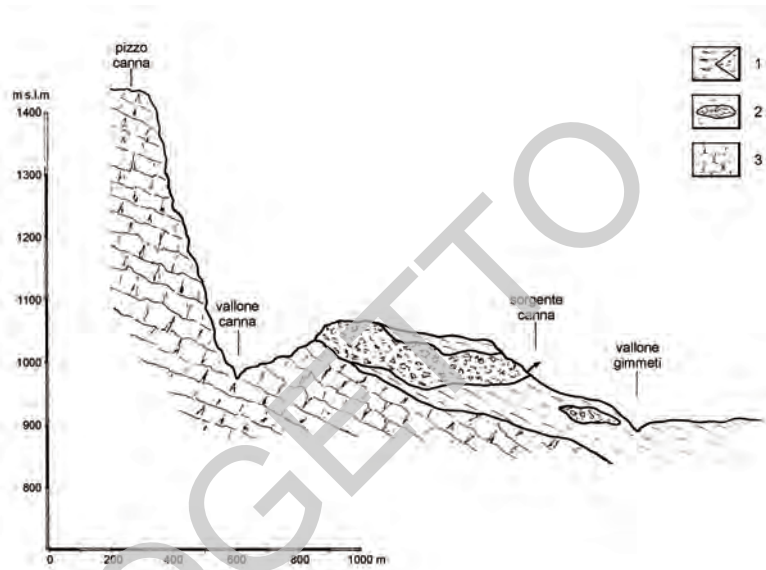


Fig. 84 – Sezione schematica dell'area di emergenza delle acque sotterranee. *Legenda: 1- argile di Portella di Mandarini (GPM) con lenti (GPM_l) e blocchi di megabreccie (2); 3 – dolomie della formazione di Monte Quacella (QUC).*



Fig. 85 – Breccie calcaree alla base del versante in destra del V.ne Canna.

APPENDICE 1
(M.C. Marino)

**CARATTERI STRATIGRAFICI E PALEONTOLOGICI DELLA
FORMAZIONE DI CEFALÙ**

La formazione di Cefalù è stata studiata in dettaglio presso la Rocca di Cefalù ed è rappresentata dal succedersi di litotipi che esprimono variazioni di facies legate alle oscillazioni marine, all'interno di un ambiente di piattaforma carbonatica formatasi durante il Cretacico superiore.

Lungo il fianco nord nord-ovest sono stati prelevati 17 campioni (C 1–17) al fine di ottenere l'analisi paleontologico-stratigrafica di una successione poco studiata in dettaglio in precedenza.

La rocca (Figg. 86, 87, 88) è costituita alla base da carbonati grigi con livelli di *pebbly mudstone* contenenti rudiste e coralli di dimensioni variabili (Fig. 89). Si tratta prevalentemente di *grainstone* costituito da una scarsa matrice siltosa con piccoli ossidi subsferoidali, bioclasti e litoclasti circondati da calcite euedrale, rari piccoli foraminiferi. I bioclasti sono rappresentati da frammenti di gasteropodi, rudiste, coralli, alghe e crinoidi. Fra le alghe sono riconoscibili *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, *Banchia* sp. e *Macroporella* sp. I foraminiferi sono *Nezzazata simplex* OMARA, *Spiroloculina* sp. e Miliolidae (C1-2). Le rudiste presenti appartengono alle famiglie Radiolitidae e Caprinidae. L'età individuata dall'associazione riconosciuta è Albiano–Turoniano. La presenza di alghe come *Bacinella* insieme con i biostromi a rudiste suggerisce un ambiente deposizionale quale la zona infralitorale della piattaforma carbonatica (CONRAD, 1977).



Fig. 86 – *Panoramica del versante meridionale della Rocca di Cefalù. Sullo sfondo, a sinistra, il Duomo di Cefalù (XII secolo).*



Fig. 87 – *Versante nord-occidentale della Rocca di Cefalù.*



Fig. 88 – *Calcarei a rudiste e a coralli della formazione di Cefalù: particolare del fianco nord-occidentale della Rocca.*



Fig. 89 – *Facies dei calcari a rudiste, particolare.*

Salendo lungo il sentiero che porta alla sommità della rocca, lungo il fianco ovest, è presente un gradino dove la superficie di strato è scoperta e sono ben visibili lamine stromatolitiche che sormontano i calcari a rudiste (Fig. 90).

Le stromatoliti intrappolano tra le lamine globotruncanidi e piccoli bivalvi dal guscio sottile, organizzati in flussi irregolari (C3-5). Le stromatoliti sono del tipo LLH (*sensu* LOGAN *et alii*, 1964), si presentano in lamine sovrapposte con i domi poco rilevati e fra loro piuttosto continui. Quest'intervallo si presenta come un *cryptalgal fabrics* della zona supratidale (FLÜGEL, 1981; MONTY, 1976), *wackestone* che intrappola piccoli organismi legati a eventi di tempesta la cui porzione fine è dominata da heterohelicidae, *Globigerinelloides* spp. e frammenti di *Schakoina* sp., fra cui *Schakoina bicornis* REICHEL. La porzione grossolana invece è caratterizzata da abbondanti *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), *Heterohelix* cf. *moremani* (CUSHMAN), *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), *Rotalipora cushmani* (MORROW), *Rotalipora* cf. *brozzeni* (SIGAL), *Praeglobotruncana* cf. *gibba* KLAUS, *Praeglobotruncana* cf. *stephani* (GANDOLFI) *Praeglobotruncana* cf. *delrioensis* (PLUMMER), *Costellagerina libyca* (BARR), *Whiteinella* cf. *brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN), *Whiteinella* cf. *paradubia* (SIGAL). Nel loro insieme i foraminiferi planetonici suddetti sono riferibili al Cenomaniano medio-superiore, biozona a *Rotalipora cushmani* di PREMOLI SILVA & SLITER (2002).



Fig. 90 – Lamine stromatolitiche sormontano i calcari a rudiste.

I calcari fin qui descritti sono sormontati da un corpo costituito da breccie.

Proseguendo lungo il sentiero verso il Tempio di Diana i calcari a rudiste, da cui sono stati ricavati i conci del tempio e del Duomo di Cefalù (la cui costruzione iniziò nel XII secolo) (Fig. 91), presentano *fenestrae fabric* tipiche di calcari di acque basse di piattaforma carbonatica interna. All'interno di questa pelsparite sono riconoscibili abbondanti Miliolidae, secondariamente alghe fra cui Solenoporaceae e *Bacinella irregularis* RADOI□□□, *Glomospira* sp., *Pseudonummoloculina* sp., Textulariidae e Valvulinidae. I macrofossili presenti sono ancora rappresentati da rudiste e secondariamente gasteropodi (C6). In questo tratto la successione è disturbata da faglie di modesto rigetto che la dislocano e ripetono.

Quasi in cima alla rocca le rudiste sono di dimensione più piccola e mostrano il guscio più sottile e frequentemente microperforato. Il calcare è rappresentato da intrabiosparite dominata da *Orbitolina* (*Conicorbitolina*) *conica* (D'ARCHIAC), *Salpingoporella* cf. *enayi* BERNIER, *Trocholina* sp., *Nezzazata* sp. e Miliolidae (C7-8). L'età indicata dall'associazione fossilifera è il Cenomaniano.



Fig. 91 – Particolare dei conci del Tempio di Diana costituiti da blocchi di calcare a rudiste.

Appena oltre le mura che cingono la sommità della rocca un filone sedimentario taglia la successione dei calcari a rudiste. Il filone è costituito da una calcilitite nera contenente globotruncanidi in flussi selezionati granulometricamente. Si tratta di *wackestone* contenente *Whiteinella archeocretacea* PESSAGNO, *Whiteinella* cf. *paradubia* (SIGAL), *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), *Dicarinella algeriana* (CARON), *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), *Dicarinella* cf. *concovata* (BROTZEN), *Schackoina* sp., *Whiteinella* spp., *Heterohelix* spp., *Globigerinelloides* spp. (C9). L'associazione dei foraminiferi planctonici descritti indica l'età Cenomaniano superiore–Turoniano inferiore, Biozona a *Whiteinella archeocretacea* di PREMOLI SILVA & SLITER (2002). L'età del filone ed il colore nero del calcare, attribuibile ad una consistente percentuale di materia organica presente nelle acque, nelle quali i sedimenti si sono depositi, permettono di ipotizzare una corrispondenza con l'OAE2 del “livello Bonarelli”, legato ad una crisi anossica che caratterizzò il passaggio Cenomaniano-Turoniano in tutta la Tetide (SCHLANGER & JENKINS, 1976; ARTHUR & PREMOLI SILVA, 1982). Inoltre il filone sedimentario si lega ad un evento tettonico distensivo del Cretacico superiore che ha portato all'apertura di fratture nei calcari di piattaforma carbonatica. Il successivo annegamento della piattaforma ha consentito, a tetto di questa, la deposizione di sedimenti pelagici, successivamente erosi, della stessa natura di quelli che riempiono i filoni sedimentari.

La successione evolve verso l'alto a calcari detritici che passano bruscamente da una granulometria grossolana (C11) ad una molto fine (C10) (Fig. 92). L'intervallo grossolano è rappresentato da biosparite la cui frazione grossolana è costituita da grossi frammenti di rudiste smerigliati e subarrotondati, mentre del medesimo intervallo la frazione fine è oligotipica e costituita quasi esclusivamente da frammenti di *Orbitolina* sp. Il livello a granulometria fine, in contatto con il precedente mediante una superficie erosionale, è costituito da intra-biosparite a peloidi. L'associazione microfossilifera è rappresentata da *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC), *Orbitolina (Conicorbitolina) sefini* HENSON, *Glomospira* sp., *Nezzazata* gr. *simplex* OMARA, *Moesiloculina* sp., *Trocholina* sp., *Pitonella ovalis* (KAUFMANN), *Spiroloculina* sp., Textulariidae e Miliolidae. I macrofossili sono invece costituiti da grossi frammenti di molluschi quali gasteropodi e rudiste. Il succedersi di elementi eterodimensionali testimonia un ambiente deposizionale di piattaforma carbonatica con un tasso di energia variabile. L'età dell'intervallo è Cenomaniano.

A tetto della rocca, dove si ergono le mura del castello, si ha una vera e propria lumachella costituita da piccole rudiste in frammenti subarrotondati spesso microperforati (C12-15). La porzione fine è costituita anche in questo caso da *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC).

Ancora calcari a rudiste dominano la sommità della rocca, fra il Castello e le “casermette” (C15). La facies non cambia alle casermette ed al limite con

le mura, dove un *wackestone* eterogeneo, contenente piccoli peloidi e grossi frammenti di rudiste, è caratterizzato da un'associazione costituita da *Orbitolina (Conicorbitolina) conica* (D'ARCHIAC), *Cuneolina pavonia* D'ORBIGNY, probabile *Dicyclina* sp., *Bacinella irregularis* RADOIČIĆ, *Pitonella ovalis* (KAUFMANN), *Pseudolituonella* sp., *Moesiloculina* sp. e Miliolidae (C16-17).



Fig. 92 – Particolare del contatto erosionale fra calcari a rudiste a granulometria differente.

PROGETTO
CARG

APPENDICE 2**GENESI, CARATTERI PETROGRAFICI E SEDIMENTOLOGICI DEL
FLYSCH NUMIDICO**

(D. Puglisi)

1. - GENESI

Nell'area dei fogli in esame (settore madonita-nebrodico) sono molto diffusi i depositi di età Oligocene superiore-Miocene riferibili al "flysch numidico".

Il "bacino numidico" si individua nell'Oligocene superiore a seguito dello stadio di collisione continentale e costituisce un'avanzata fossa che si imposta in parte su unità in via di deformazione a nord ed unità non ancora deformate a sud (CATALANO & D'ARGENIO, 1978; PESCATORE *et alii*, 1987; NIGRO & RENDA, 2000).

I depositi riferibili al flysch numidico affiorano, da nord verso sud, poggianti in discordanza angolare sui terreni del Dominio Panormide mentre seguono in paraconformità i depositi del Dominio Imerese (Portella Colla) (WEZEL 1966, 1970). Sono costituiti prevalentemente da arenarie quarzose alternate a materiale pelitico, la cui provenienza a cavallo degli anni '60-'70 è stata oggetto di numerose discussioni (MATTAUER, 1963; OGNIBEN, 1964; CALDERONE & LEONE, 1966, 1967; WEZEL, 1968, 1970, 1973, 1974; BROQUET, 1968, 1972; DONGARRA & FERLA, 1982; BOUILLIN, 1986; PESCATORE *et alii*, 1987).

Attualmente, l'ipotesi di provenienza più accreditata che possa anche giustificare l'abbondanza di quarzo nelle arenite numidiche presuppone un'alimentazione da quadranti meridionali identificati con gli scudi precambriani sahariani e, soprattutto, con le loro coperture paleozoico-mesozoico-terziarie, in prevalenza composte da depositi clastici continentali già arricchiti in quarzo (DURAND-

DELGA, 1980; HOYEZ, 1989).

Questa ipotesi è suffragata da dati sedimentologici e chimico-mineralogici relativi sia ai livelli arenitici (HOYEZ, 1975, 1989; CHIOCCHINI *et alii*, 1980; MORETTI *et alii*, 1988) che pelitici (RIVIÈRE, 1987, 1988) e da dati forniti da studi radio-cronologici su zirconi detritici presenti nelle quarzareniti numidiche, la cui età è risultata compresa tra 1.300 e 1.800 M.a. (GAUDETTE *et alii*, 1975; LANCELOT *et alii*, 1977), nettamente più antica di quella degli zirconi delle successioni arenacee di derivazione dall'Arco Calabro-Peloritano (290-310 M.a., LANCELOT *et alii*, 1977).

Le aree d'origine del quarzo numidico, pertanto, sono state identificate con i depositi tipo "Nubian Sandstones" (*Auct.*) affioranti in molte aree del margine sud-orientale del Sahara (Libia, Egitto, Sudan ed anche nella penisola araba), con analoghi depositi della Somalia meridionale ("Arenarie di Yesomma", GUERRERA & PUGLISI, 1984) e con le sequenze arenacee affioranti sul fianco meridionale del Sahara algerino (MORETTI *et alii*, 1990), note queste ultime con il nome di "Continental Intercalaire" (FREULON, 1964; CONRAD, 1969), di età tardo-paleozoica-cenomaniana ed affioranti anche sul versante nord-occidentale del Massiccio dell'Hoggar e nei settori settentrionali degli altopiani del Tassili e del Fezzan.

Un'origine policiclica del quarzo numidico, inoltre, sembra essere suffragata dai risultati ottenuti da SUTTNER *et alii* (1981) che, finalmente su base sperimentale, hanno escluso la possibilità di ottenere quarzareniti di primo ciclo a partire da aree d'origine costituite da metamorfici d'alto grado e/o da plutonici.

Nel Tell algerino, in particolare (MORETTI *et alii*, 1988, 1990), le quarzareniti numidiche risultano essere state alimentate direttamente anche dai complessi metamorfici di basso grado che costituiscono le porzioni sommitali dei basamenti precambriani e che affiorano nel Sahara algerino meridionale, in corrispondenza dei massicci dell'Hoggar e dell'Eglab (Séries Pharusiennes, *Auct.*). Questo risultato, ottenuto mediante l'analisi dell'ondulatorietà dell'estinzione e della policristallinità dei granuli di quarzo delle arenarie numidiche, suggerisce una provenienza diretta anche da complessi epimetamorfici che, finora, non sembra essere mai stata riscontrata nel "flysch numidico" delle Maghrebidi Siciliane.

2. - PETROGRAFIA DEL FLYSCH NUMIDICO

In letteratura non sono molti i lavori inerenti la petrografia delle arenarie numidiche, che nonostante la tradizionale attribuzione di questo gruppo di rocce al campo delle quarzo-areniti presentano una composizione non omogenea che cambia al variare dell'area geografica considerata (GUERRERA *et alii*, 1990).

Nella Cordigliera Betica tali rocce si possono riferire al gruppo delle litareniti e/o subliteniti (PENDON, 1978).

Nel Rif (CHIOCCHINI *et alii*, 1980), nel Tell algerino (MORETTI *et alii*, 1988) e nella catena maghrebide siciliana (CARBONE *et alii*, 1987) le rocce hanno una composizione quarzoarenitica.

Nell'Appennino meridionale (LOIACONO *et alii*, 1983; ARDITO *et alii*, 1985) le rocce hanno una composizione subarkosica e/o quarzoarenitica (GUERRERA *et alii*, 1992).

Le arenarie numidiche sono quindi caratterizzate da un'elevata maturità composizionale, anche se dal punto di vista tessiturale è possibile riscontrare una cattiva cernita granulometrica testimoniata dalla presenza di abbondante matrice silicoclastica (GRASSO *et alii*, 1987; MORETTI *et alii*, 1988). La bassa maturità tessiturale di queste rocce è in netto contrasto con i caratteri composizionali e inoltre con l'elevato grado di arrotondamento dei granuli di quarzo che indica lunghi trasporti o addirittura policiclicità.

Il quarzo è l'elemento più abbondante nelle arenarie numidiche (Fig. 93): tra i costituenti principali viene comunemente riscontrata la presenza del K-feldspato e plagioclasio e solo sporadicamente di selce e di frammenti di rocce grana fine riferibili a quarzo-siltiti non carbonatiche. Tra i costituenti accessori sono sempre presenti, in bassa percentuale, miche e cloriti, glauconite e minerali opachi. Tra i minerali pesanti sono state riscontrate specie ultrastabili (zircono, tormalina e rutilo).

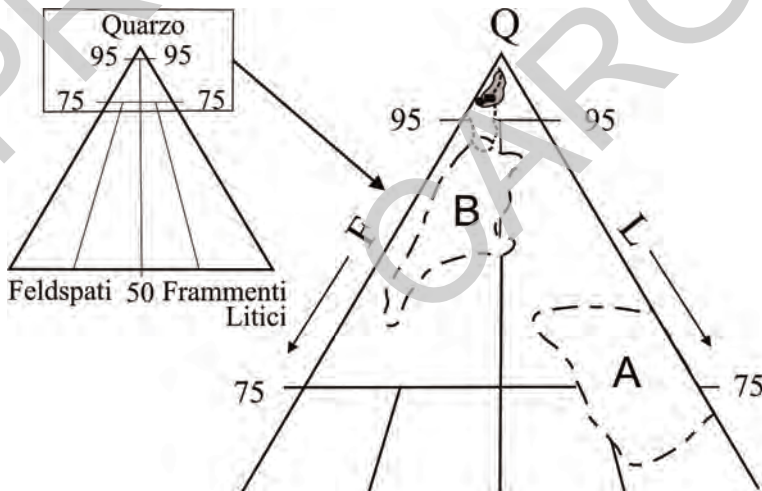


Fig. 93 - A= Cordigliera Betica (PENDON, 1978), B= Appennino Lucano (LOIACONO *et alii*, 1983), area in grigio = Catena nord-Siciliana (da CARBONE *et alii*, 1987), linea punteggiata= flysch numidico del Tell Algerino (da MORETTI *et alii*, 1990), ● = media di areniti numidiche del Rif (da CHIOCCHINI *et alii*, 1980), ■ = media di areniti numidiche dell'Appennino Dauno (da ARDITO *et alii*, 1985).

Per quanto riguarda la composizione chimica delle arenarie numidiche, in letteratura sono reperibili dati di campionamenti e relative analisi condotte nell'Appennino meridionale (ARDITO *et alii*, 1985; LOIACONO *et alii*, 1985). Le analisi chimiche (Fig. 94) evidenziano elevate percentuali di SiO_2 , in media comprese tra 92.68 e 94.66, accompagnate da scarsi valori di Al_2O_3 (2.63-2.13), di Fe_2O_3 (1.90-1.31), di MgO e CaO (0.49-0.09 e 0.26-0.40) e di alcali ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=1.42-0.99$).

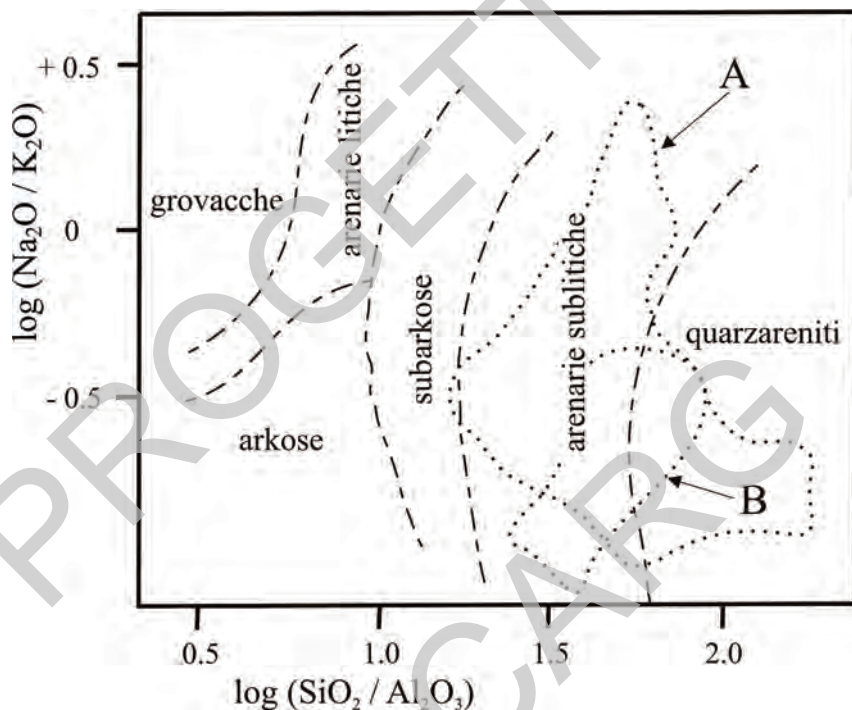


Fig. 94 - Caratteri chimici di arenite numidiche dell'Appennino meridionale (A: LOIACONO *et alii*, 1983; B: ARDITO *et alii*, 1985).

Questi caratteri chimici, tuttavia, non sempre garantiscono alle arenarie numidiche la possibilità di essere definite con certezza come quarzareniti. In Fig. 94 infatti, nel diagramma classificativo di PETTIJON *et alii* (1972), si osservano i campi rappresentativi delle arenarie numidiche analizzate da ARDITO *et alii* (1985) e da LOIACONO *et alii* (1985) ricadere in un'ampia area che solo parzialmente si sovrappone con il campo delle quarzareniti. Ciò è sicuramente legato ad eccessi di Al_2O_3 e K_2O che non possono correlarsi a contenuti relativamente

abbondanti di feldspati e/o miche (entrambe queste specie mineralogiche non raggiungono mai elevati contenuti modali) ma possono essere giustificati dalla costante presenza nelle arenarie umidiche di una matrice siltoso-argillosa prevalentemente composta da illite e clorite (GUERRERA *et alii*, 1992).

Riguardo alle caratteristiche chimico-mineralogiche delle peliti umidiche un quadro riassuntivo, relativo a campionamenti e relative analisi eseguite sulle peliti umidiche in Sicilia, nella Cordigliera Beticca, nel Rif, nel Tell algerino e nell'Appennino meridionale è reperibile in GUERRERA *et alii* (1992); tali analisi mostrano che la composizione delle peliti è costante al variare delle aree geografiche considerate.

I sedimenti argillosi contengono una percentuale non superiore al 20% di sabbia, costituita da quarzo, feldspati, ferro ossidato e piccole quantità di calcite. La frazione argillosa è caratterizzata da illite, smectite, caolinite, dickite, e a volte da clorite. L'illite e la clorite potrebbero provenire dall'erosione di un basamento cristallino, su cui si sarebbe impostato un suolo lateritico da cui proverrebbero la smectite e la kaolinite (GUERRERA *et alii*, 1992). Gli Autori legano inoltre tali caratteristiche delle peliti umidiche ad una provenienza africana del sedimento.

2.1. – CARATTERI SEDIMENTOLOGICI DEL FLYSCH NUMIDICO

I depositi del flysch numidico presenti nell'area dei fogli in esame, sono stati suddivisi in tre membri caratterizzati, sedimentologicamente, da:

flysch numidico, membro Portella Colla (FYN₂)

Peliti di colore bruno scuro o grigio-bruno in strati millimetrici, argilliti talora manganeseferi, a laminazione piano-parallela, con intercalazioni di arenarie fini quarzose in livelli medio-sottili. La frazione pelitica risulta di gran lunga predominante rispetto a quella arenacea, nella quale sono frequenti le sequenze Ta-c di Bouma. Localmente sono presenti livelli di microconglomerati e di arenarie organizzati in strati e banchi plurimetrici, spesso amalgamati; le strutture interne degli strati sono date da gradazione verticale e/o laminazione parallela inferiore, mentre strutture da erosione e sciami di ciottoli di argilla caratterizzano la base degli strati. Sono inoltre presenti sedimenti argillosi a struttura fluitale con sciami di ciottoli arrotondati, dovuti a flussi di fango. I ciottoli sono costituiti da calcari e frammenti di organismi di scogliera (alghe, coralli, gasteropodi, *etc.*).

flysch numidico, membro Geraci Siculo (FYN₃)

Le caratteristiche sedimentologiche di questo membro del flysch numidico sono comuni alle due unità tettoniche di Monte S. Salvatore e di Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara.

Trattasi di arenarie in strati e banchi con intercalazioni pelitiche; non di rado si rinviene l'intera sequenza di Bouma (Ta-e), gli strati sono piano-paralleli con marcata continuità laterale. Intercalati, sono presenti corpi arenaceo-conglomeratici spesso amalgamati, con spessori talora superiori ad alcune decine di metri. I sedimenti arenaceo-conglomeratici presentano una stratificazione più o meno evidente con strutture interne degli strati riferibili alla sequenza Ta-b di Bouma. Questi livelli hanno una discreta continuità laterale, dell'ordine di qualche chilometro. Alla base si riconoscono di frequente contatti di natura erosiva con sciami di ciottoli di argilla (*clay cips*). Verso l'alto e lateralmente il materiale grossolano passa gradualmente alle arenarie e alle peliti.

I depositi attribuiti a questo membro vengono interpretati come il prodotto di flussi gravitativi che distribuivano il loro carico su ampie superfici; i depositi più grossolani, conglomeratico-arenacei, almeno in parte, possono essere interpretati come il prodotto del riempimento di strette depressioni o canali.

flysch numidico, membro Nicosia (FYN₄)

Questi depositi sono costituiti da un'alternanza di peliti e di arenarie, in sottili strati che di norma non superano lo spessore del decimetro. La frazione pelitica risulta di gran lunga predominante rispetto a quella arenacea, nella quale sono frequenti le sequenze Tb-e e Tc-e di Bouma, gli strati sono piano paralleli con una notevole continuità laterale.

Anche nei depositi pelitico-arenacei sono presenti livelli conglomeratici il cui spessore raggiunge a volte la decina di metri. Questi livelli sono costituiti prevalentemente da conglomerati ed arenarie organizzati in strati e banchi spesso amalgamati; le strutture interne degli strati sono date da gradazione verticale e/o laminazione parallela inferiore, mentre strutture da erosione e sciami di ciottoli di argilla caratterizzano la base degli strati.

I depositi di questa facies rappresentano il prodotto della sedimentazione distale di correnti di torbida, in parte i depositi pelitici possono essere considerati delle emipelagiti.

APPENDICE 3

CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE DELLA
FORMAZIONE DI REITANO

(D. Puglisi)

Le areniti della formazione di Reitano presentano in generale una composizione molto variabile (PUGLISI, 1979; 1987; 1992; MORLOTTI *et alii*, 1991), che ha permesso di suggerire una sua distinzione in due sequenze litostratigrafiche distinte, ciascuna caratterizzata da una diversa provenienza (CASSOLA *et alii*, 1990; COSTA *et alii*, 1992).

Gli affioramenti della formazione di Reitano del Foglio “Cefalù”, ubicati a sud dell’omonimo centro abitato, sono caratterizzate: (1) da apporti vulcanici, particolarmente abbondanti nei livelli basali ed intermedi, frammisti a detrito quarzoso-feldispatico che tende a prevalere al tetto della successione, (2) da associazioni di minerali pesanti prevalentemente rappresentate da abbondanti clinopirosseni augitici ed orneblende, a testimonianza di un’alimentazione anche da sorgenti vulcaniche, e (3) da parametri petrochimici contraddistinti da elevati contenuti in SiO_2 , Al_2O_3 , CaO ed alcali (in media: SiO_2 69.58, TiO_2 0.39, Al_2O_3 13.18, Fe_2O_3 2.42, FeO 0.89, MnO 0.09, MgO 2.08, CaO 5.33, Na_2O 2.92, K_2O 2.95, P_2O_5 0.11 (CASSOLA *et alii*, 1992; PUGLISI, 1994).

Gli affioramenti, invece, ubicati sul margine nord-orientale del Foglio “Castelbuono” e su quello orientale del Foglio “Cefalù” sono caratterizzati (CASSOLA *et alii*, 1992) dalla: (1) totale assenza di detrito vulcanico, (2) presenza alla base di frequenti corpi canalizzati grossolani esclusivamente carbonatici (Calcareniti e calciruditi di M. Malaspina, LENTINI *et alii*, 2000), (3) composizioni ricche in frammenti di rocce evolventi verso l’alto della successione ad arcose e

(4) parametri petrochimici contraddistinti da più bassi contenuti in SiO_2 e tenori più elevati di MgO e CaO (rispettivamente 62.43, 4.18 e 11.07%; PUGLISI, 1994).

Le differenze petrografiche tra le due tipologie di areniti della formazione di Reitano sono evidenziate in Fig. 35 (da COSTA *et alii*, 1992). In entrambi i casi (Fig. 95a) si osservano *trend* che evolvono verso composizioni arcose, ma l'apporto alla base delle due successioni è diverso. Nel primo caso (Fig. 95b) i feldspati sono quasi del tutto assenti e le composizioni sono prevalentemente quarzoso-litiche, nel secondo, invece, i plagioclasti sono abbondanti e connessi con l'abbondanza di detrito vulcanico nei livelli basali.

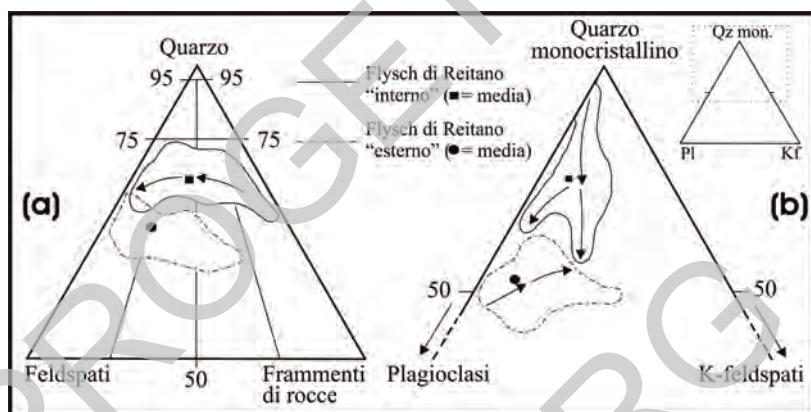


Fig. 95 – Diagrammi Quarzo-Feldspati-Frammenti di rocce (a) e Quarzo-Plagioclastio-Feldspato potassico (b) mostrandoci la composizione delle areniti della formazione di Reitano (da COSTA *et alii*, 1992).

In particolare, i risultati di un dettagliato studio petrografico e petrochimico sul detrito vulcanico presente nelle areniti della formazione di Reitano del Foglio “Cefalù” (BALOGH *et alii*, 2001), hanno permesso di distinguere le seguenti due popolazioni di granuli vulcanici:

- ciottoli vulcanici ben arrotondati con diametro di circa 1-2 cm, caratterizzati da una struttura oligo-porfirica (non più di 7-9% di fenocristalli di K-feldspato, plagioclasio e quarzo, con dimensioni di 0.3-0.6 mm) e da un chimismo di tipo calc-alcinalo (Fig. 96),
- granuli vulcanici angolosi e subangolosi con diametro di circa 0.25-0.50 mm, caratterizzati da una struttura porfirica (fenocristalli di clinopirosseno augitico, plagioclasio e sanidino) e da un chimismo di tipo alcalino potassico (Fig. 96).

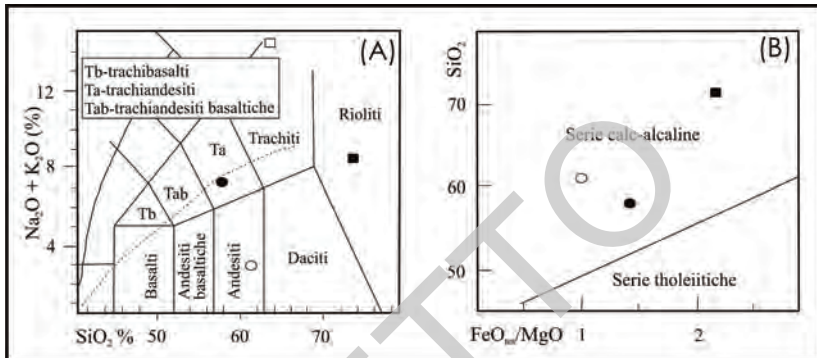


Fig. 96 – (A) Diagramma TAS (Total Alkali-Silica, LE MAITRE, 1989; da BALOGH *et alii*, 2001) mostrante la composizione media delle due popolazioni di detrito vulcanico presenti nelle areniti della formazione di Reitano (la curva punteggiata è la curva di IRVINE & BARAGAR, 1971, che discrimina prodotti alcalini e subalcalini) (B) Diagramma SiO₂ – FeO_{10f}/Mg (MYASHIRO, 1974; da BALOGH *et alii*, 2001) discriminante i prodotti calc-alkalini da quelli tholeiitici. ■ = granuli vulcanici della popolazione 1 (paleovulcanica, media di 28 analisi), □ = granuli vulcanici della popolazione 2 (neovulcanica, media di 56 analisi), ● = Tufiti di Tusa delle Maghrebidi siciliane (da OGNIBEN, 1964), ○ = Tufiti di Tusa dell'Appennino meridionale (da ARDITO *et alii*, 1985).

In particolare, l'età assoluta determinata con metodologie K/Ar su due ciottoli della prima popolazione di detrito vulcanico (BALOGH *et alii*, 2001) ha fornito valori riconducibili al tardo Permiano perché compresi tra 213±8 e 249±10 Ma. Sui granuli vulcanici della seconda popolazione, invece, non è stato possibile eseguire nessuna datazione assoluta e, tuttavia, la morfologia spigolosa dei clasti e l'abbondanza di minerali estremamente labili, quali pirosseni e orneblende, presenti nelle areniti, non solo in fenocristalli, ma anche come granuli singoli, sembrano suggerire condizioni di trasporto molto limitate o inesistenti o, addirittura, sembrano indicare l'esistenza di centri vulcanici esplosivi penecontemporanei alla sedimentazione. Quest'ultima, inoltre, deve essere stata caratterizzata da tassi di sedimentazione abbastanza elevati, perché soltanto un rapido seppellimento del materiale vulcanico può giustificare la sopravvivenza di minerali abbastanza labili quali clinopirosseni e anfiboli.

In definitiva, l'età e i caratteri petrochimici rispettivamente della prima e della seconda popolazione di granuli vulcanici, presenti nelle areniti della formazione di Reitano dei fogli "Cefalù" e "Castelbuono", sembrano escludere una possibile connessione con un qualunque tipo di vulcanesimo calc-alkalino terziario, al contrario di quanto ipotizzato da DE CAPOA *et alii* (2002) che individuano

nel vulcanesimo terziario del blocco sardo-corso la possibile area d'origine del detrito vulcanico delle arenite della formazione di Reitano, da essi ribattezzate nel medesimo affioramento del Foglio "Castelbuono" (a sud di Cefalù) come "arenarie di Poggio Maria".

In queste arenite, infatti, il detrito vulcanico granulometricamente più fine e contraddistinto da una notevole presenza di inosilicati mostra un netto carattere alcalino-potassico (BALOGH *et alii*, 2001), che mal si correla con un regime tettonico di tipo subduittivo-collisionale, responsabile del vulcanesimo calc-alcalino terziario della Sardegna.

PROGETTO
CARG

EXTENDED ABSTRACT

The Sheet n. 610 “Castelbuono” (legge n. 305/89) and the Sheet n. 597 “Cefalù” (legge n. 226/99) at 1:50.000 scale of the Geological Map of Italy are realized on the base of a convention between the APAT – Geological Survey of Italy (*Servizio Geologico d'Italia*, now become ISPRA), the Autonomous Region of Sicily (Regione Siciliana - Assessorato Territorio e Ambiente) and the Department of Geological Sciences of the Catania University.

The territory of these sheets is located in north-central Sicily, between the Eastern Madonie and Western Nebrodi Mts., and extends from the Tyrrhenian coast to the northern edge of the morphostructural depression of the “Caltanissetta Basin”. From an administrative point of view the territory is located within the provinces of Palermo and Messina (“Cefalù” Sheet) and among the provinces of Palermo, Messina and Enna (“Castelbuono” Sheet).

In June 2007, the colleague Prof. Fabio Lentini succeeded the untimely dead Prof. Mario Grasso as Scientific Coordinator of the two sheets.

The geological map has been investigated and surveyed on a former map at the scale 1:10.000 (CTR – Carta Tecnica Regionale). The field survey has been coordinated by Prof. Mario Grasso (until 2007) and Prof. Fabio Lentini, directed by Proff. F. Lentini and Pietro Renda, and edited by Prof. Serafina Carbone.

The geological map has been drafted following the tectonic-stratigraphic criteria used in the frame of the CARG Project.

The stratigraphic succession of each tectonic unit is given by different formations which, when differentiated, are divided into the main lithofacies and members. Generally the sequences extended from the Mesozoic to the Tertiary; in some ones, however, the tectonic units are composed of few portions of the

original stratigraphic succession, such as the Panormide and Imerese Units, often composed of Mesozoic deposits, due to the original Oligo-Miocene terrigenous covers supported wide detachment phenomena during the Neogene thrust deformation.

The tectonic units are characterized by homogeneous lithologies and have a similar structural setting, and they are defined by clear tectonic boundaries (over-thrust), and also can be subdivided into tectonic units of minor order, deformed by faults, thrust and folds.

Based on the above criteria the tectono-stratigraphic succession will be described below (see legend of the map) in reverse of their stacking, from the deeper outcrops.

1. - GEOLOGICAL SETTING

Central and western Sicily is part of the Sicilian portion of the Apenninic-Maghrebian Orogen, a south-verging forelandward fold and thrust system composed of three main structural edifices: the Kabilo-Calabride Chain (KCC), the Apenninic-Maghrebian Chain (AMC) and the External Thrust System (ETS), superimposed during Neogene to Quaternary Africa-Europe convergence processes.

In this regional structural context, the AMC is composed of distinct thrust sheets including Meso-Cenozoic sequences mostly derived from the deformation of the oceanic domain of the Neotethys and of the Africa continental paleo-margin, stacked on each other during the orogenic belt building.

As a whole, the AMC was completely outlined in the Middle-Late Miocene and at present consists of unrooted allochthonous nappes that, in western Sicily, rest tectonically upon the thrust involved foreland domain, named ETS or Pelagian Sicilian Thrust Belt (PSBT). As suggested by large scale geological features and available seismic lines, the tectonic framework of the western Sicily is characterized by the occurrence of two regional tectonically superimposed structural layers. The uppermost one consists of a thin thrust system with several imbricate tectonic slices. The lowermost includes the carbonate sequences of foreland domain at present deformed by high angle basement involving thrust contacts. Major surface expressions of this deep thrust system are mostly evident in western Sicily where it corresponds to some structural culminations (Mt. Kumeta and Rocca Busambra ridges, see 607 "Corleone" and 608 "Caccamo" Sheets).

The study area is occupied by sedimentary successions originally located in different palaeogeographic domains: pelagic and shallow-water sequences

pertaining to Alpine and Ionian Tethys, and Panormide carbonate platform respectively can be recognized.

Many structural associations, related to distinct tectonic events, developed in this area in different times and modalities. Oldest structures consist of large flat-geometry thrust contacts, usually propagated along terrigenous levels, that was responsible of the tectonic emplacement of the allochthonous AMC.

Two orogenic phases can be distinguished: the Balearic Stage (Oligocene-Burdigalian) with the closure of the Tethys basin and the development of the Balearic back-arc basin with anticlockwise rotation of the Sardo-Corsian Block. This originated the subduction of the Tethyan slab beneath the European margin, a sliced basement chain (KCC) and emplacement of an Alpine accretionary wedge. Since Middle Miocene, the Tyrrhenian Stage led to the structural organization of the units of the AMC and the orogenic transport of them onto the PSBT, contemporaneously with the Tyrrhenian opening (Pliocene-Quaternary).

Current tectonic setting is characterized by the occurrence of high angle structures mostly of which related to the growth at depth of an oblique roughly E-W oriented thrust system involving foreland domains (PSBT) during continent-continent collision dynamics. Structures originated in response to this stage consist of coeval transpressive NW-SE oriented right-lateral shear zones and kinematically related oblique reverse structures. This kinematic framework in central and western Sicily is consistent with the major regional transpressional deformation (Southern Tyrrhenian System) developed in response of contemporaneous opening northward of the Tyrrhenian Basin and the oblique collisional processes occurring between Panormide and Pelagian continental crusts.

2. –TECTONO-STRATIGRAPHIC UNITS AND TECTONIC EVOLUTION

The tectonic edifice outcropping on the “Castelbuono-Cefalù” geological map sheet is the result of a stacking of several tectono-stratigraphic units pertaining to original paleogeographic domains from which they were stripped and successively deformed.

In the study area only units of the Apenninic Magrebian Chain (AMC) are present. In it is possible to distinguish three structural layers, in which are involved (c) terrains referred to the original Alpine Tethys (Sicilide Units or Tethydes), inherited by an original Oligocene-Miocene tectonic wedge, (b) sequences referred to the shallow water platforms (Panormide Units), and (a) deep water deposits (Imerese Units or Ionides). These units, mainly constituted by Mesozoic-Eocene sequences, grade upwards into Oligocene-Middle Miocene flysch-type successions.

Imerese Units

These units represent the sequence deposited at the original internal margin of the Ionian palaeobasin. The whole succession is represented by carbonatic and silico-carbonatic slope to basin deposits spanning from the Middle Carnian to Early Miocene. In the study area outcrop only the Jurassic- Cretaceous Crisanti fm. grading upwards to the marls and calcarenites of the Paleogene-Upper Eocene Caltavuturo formation.

The Oligo-Miocene deposits are mostly constituted by the numidian flysch (Portella Colla member – FYN₂), that represents the terrigenous cover of the Imerese M. dei Cervi tectonic Unit. In the present geological sheets FYN₂ is present to the west of P.zo Carbonara and in the tectonic windows of V.ne Faguara and C.da Canna.

Panormide Units

The Panormide Units tectonically overlie the Ionides, and in particular override the Imerese sequences.

In the Eastern Madonie Mts two different tectono-stratigraphic sequences can be distinguished: the Monte S. Salvatore tectonic Unit (SSU) and Pizzo Dipilo-Pizzo Carbonara tectonic Unit (DPU). Since the Middle Pliocene they underwent a N-S shortening, as demonstrated by the Early Pliocene Trubi, sandwiched between two tectonic subunits:

The lower SSU starts with Carnian terrigenous-carbonate horizon (Mufara Fm.) grading upwards into dolomitic M. Quacella fm. The Rhaetian top of the platform is truncated by an erosional surface and unconformably covered by Eocene-Oligocene red marls (Cozzo S. Giorgio fm.) underlying flysch-type deposits (Portella di Mandarini fm.), characterized by swarms of platform carbonates megabreccias embedded within brown shales, grading upwards to numidian flysch (Geraci Siculo member – FYN₅).

The DPU displays a thicker sequence, consisting of lagoon dolomitic limestones and reef coral and sponge bioliths. The Dogger-Malm interval is represented by ammonites and gastropods-bearing nodular calcilutites, calcarenites with crinoids and lamellibranchia (Pizzo Manolfo limestones), which are followed by Upper Jurassic to Cretaceous sponges and corals bioliths (Piano Battaglia limestones/Cefalù fm.). From Late Cretaceous onward the sedimentation became pelagic and was characterized by Scaglia-type calcilutites (Cozzo Balatelli fm.), which frequently fill sedimentary dykes. The Upper Eocene-Oligocene Gratteri formation follows upwards. The sedimentation is closed by the Upper Oligocene-Lower Miocene numidian flysch (Geraci Siculo member – FYN₅), grading to Lower-Middle Miocene Castelbuono marls. They crop out as imbricates more or less rooted at the top of the Mesozoic carbonates or partially detached.

Sicilide Units

The widely distributed allochthonous units coming from the Alpine Tethys ocean basin are known with the local name of Sicilide Units. They are characterized by Upper Jurassic-Oligocene basinal carbonates and sandy mudstones, evolving into Upper Oligocene-Lower Miocene terrigenous turbiditic successions, that are mainly detached from their substratum.

In the study area the Sicilide Units are composed of a substratum of Upper Cretaceous-Paleogene variegated clays with distinct Oligocene-Lower Miocene terrigenous covers, successively dismembered and forming several nappes grouped in the Nicosia and the Troina-Tusa tectonic units.

The Nicosia Unit is a numidian-type sequence, with a basal interval made up by varicoloured clays and with micaceous sandstones interbedded within the quartzarenites, upwards evolving to the numidian flysch – Nicosia member (FYN₄). This was originally sedimented in the outermost part of the Alpine Tethys, more or less in continuity with the Sicilides and reached by the deformation only during the post-Burdigalian compressive phases. The lateral transition with the Tufiti di Tusa Fm. is demonstrated by the composition of the arenites of the top-levels.

The Troina-Tusa Unit presently composes the Sicilide accretionary wedge. The sequence starts with Eocene-Oligocene *Tubotomaculum*-bearing varicoloured clays, evolving upwards to Upper Oligocene-Lower Miocene “Tufiti di Tusa”. This is an alternation of marls, marly limestones, calcarenites, and thin levels of micaceous sandstones rich in andesite fragments. It seems to be related to a trench-slope deposit, linked to the Burdigalian tectonic stage.

The architecture of the Sicilides is likely as a tectonic wedge, progressively thinning, until disappearing, towards the internal sector, below the Kabilo-Calabride Chain. In central-western Sicily the Sicilides generally overthrust numidian flysch slices and are unconformably covered by discontinuous Serravallian clayey deposits (Castellana fm.) and Late Tortonian–Early Messinian terrigenous sediments (Terravecchia fm.).

Neogene-Quaternary foredeep and thrust top basin deposits

During the Balearic Stage the Panormide Platform played the role of foreland until it was transformed into a foredeep with the more or less complete closure of the Alpine Tethys, after which it overrode the Ionian domain starting in the Middle Miocene and thus at the beginning of the Tyrrhenian Stage. In this geodynamic context, the numidian covers occupied a wide area of the foreland, which evolved into an extensive foredeep. During the Oligocene, the Gratteri and the Portella di Mandarinini shales fms. had been deposited on the Panormide platform before but not during the tectonic transport of the Panormide Units. Upward in the sequence, the Aquitanian-Burdigalian interval with its thick quartzarenitic

banks represents the characteristic lithotype of the numidian flysch. This sequence is terminated by a prevalently marly interval, which marks the end of the exclusively quartzose sedimentation. The formations are of Lower–Middle Miocene age and are named Castelbuono marls where resting on the Panormide Units, while they are called Tavernola fm. where they rest upon the Imerese Units. These horizons were deposited on wide foredeeps, where they were subsequently covered tectonically by the Alpine Tethydes.

The tectonic stack is unconformably covered by Miocene-Pliocene clastic and terrigenous deposits (Reitano and Terravecchia formations), evaporitic and carbonatic (Baucina fm., Trubi, and Gessoso-solfifera Group), filling syntectonic sedimentary basins, successively deformed and covered by marine, transitional and continental Quaternary deposits.

Reitano formation - This formation is composed of polygenic conglomerates and sandstones, alternating with marly clays. The composition varies from volcanic sandstones to arkose, which in any case testifies to a setting in a basin originated on already deformed Sicilide units, and delimited toward the interior by the Calabride crystalline units. The age is Lower-Middle Miocene. The formation postdates the overriding of the Sicilide Units onto the numidian flysch (FYN₄), while along with these it seems to have participated in the transport onto the Langhian horizons of the more external sectors.

Terravecchia formation - It is a transgressive clastic sequence that rests on a substratum made up of the allochthonous deposits of the Alpine Tethydes, and upgrades to the Messinian evaporites and the Early Pliocene Trubi formation.

Gessoso-solfifera Group - In Central Sicily two major Messinian evaporitic cycles have been recognized, separated by a regional angular unconformity. The lower cycle (Cattolica Formation) starts with pre-evaporitic sediments (Tripoli) and carbonates deposited on pre-existing highs, while gypsum and chlorides were formed within lows. The lower evaporitic sequence is folded and truncated by an intra-Messinian unconformity, and underlies deposits characterized by resediments originating from the lower units interbedded by selenitic gypsum (Pasquasia Formation).

Trubi - The lowest Pliocene chalks of the Trubi record the sudden flooding of the Mediterranean Sea by water from the Atlantic. They were deformed together with the evaporites during the Early Pliocene tectonic phase.

The entire sedimentary succession is strongly deformed with short amplitude folds, and represents one unit of the allochthonous wedge of Messinian-Early Pliocene age.

LEGEND OF THE GEOLOGICAL MAP

QUATERNARY DEPOSITS

CONTINENTAL AND TRANSITIONAL DEPOSITS

Landslide deposits (a_1)

Gravity deposits of chaotic heterogeneous materials, in matrix from clayey to sandy, locally with big blocks, stabilized or without evidences of evolution.

Slope deposits (a_a)

Incoherent material with polygenic and angular heterogranular elements, in poor sandy matrix, locally with big blocks. Thickness from 3 to 20 m. HOLOCENE

Present beach deposits (g_2)

Gravels with prevailing rounded quartz, lithic and polychrome chert, of 1-10 cm; locally yellow-greyish quartzose, well sorted, sands. HOLOCENE

Eluvial and colluvial deposits (b_2)

Incoherent massive or stratified deposit, clayey matrix supported, with carbonatic and/or cherty clasts of 2-4 cm, and sub-rounded terrigenous or quartzarenitic of 1-10 cm; red soils. HOLOCENE

Present alluvial deposits (b_a)

Gravels, sands and clayey-silt. The coarse fraction is represented by prevailing sub-rounded carbonatic and terrigenous clasts. Thickness up to 10 m. HOLOCENE

Alluvial and coastal plain recent deposits (b_b)

Gravels with layers of sand and silt, sometimes terraced along the waterways. They also constitute the filling of alluvial fans formed by heterogranular gravels in poor sandy matrix, and with sandy-gravel lenses. Thickness up to 20 m. HOLOCENE

Alluvial terraced deposits (b_n)

Heterogranular and polygenic brown or yellowish gravels, with rounded clasts of mostly 2-20 cm in the sandy-clay matrix support, sand and silt and clay soil, terraced in more orders. Thickness up to 15 m. UPPER PLEISTOCENE-HOLOCENE

Ancient slope deposits (a_b)

Clastic deposits with rough and coarse angular to sub-rounded carbonate-dolomitic elements. Lower boundary no outcropping. Thickness about 10 m. UPPER PLEISTOCENE

COZZO PRANGI CONGLOMERATES (ZPG)

Conglomerates and breccias in brown silty or sandy matrix, with mainly subrounded carbonate and angular quartzarenitic elements. The unconformable lower boundary is erosive on TRV₃, GS and TRB. Thickness 150-200 m. Transitional-proximal marine environment. UPPER PLEISTOCENE?

MARINE DEPOSITS

Terraced marine deposits (g_{n1-5})

Fossiliferous yellow sands, sometimes gravelly, monogenic and heterogranular breccias with sedimentary rounded and flattened clasts, in sandy matrix, scarcely stratified. They represent five orders of terraces (**gn₁₋₅**) with inner edges between 425 and 30 m a.s.l. Thickness from a few decimetre to 5 m. MIDDLE-UPPER PLEISTOCENE

APENNINIC-MAGHREBIAN CHAIN UNITS

UPPER MESSINIAN-LOWER PLIOCENE DEPOSITS

TRUBI (TRB)

Marls and white marly limestones, with sandy intercalations of 30-50 cm. Associations of nannofossils biozones to *Amaurolithus tricorniculatus* (MNN12) and *Ceratholithus rugosus* (MNN13). Microfaunas to *Globorotalia margaritae* (MPI2) and *G. margaritae/G. puncticulata* (MPI3). Absent the biozones MPL1

and MPI4a. Lower boundary unconformable on QUC, FYN₂, FYN₅, REI, GTL₁ and GPQ. Thickness up to 40 m. Pelagic environment. LOWER PLIOCENE (Zanclean)

GESSOSO-SOLFIFERA GROUP (GS)

PASQUASIA FORMATION (GPQ)

Fanglomerates member (GPQ₄). Polygenic conglomerates in support of yellowish or brown sandy matrix, with angular and subspherical quartzenite, and Mesozoic carbonate clasts. Lower boundary unconformable and erosive on AV, FYN₄, GTL₁, GPQ₁. Thickness between 50 and 150 m. Deltaic environment.

Gypsarenitic member (GPQ₁). Microcrystalline massive gypsum and laminated gypsum in large crystals, and marl in strata and banks up to 3 m, separated by thin pelitic joints, alternating with gypsum elements. Lower boundary unconformable on AV, FYN₄, TRV₃ and GTL₁. Thickness up to 100 m. Evaporitic environment with clastic resediments.

UPPER MESSINIAN

CATTOLICA FORMATION (GTL)

Basal calcareous member (GTL₁). Yellowish-gray crystalline limestones, vacuolar or brecciated dolomitic limestones and dolomites, with thin layers of laminated gray calcilutites. Lower boundary unconformable on AV, TRV₃, and BAU. Thickness 20-50 m. Evaporitic environment. UPPER MESSINIAN

MIDDLE MIOCENE-LOWER MESSINIAN DEPOSITS

BAUCINA FORMATION (BAU)

Corals biolithites, mostly large colonies of *Porites* sp., with fragments of bryozoans, bivalves, algae, gastropods, echinoderms, heteropic to carbonatic breccias, biocalcarenites, marls and dolomitic limestones.

Calcarenitic member (BAU₁). Massive yellow sand-clayey, and hybrid fossiliferous yellowish-gray sandstones well cemented, in strata about 30 cm thick. Lower boundary unconformable and erosive on TRV₃. Total thickness of the formation of up to 200 m. Reef to upper slope environment. The age, for stratigraphic position, is: LOWER MESSINIAN

TERRAVECCHIA FORMATION (TRV)

The formation consists of three heteropic members. Lower boundary unconformable on AV, POZ and FYN₄. Total thickness of 180 to 270 m. Environment from fluvial-deltaic to coastal platform/slope. UPPER TORTONIAN-LOWER MESSINIAN

Pelitic-clayey member (TRV₃). Grayish-blue mudstones and sandy clays, laminated siltstones and silty clays, greenish-gray marls, and lenses of yellowish sand (TRV_{3a}). Rich faunal content comprises: bivalves, gastropods, ostracods, benthonic foraminifers (*Bolivina* spp., *Bulimina* sp.). Among the planktonic foraminifera: *Globigerina* spp. *Orbulina universa*, *O. suturalis*, *Neogloboquadrina acostaensis* and *Globigerinoides obliquus extremus* indicative of the Tortonian. In areas adjacent to the sheet, top levels present *Globorotalia suterae* and *G. conomiozea*, indicative of the Tortonian-Messinian boundary. Thickness up to 150 m.

Sandy member (TRV₂). Yellowish to gray sands, quartzarenites and calcarenites, medium-grained and coarse, sometimes micaceous, with cross and oblique stratification, in strata and beds of varying thickness. Local arenitic thin layers with abundant fragments of undeterminable mollusks and gastropods. Thickness between 10 and 50 m.

Conglomeratic member (TRV₁). Red, gray and yellow polymictic conglomerates in sandy or clayey matrix, alternating with pebbly sand, in strata and banks up to 20 m by amalgamation; coarse-grained sand lenses with parallel and oblique stratification, and rare sandy-clayey layers laminated. Thickness between 25 and 70 m.

GANGI CALCARENITES (GNG_b)

Reddish-yellow calcirudites and calcarenites with quartzose clasts, containing rhodolites, benthonic foraminifera (*Amphistegina* spp. and *Miogypsina* spp.), with lenses of 20-25 cm sandy marls. Microfaunas of the *Praeorbulina glomerata* s.l.-*Orbulina suturalis*-*Globorotalia peripheroronda* zone, Langhian-Serravallian. Apical clays (see Sheet "Gangi") fauna to *Globorotalia acostaensis* zone, indicative of the Tortonian. Lower boundary unconformable on AV. Thickness 60 m. Infra-circalittoral environment. MIDDLE-UPPER MIOCENE

LOWER-MIDDLE MIOCENE DEPOSITS

REITANO FORMATION (REI)

Alternation of gray-brown or yellowish micaceous sandstones, often graded, in layers from 20 cm to 2 m, with thin intercalations of gray or green marly-silty clays, and leaden gray marls. At the top, planktonic foraminifera (*Globoquadrina dehiscens* and *Dentoglobigerina altispira altispira*), and calcareous nannofossils (*Sphenolithus delphix* and *Helicosphaera carteri*, MNN1d subzone, Aquitanian). Lower boundary unconformable and erosive on TUT. Thickness up to 500 m. Slope and turbidity fan environment. Total age: LOWER-MIDDLE MIOCENE

SICILIDE UNITS

TROINA-TUSA TECTONIC UNIT

TUFITI DI TUSA (TUT)

Alternation of micaceous sandstones and medium to coarse grained tuffites, in banks of 1-2 m, of marls and marly limestones and calcareous sandstones in decimetric levels. Planktonic foraminifera in marls including *Paragloborotalia opima nana*, and calcareous nannofossils: *Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera recta* (NP25 biozone, Upper Chattian). In literature, the age is extended to the Early Miocene for the presence of *Globoquadrina dehiscens* and *Globigerinoides* sp. Lower boundary sharp and disharmonic on MPD and ALV, tectonic on FYN₄, FYN₅ and MCU. Thickness up to 480 m. Slope and base-slope environment. UPPER OLIGOCENE–LOWER MIOCENE

UPPER VARICOLOURED SHALES (ALV)

Reddish, green and gray clays, with *Tubotomaculum*, flakes and chaotic, with intercalations of gray-green jasper, gray carbonate siltstones and white micritic limestones in thin-medium layers. At the top of the clay occur planktonic foraminifera with *Globigerinoides primordius*, *Globoquadrina praedehiscens*, and Eocene foraminifera (*Turborotalia cerroazulensis* and *T. centralis*), and poor Eocene-Oligocene calcareous nannofossils (*Cyclicargolithus floridanus*, *Coccolithus pelagicus*, *C. eopelagicus*, *Dictyococcites bisectus*, *Ericsonia obtusa*, *Zygrhablithus bijugatus*). Lower boundary tectonic on MCU and FYN₄. Thickness up to 50 m. Pelagic environment with siliciclastic turbidites. EOCENE-OLIGOCENE

M. POMIERE CALCIRUDITES AND CALCARENITES (MPD)

Calcirudites with rounded polygenic elements of limestone, quartzarenite, quartz, metamorphic rocks, in banks up to 2 m; gray calcarenites medium-fine-grained with levels of marly limestones and thin greenish quartzarenites. At the base, red clays with thin layers of gray limestones and greenish-gray laminated sandstones, up to 25 m. In the clasts are present *Nummulites* spp., *Alveolina* spp., *Discocyclina* sp., *Asterocyclina* sp., giving Lower-Middle Eocene age. Lower boundary sharp and unconformable on AVF. Thickness about 200 m. Continental shelf environment. LOWER-MIDDLE EOCENE

LOWER VARICOLOURED SHALE (AVF)

Clays, blackish and gray marly clays finely laminated, with thin intercalations of white or dark gray marly limestones in very thin to medium layers, and scarce

intercalations of greenish-gray fine quartzarenite and calcareous calcirudites. Lower boundary tectonic on FYN₄. Thickness up to 50 m. Bathyal plain environment. Age, based on the stratigraphic position: UPPER CRETACEOUS?-PALEOCENE

NICOSIA TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN)

Nicosia member (FYN₄): Brown siliceous argillites, red argillites with *Tubotomaculum* in metric-decametric layers (FYN₄), with lenses of yellow or grayish-white siliciclastic sandstones in thick layers to megastata (5-7 m) for amalgamation (FYN_{4a}). In the lower pelites, microfaunas including *Globoquadrina dehiscens* and *Globigerinoides subquadratus*, and *G. trilobus*, and *Paragloborotalia acrostoma* in higher ones. In the upper levels calcareous nannofossils with *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Sphenolithus moriformis*. Lower boundary sharp on AV and POZ. Thickness about 200 m. Basinal environment with mass-flow deposits. UPPER OLIGOCENE-LOWER MIOCENE

POLIZZI FORMATION (POZ)

Alternation of white calcilutites and calcisiltites, in thin sheets and thin layers, sometimes with chert lists and nodules, white marls with intercalations and lenses of poorly sorted biocalciclastites with macroforaminifera (nummulitids, alveolinids, discocyclinids), and upper Eocene planktonic foraminifera which *Turborotalia cerroazulensis*. Lower boundary no outcropping or disharmonic/mechanic on AV. Maximum thickness of 100 m. Pelagic and slope environment. UPPER EOCENE-LOWER OLIGOCENE

VARIEGATED SHALES GROUP (AV)

Chaotic alternation of varicoloured clays and marls, thin layers of calcilutites, intercalated quartz sandstones, jaspers, lenses of calcarenites, breccias with reworked macroforaminifera, sporadic strips or blocks of diabase and "oil shale". In the lower part microfaunas with *Contusotruncana contusa*, *Globotruncana arca*, *Rotalipora appenninica*, agglutinating foraminifera, radiolarians and sponge spicules; in the calcarenites is present a rich faunas with *Orbitoides* sp., shell fragments of bivalves and gastropods, algae, corals, bryozoans. In the higher horizons of clays faunas with *Morozovella* gr. *aragonensis*, *Truncorotaloides topilensis*, *Globigerina venezuelana*, *G. yeguaensis*; in the calciclastites *Nummulites* spp. *Lepidocyclina* sp. and fragments of bryozoans, molluscs, gastropods and corals. Lower boundary no outcropping or tectonic. Thickness up to 150. Underpowered bathyal plain environment. UPPER CRETACEOUS-LOWER OLIGOCENE

PANORMIDE UNITS

PIZZO DIPILO-PIZZO CARBONARA TECTONIC UNIT

CASTELBUONO MARLS (MCU)

Gray marly clays and micaceous quartzosiltites in thin layers, with frequent interbedded yellowish to light gray marly megastrata with very thin sheets of glauconitic sandstones. Faunas consisting of rare associations with *Globigerinoides trilobus* and *G. subquadratus* of the *Globigerinoides trilobus* zone of the upper Burdigalian. Lower boundary in continuity on FYN₅ and GTR, erosive on PNB_a and PZA_a. Thickness 100-300 m. Pelagic and emipelagic environment. LOWER MIOCENE (Upper Burdigalian)

NUMIDIAN FLYSCH (FYN)

Geraci Siculo member (FYN₅). Stratified indistinct blackish shales, passing upwards to brown clays with interbedded megastrata of yellowish quartzarenites and quartzose microconglomerates in matrix supported (FYN_{5a}). The black clays contain *Globigerinoides primordius*, *Catapsidrax dissimilis*, *Paragloborotalia* cf. *kugleri*. In the uppermost brown clays *Globigerinoides trilobus*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globoquadrina dehiscens*, *P. siakensis*, and calcareous nannofossils: *Helicosphaera ampliapertura* and *Sphenolithus heteromorphus* (MNN4a biozone). Lower boundary grading on GPM, sharp on GRT, erosive on PNB_a and CEU. Thickness up to 400 m. Slope-basin environment. UPPER OLIGOCENE–LOWER MIOCENE (Burdigalian)

PORTELLA DI MANDARINI SHALES (GPM)

Brown Mn-rich pelites and shales, clays and silty clays (GPM) with lenses of calcareous sandstones and conglomerates with macroforaminifera, alternating with fine-grained conglomerates with Mesozoic elements, fine quartzarenites and pelites (GPM_a). Microfaunas: *Catapsydrax* sp., *Globigerina venezuelana*, *G. tapuriensis*, *G. sellii* and *Paragloborotalia opima nana*, *Globorotalia continuosa*, *Paragloborotalia* cf. *siakensis*. Lower boundary erosive on QUC. Thickness 200-400 m. Depositional slope to basin environment. UPPER OLIGOCENE

GRATTERI FORMATION (GRT)

Marly clays, calcilutites and calcisiltites with planktonic foraminifera and radiolaria, with interbedded calcarenites with macroforaminifera (nummulites) and megabreccias. Upwards decimetric quartzose sandstone lenses. Microfaunas: *Catapsydrax dissimilis* and *Paragloborotalia opima opima*. In the upper levels *Globigerinoides primordius* and *G. trilobus immaturus*. Lower boundary sharp

and erosive on CZB and PNB_a. Platform to basin margin environment. Thickness about 100 m. UPPER EOCENE-OLIGOCENE

COZZO BALATELLI FORMATION (CZB)

Calculites, marly limestones and white marls with interbedded carbonatic breccias. They contain Campanian-Maastrichtian planktonic foraminifera (*Globotruncana cf. falsostuarti*, *G. cf. lapparenti*, *Globotruncanella havanensis*). The sediment also is present in paleokarst cavities and/or in neptunian dikes. The veins contain Turonian foraminifera (*Marginotruncana sigali-Dicarinella primitiva zone*). Lower boundary unconformable on PNB_a and PZA_b. Thickness up to 130 m. Lower slope and pelagic basin environment. UPPER CRETACEOUS

CEFALÙ FORMATION (CEU)

Biolites and bluish-gray dolomitic limestones, oolitic or pseudoolitic, in thick strata, with intraformational breccias and neptunian dikes filling by calculites and marls. The limestones are characterized by radiolitids and caprinid, as well as gastropods, corals, algae and bryozoans. The planktonic foraminifera are related to the Middle-Upper Cenomanian (*Rotalipora cushmani* biozone). Lower boundary no outcropping. Thickness up to 300 m. Inner carbonate platform environment. Inclusive age of the formation: ALBIAN-TURONIAN

PIANO BATTAGLIA LIMESTONES (PNB)

PNB_a lithofacies: limestones and loferite and stromatolite dolomitic limestone, oolitic calcarenites, calculites with algae and foraminifera. Rich fauna in bivalves, gastropods (sometimes *Nerinea* sp.), foraminifera (lituolid and textulariid), cyanobacteria algae (*Cayeux* sp. *Thaumatoporella* sp.) and dactyladaceae (*Salpingoporella* aff. *istriana*, *Clypeina jurassica*), with minor echinoderms, esacorals, sponges, annelids and ostracods. Lower boundary unconformable on DIS. Thickness up to 300 m. Lagoon and/or back reef environment.

PNB_b lithofacies: Corals and sponges biolites, oolitic calcarenites, coralgal calcarenites and calcirudites, intraformational breccias encrusting with foraminiferal microfauna; the macrofauna is characterized by corals, calcareous algae, sponges, hydroids (*Ellipsactinia* sp.). Lower boundary sharp on CTI and PZA_a. Thickness up to 500 m. Reef-margin carbonate platform environment. TITHONIAN-VALANGINIAN

PIZZO MANOLFO LIMESTONES (CTI)

Nodular limestones with ammonites, calcarenites with crinoids, reddish silicified calculites, calculites bearing brachiopods, bivalves and *Bositra buchi*, belemnite rostra and Fe-Mn thin crusts and nodules (hard grounds).

Faunas with *Protopenneroplis striata*, *Nautiloculina* cf. *oolitica*, *N. bronnimanni*, *Mohlerina basiliensis*, *Glomospira* sp., *Tubiphytes* sp., *Charentia evoluta*, and abundant Miliolidae and echinoids fragments. Lower boundary sharp and on discontinuous on PZA_a. Thickness up to 20 m. Pelagic seamount environment. DOGGER-MALM

PIZZO CARBONARA LIMESTONES AND DOLOSTONES (PZA)

Dolostones, stromatolitic and loferitic limestones with intraclasts and bioclasts, dolomitic limestones and calcarenites with algae and benthic foraminifera, loferitic breccias and neptunian dikes (PZA_b). Corals and sponges biolitites, hydroids and sponges biolitites, oolitic calcarenites, coralgal calcarenites and calcirudites, intraformational breccias (PZA_a). Fauna with *Cheilosporites tirolensis*, *Cryptocoelia cylindrica*, *Ruscospongia lupensis*, *Panormida priscae*, *Battaglia major*, *B. minor*, *Platythalamilla siciliana*, *Cribrothalamia gulloae*, *C. madoniensis* (age-dated Norian). Lower boundary is not outcropping or tectonic. Thickness up to 500-600 m. Back-reef and reef environment. UPPER TRIASSIC-LOWER JURASSIC (Lias)

ISNELLO DOLOSTONES (DIS)

Gray dolomitic limestones passing to massive and vacuolar dolostones, massive doloarenites and dolorudites, locally with rare intercalations of doloarenites often with fossils ghosts for pervasive dolomitization. Lower boundary is gradually on MUF. Thickness up to 500 m. Open platform to inner slope environment. UPPER TRIASSIC

MUFARA FORMATION (MUF)

Gray-green marly shales with halobid, alternating to calcisiltites and fine-grained gray, green or reddish sandstones, bluish fossiliferous marly limestones, finely laminated cherty limestones. Lower boundary does not crop out. Thickness 20 m. Emipelagico and pelagic environment. CARNIAN

MONTE S. SALVATORE TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN)

Geraci Siculo member (FYN₅). Indistinct stratified blackish shales, grading upwards to brown clays (FYN₅) which interbedded yellowish quartz conglomerates and arenites in large banks (FYN_{5a}). Microfauna with *Globigerinoides primordius*, *Catapsidrax dissimilis*, *Paragloborotalia* cf. *kugleri*. In apical brown clays microfauna with *Globigerinoides trilobus*, *Dentoglobigerina altispira*, *Globoquadrina dehiscens*, *P. stakensis*, and calcareous nannofossils associations

characterized by *Helicosphaera ampliaperta* and *Sphenolithus heteromorphus* (MNN4a biozone). Lower boundary continuous and gradual on GPM. Apparent thickness between 400 and 800 m. Slope-submarine fan environment. UPPER OLIGOCENE–LOWER MIOCENE

PORTELLA DI MANDARINI SHALES (GPM)

Scaly brown silty clays, sometimes manganeseiferous, with rare thin layers of quartz siltstones and sandstones (GPM), with interbedded, at various levels, blocks and lenses of megabreccias and/or megaconglomerates, poorly sorted, consisting of Mesozoic carbonate clasts, angular to sub-rounded clasts and of rare pink Eocene marls (GPM_a). In clay levels rare *Globigerina ciperoensis* and *Globorotalia opima nana* (*Globorotalia opima opima* and *Globigerina ciperoensis* biozones, upper Oligocene). Lower boundary continuous on CZG, erosive on QUC. Thickness up to 500 m. Slope to lower scarpment environment on which developed gravitational processes. UPPER OLIGOCENE

COZZO CIPOLLAZZO FORMATION (CZG)

Red and yellow marls in thin layers, grading downward to gray marly calcilitites and up to tobacco-brown clays with thin intercalations of biomicrites limestones bearing macroforaminifera. In the apical marls is present *Turborotalia* cf. *cerroazulensis* of Upper Eocene age. In the calcirudites are recognizable *Nummulites* spp., *Assilina* spp., *Operculina* spp. Lower boundary is sharp on QUC. Thickness about 100 m. Basinal environment. Inclusive age of the formation: EOCENE

MONTE QUACELLA FORMATION (QUC)

Gray dolostones and dolomitic breccias in massive or indistinct stratified strata, vacuolar, with lenses of calcareous sandstones and calcirudites, with rare fossils (algae, sponges, corals and foraminifera). Lower boundary gradually faded to MUF. Thickness up to 500 m. Platform margin deposits. UPPER TRIASSIC-LOWER JURASSIC

MUFARA FORMATION (MUF)

Argillites, calcareous marls, calcilitites with bivalves (*Halobia* sp.) and radiolarians (MUF_a), calcarenites and risediment breccias with arenaceous foraminifera, fragments of algae, corals, gastropods and ammonoid. The structure is chaotic. Lower boundary is not outcropping. Thickness from 0 to 80 m. Emipelagic and pelagic environment. CARNIAN

IMERESE UNITS

MONTE DEI CERVI TECTONIC UNIT

NUMIDIAN FLYSCH (FYN)

Portella Colla member (FYN₂). Brown pelites, sometimes manganeseiferous, with interbedded fine sandstones and siltstones with quartz cement, in medium-thin levels. Clays contain rare benthic (*Ammodiscus* sp. and *Glomospira* sp.), and planktonic foraminifera (*Paragloborotalia acrostoma*). Lower boundary sharp on CAL and unconformable on CRI. Outcropping thickness up to 200 m. Distal turbidites of continental slope depositional environment. UPPER OLIGOCENE

CALTAVUTURO FORMATION (CAL)

Red marly limestones and marls, sometimes greenish, with intercalations of carbonate breccias and biocalcarenes. Abundant, probably reworked, planktonic foraminifera (*Morozovella aragonensis*, *Globigerina linaperta*, *G. venezuelana*, *Hantkenina alabamensis*, *G. pseudovenezuelana*, radiolarians and sponge spicules). The calcarenites contain nummulites, *Discocyclina*, fragments of algae, corals, bryozoans, molluscs and gastropods. Lower boundary is a sharp paraconformity on CRI. Thickness about 50 m. Platform to basin margin environment. PALEOCENE-UPPER EOCENE

CRISANTI FORMATION (CRI)

Argillitic-radiolarian-marly-limestones formation with interbedded carbonate platform megabreccias, consisting of four members, of which only two crop out in the sheet. Slope-pelagic basin environment. Total age of the formation is LOWER JURASSIC-UPPER CRETACEOUS

Marly spongolitic member (CRI₃). Marls and siliceous gray, red, green, yellow argillites, in thin sheets or thin to medium layers, alternating with siliciferous calcarenites and calcirudites lenticular layers, variable thickness from a few centimeters to meters. Content fauna represented mainly by sponge spicules, radiolarians, ostracods, benthic and planktonic foraminifera (*Ticinella primula*, *R. ticinensis* and *R. apenninica* biozones, dating the Albian). In the upper part, rudist fragments and *Orbitolina* sp. are present, which permit to refer the interval to the late Cretaceous (Cenomanian-Maastrichtian). Lower boundary is erosive on CRI₂. Thickness up to 30 m. Slope-basin environment. CRETACEOUS

***Ellipsactinia* breccias member (CRI₂).** Gray calcareous breccias consisting of resedimented biocalcirudites and biocalcarenes clasts, with fragments of hydrozoans (*Ellipsactinia* spp.), bivalves, gastropods (nerineid), corals, algae

(*Clypeina jurassica*), articles and plates of crinoids, arenaceous foraminifera, and tintinnids (*Calpionella alpina* and *C. elliptica*) in the poor matrix. Lower boundary is not outcropping. Thickness between 10 and 20 m. Debris flow deposits of slope basin environment. TITHONIAN-BERRIASIAN

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- ABATE B. & CATALANO R. (1974) - *Il margine della piattaforma carbonatica panormide triassica nei Monti di Palermo*. Boll. Soc. Nat. in Napoli, **83**: 1-16.
- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO E., DI STEFANO P., LO CICERO G., MONTANARI L., PECORARO C. & RENDA P. (1982a) - *Evoluzione delle zone di cerniera tra piattaforme carbonatiche e bacini nella Sicilia occidentale*. In: Guida alla Geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali della S.G.I., Suppl. A., **24**: 53-76. Palermo.
- ABATE B., CATALANO R., D'ARGENIO B., DI STEFANO P. & RENDA P. (1983) - *Facies sedimentarie e rapporti strutturali nelle Madonie Orientali*. In: R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Eds.), "Guida alla geologia della Sicilia occidentale". Guide geologiche regionali, Ed. Pitagora, Bologna.
- ABATE B., DI STEFANO E., DI STEFANO P., PECORARO C. & RENDA P. (1982b) - *Segnalazione di un affioramento di Trubi sul Massiccio di Pizzo Carbonara (Madonie, Sicilia)*. Rend. Soc. Geol. It., **5**: 25-26.
- ABATE B., DI STEFANO E., FERRUZZA G., INCANDELA A. & RENDA P. (1993) - *Fase tettonica pliocenica nelle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Riv. Min. Siciliana, **6** (168): 37-46.
- ABATE B., DI STEFANO E., INCANDELA A. & RENDA P. (1991) - *Evidenze di una fase tettonica pliocenica nelle Madonie Occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 225-505.
- ABATE B., INCANDELA A., RENDA P. & ŚLACZKA A. (1988a) - *Depositional processes in a late Miocene, post-tectonic basin (Terravecchia Fm, Scillato, Sicily)*. Ann. Soc. Geol. Poloniae, **69**: 27-48.
- ABATE B., PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988b) - *Schema geologico dei Monti di Termini Imerese e delle Madonie occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 465-474.
- ABATE B., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1988c) - *Note Illustrative della carta geologica dei Monti di Termini Imerese e delle Madonie occidentali (Sicilia centro-Settentrionale)*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 475-505.
- ACCORDI B. (1958) - *Relazione sui rilevamenti geologici del 1956 nei Monti Nebrodi (Sicilia Settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **79**: 929-949.
- ALEMANN F., CATALANO R., FARES F. & REMANE J. (1971) - *Standard calpionellid zonation (Upper Tithonian-Valanginian) of the western Mediterranean province*: Proc. II Plankt. Conference, 1337-1340. Roma
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICARETTA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E., ZUPPETTA A. (1976) - *L'Arco Calabro-Peloritano nell'Orogene Appenninico Magrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60.
- ANTONIOLI F., KERSHAW S., RENDA P., RUST D., BELLUOMINI G., CERASOLI M., RADTKE U. & SILENZI S. (2006) - *Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): A benchmark of coastal tectonics*. Quaternary International, **145-146**: 3-18.
- ARDITO M.C., COLALUCE G., DAZZARO L., DEL GAUDIO V., LOPS B., MORESI M., PICCARRETTA G. & RAPISARDI L. (1985) - *Le arenarie dell'Appennino Dauno- Osservazioni geologiche, mineralogiche e petrografiche*. Atti 3 Conv. Naz. "Attività estrattiva dei minerali di II categ.", Bari, 1985: 50-53, ANIM Ed. PEI, Parma.
- ARTHUR M. A. & PREMOLI SILVA I. (1982) - *Development of widespread organic carbon - rich strata in Mediterranean Tethys*. In: SCHLANGER S. O. and CITA M. B. (Eds.) "Nature and Origin of Cretaceous Carbon - rich Facies". Academic Press: 7-54.
- ARUTA L. & BUCCHERI G. (1971) - *Il Miocene preevaporitico in facies carbonatico-detritica dei dintorni di Baucina, Ventimiglia di Sicilia, Calatafimi (Sicilia)*. Riv. Min.Sic., **130-132**: 188-194
- ARUTA L. & BUCCHERI G. (1978) - *Biostratigraphy and palaeoecology of the early Messinian carbonates (Baucina Formazione) in western Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 141-152.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **1**: 3-403. Roma.

- BALOGH K., CASSOLA P., POMPILIO M. & PUGLISI D. (2001) - *Petrographic, geochemical and radiometric data on Tertiary volcano-arenitic beds from the Sicilian Maghrebian Chain: volcanic sources and geodynamic implications*. *Geologica Carpathica*, **52** (1): 15-21.
- BARRECA G. & CARBONE S. (2008) - *Caratteri neotettonici della Sicilia centro-settentrionale: il Sistema Medio Tirrenico*. Convegno GIGS, 24-29/02/2008, Catania. *Rend. Soc. Geol. It.*, **6**: 20-22.
- BARRECA G., CARBONE S. & LENTINI F. (2007) - *Carta geologica del settore pedemontano delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*, scala 1:25.000. S.E.L.C.A., Firenze.
- BARRECA G., MAESANO F. & CARBONE S. (2010) - *Tectonic evolution of the Northern Sicilian-Southern Palermo Mountains range in Western Sicily: insight on the exhumation of the thrust involved foreland domains*. *Ital. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.)*, **129** (3): 12 pp.
- BARRECA G. & MONACO C. (2009) - *Neogene rotations in the Sicilian-Maghrebian Chain: new structural data from the Madonie Mountains*. *Rendiconti online Soc. Geol. It.*, **5**: 28-31.
- BASILONE L., CATALANO R. & SPROVIERI R. (2001) - *Schema litostratigrafico della Sicilia centro-occidentale*. In: *Riunione di Coordinamento della Commissione di Strat. della Soc. Geol. It. (CIS), Catalogo delle Formazioni Geologiche Italiane*. Palermo, 12 dicembre 2001.
- BECCALUVA L., GABBIANELLI G., LUCCHINI F., ROSSI P.L. & SAVELLI C. (1985) - *Petrology and K/Ar ages of volcanics dredged from the Folian seamounts: Implication for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin*. *Earth and Planetary Science Letters*, **74**: 187-208.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **38**: 429-458.
- BIZON G. & BIZON J.J. (1972) - *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen. Oligocène à Quaternaire*. Editions Technip, Paris, 316 pp.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.): *"Plankton Stratigraphy"*, Cambridge Univ. Press., **1**: 155 - 262.
- BOUILLIN J.P. (1986) - *Le "bassin maghrébin": un ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes*. *Bull. Soc. Géol. France*, **2** (4): 547-558.
- BROQUET P. (1964) - *Decouverte d'une serie intermediaire entre les Madonies et les Sicani (Sicile)*. *C. R. Ac. Sc.*, **259**: 3800-3802.
- BROQUET P. (1968) - *Etude geologique de la region des Madonies (Sicile)*. These Fac. Sc. Lille, 797 pp.
- BROQUET P. (1970) - *The geology of the Madonie mountains of Sicily*. *Petr. Expl. Soc. Libya, Tripoli*.
- BROQUET P. (1972) - *Etude geologique de la region des Madonies (Sicile) (sédimentologie et tectonique)*. *Geologica Romana*, **11**: 1-114.
- BROQUET P., DUEÉ G. & MASCLE G. (1975) - *Style et chronologie des déformation affectant le Numidien interne de Gangi-Nicosia (Monts Nebrodi, Sicile)*. *Bull. Soc. Geol. France*, **17** (5): 656-663.
- BUCUR I.I., SENOWBARI-DARYAN B. & ABATE B. (1996) - *Remarks on some foraminifera from the upper Jurassic (Tithonian) reef limestone of Madonie Mountains (Sicily)*. *Boll. Soc. Pal. It.* **35** (1): 65-80.
- BUROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY P. (1978) - *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania*. In: A. NARIN, W. KANES & F.G. STELHI (Eds): *"The ocean basins and Margins"*. Plenum Press, New York: 331-339.
- BUTLER R.W.H. (1982) - *The terminology of structures in thrust belts*. *J. of Struct. Geology*, **4** (3): 239-245.
- BUTLER R.W.H., LICKRISH W.H., GRASSO M., PEDLEY H.M. & RAMBERTI L. (1995) - *Tectonics ad sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis*. *Geological Society of American Bulletin*, **107**: 425-439.
- CAFLYSCH L. & SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1967) - *Un contributo delle ricerche petrolifere alla conoscenza del Paleozoico in Sicilia*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **86**: 537-551.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: W. ALVAREZ & K.H.A GOHRBANDT (Eds.): *"Geology and History of Sicily"*. *Petr. Expl. Soc. of Libya*, 145-170. Tripoli

- CAIRE A. & MATTAUER M. (1960) - *Comparaison entre la Berbérie et le territoire Siculo-calabrais*. C. R. Ac. Sc., **251**: 1804-1806.
- CALDERONE S. & LEONE M. (1966) - *Contributo allo studio del Flysch Numidico siciliano. Nota I granulometria e minerali pesanti delle quarzareniti in posizione parautoctona*. Atti Acc. Sc. Lett. e Arti di Palermo. s. 4, **24** (1): 463-512.
- CALDERONE S. & LEONE M. (1967) - *Contributo allo studio del Flysch Numidico siciliano. Nota II indagine geochimica e mineralogica del "Membro di Portella Colla"*. Atti Acc. Sc. Lett. e Arti di Palermo. s.4, **27** (1): 353-426.
- CARASCI A. (2001) - *Caratterizzazione stratigrafica e composizionale della Formazione Gratterti nelle sezioni di Isnello, Vallone Chiuso e Casa Cimino, Madonie, Sicilia centro-settentrionale*. Tesi sperimentale di laurea, Università di Catania, 75 pp.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) - *Carta geologica della Sicilia centro-orientale alla scala 1: 50.000*. S.E.L.C.A. Firenze.
- CARBONE S., GRASSO M. & LENTINI F. (1982) - *Considerazioni sull'evoluzione geodinamica della Sicilia sud-orientale dal Cretaceo al Quaternario*, Mem. Soc. Geol. It., **24**: 362-386.
- CARBONE S. & LENTINI F. (1990) - *Migrazione neogenica del sistema Catena-Avampese nell'Appennino meridionale: problematiche paleogeografiche e strutturali*. Riv. It. Pal. Strat., **96**: 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.
- CARCIONE L., LO CICERO G. & MONTANARI L. (2003) - *Geologia ed evoluzione paleogeografica dell'area di Longi (Arco Calabro-Peloritano, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **122**: 483-501.
- CARON M. (1985) - *Cretaceous plankit foraminifera*. In: H.M. BOLLI, I.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds): "Plankton Stratigraphy", Cambridge Univ. Press., **1**: 17-86.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. Geol. Appl. Idrog., Bari, **20** (2): 223-243.
- CASSOLA P., COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D. & VILLA G. (1990) - *New biostratigraphic, petrographic, sedimentologic and structural data on some "late-orogenic" sequences of Maghrebain Chain in North-eastern Sicily*. IXth Congress R.C.M.N.S. "Global Events and Neogene Evolution of the Mediterranean", Barcelona, November 19-24, 1990, 91-92.
- CASSOLA P., COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D. & VILLA G. (1992) - *New sedimentologic, petrographic, biostratigraphic and structural data on the Reitano Flysch (Maghrebain Chain, Sicily)*. Riv. It. Paleont. Strat., **98/2**: 205-228.
- CASSOLA P., LOIACONO F., MORETTI E., NIGRO F., PUGLISI D. & SBARRA R. (1995) - *Sedimentology, petrography and structure of the Reitano Flysch in the northern sector of the Nebrodi Mountains (NE Sicily)*. Giornale di Geologia, serie 3, **57** (1-2): 195-217, Bologna.
- CATALANO R. (1978) - *Scogliere ed evaporiti messiniane in Sicilia. Modelli genetici ed implicazioni strutturali*. Lavori Ist. Geol. Palermo **18**: 21 pp.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1978) - *An assay of palinspastic restoration across the Western Sicily*. Geologica Romana, **17**: 145-159.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982) - *Schema geologico della Sicilia*. In: R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Eds.), "Guida alla geologia della Sicilia occidentale. Guide geologiche regionali". Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A., **24**: 9-41, Palermo.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. Eds. (1990) - *Hammering a Seismic Section*. Field trip in Western Sicily, May 17-19, 1990: Guide Book. Dipartimento di Geologia e Geodesia Univ. Palermo, 19-22.
- CATALANO R., D'ARGENIO B. & DE CASTRO P. (1974) - *Rapporti tra le facies di piattaforma carbonatica del Giurassico e del Cretaceo delle Madonie orientali (Sicilia)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **83**: 37 pp.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., GREGOR C. B., NAIRN A.E.N., NARDI G. & RENDA P. (1984) - *The Mesozoic volcanic rocks of Western Sicily*. Geol. Rundschau, **73**: 577-598.
- CATALANO R., D'ARGENIO B., MONTANARI L., RENDA P., ABATE B., MONTELEONE S., MACALUSO T., PIPITONE G., DI STEFANO E., LO CICERO G., DI STEFANO P. & AGNESI V. (1978) - *Contributi alla conoscenza della struttura della Sicilia occidentale. 1) Il profilo Palermo-Sciaccia*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 485-493.

- CATALANO R., DI STEFANO P., GULLO M. & KOZUR H.V. (1988) - *The stratigraphic and paleogeographic significance of the rich occurrences of Pseudophorurnishius (Conodonts) in pelagic Late Ladinian-Early Carnian sediments in Western Sicily*. Atti 74° Congr. Soc. Geol. It., vol. A: 114-118.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F.P. (1996) - *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.
- CATALANO R. & ESTEBAN M. (1978) - *Messinian Reefs of Western and Central Sicily*. Meeting on geodynamic and biodynamic effects of Messinian salinity crisis in the Mediterranean. Abstract, Messinian Seminar 4.
- CATALANO R., MANIACI G., RENDA P. & URSO G. (1973) - *Un esempio di evoluzione sedimentaria nelle facies di bacino nei Monti di Palermo. La successione mesozoico-terziaria di Cala Rossa Terrasini*. Geologica Romana, **12**: 151-175.
- CATALANO R. & MONTANARI L. (1979) - *Geologia dei Monti di Trabia-Termini Imerese e dei Monti Sicani orientali (Fogli Bagheria e Termini Imerese. Sicilia centro-settentrionale)*. Rend. Soc. Nat. in Napoli, s. IV, **46**.
- CATALANO R. & SPROVIERI R. (1970) - *Biostratigrafia di alcune serie saheliene (Messiniano inferiore) in Sicilia*. In: A. FARINACCI (Ed.) "Proceeding of the II Planctonic conference", **1**: 211-250.
- CATALANO S. (1996) - *Il contributo dei dati morfologici nella determinazione dello stato di attività di faglie neotettoniche: esempio del versante meridionale dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Il Quaternario, **9** (1): 369-374.
- CATALANO S. & CINQUE A. (1995) - *L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare*. Studi Geol. Camerti, vol. spec., **2**: 113-123.
- CERETTI E. (1960) - *Geologia delle Baronie settentrionali (Prov. di Palermo)*. Giornale di Geologia, ser. 2, **28**: 93-112.
- CERETTI E. (1962) - *Trasgressioni del Turoniano e dell'Eocene inferiore nelle Madonie orientali*. Mem. Soc. Geol. It., **3**: 647-654.
- CERETTI E. (1965) - *Descrizione geologica dei rilievi montuosi di Pizzo Antenna e Pizzo Carbonara (Gruppo delle Madonie, Sicilia)*. Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Mus. Civ. St. Nat. Milano, **104**: 461-477.
- CERETTI E. & CIABATTI M. (1965) - *Rilevamento geologico delle Madonie nord-orientali (Sicilia)*. Giornale di Geologia, s. 2, **33**: 51-75.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1916) - *Sui terreni terziari inferiori del versante settentrionale delle Madonie*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **6** (2): 109 pp.
- CHECCHIA RISPOLI G. (1936) - *Su alcuni echinidi della Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **60** (2): 295-308.
- CHIOCCHINI M., FARINACCI A., MANCINELLI A., MOLINARI V. & POTETTI M. (1994) - *Biostratigrafia a foraminiferi, dasciudadali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino centrale (Italia)*. Stud. Geol. Camerti, vol. spec., "Biostratigrafia dell'Italia centrale": 9-129.
- CHIOCCHINI U., FRANCHI R., GUERRERA F., RYAN W.B.F. & VANNUCCI S. (1980) - *Geologia di alcune successioni torbiditiche cretaco-terziarie appartenenti ai "Flysch Maurétaniens" e alla "Nappe Numidienne" del Rif settentrionale (Marocco)*. Studi Geologici Camerti, **4**: 37-66.
- CITA M.B. (1975) - *Studi sul Pliocene e sugli strati di passaggio dal Miocene al Pliocene*. VIII. *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record. A revision*. Riv. It. Paleont. Strat., **41** (4): 527-544.
- CITA M.B., ABBATE E., CONTI M.A., FALORNI P., GERMANI D., GROPELLI G., MANETTI P. & PETTI F.M. (2007) - *Carta geologica d'Italia 1:50.000. Catalogo delle formazioni - Unità tradizionali (2)*. Quad. Serv. Geol. d'It., s. III, **7** (VII): 382 pp., Roma.
- COLACICCHI R. (1958) - *Dicchi sedimentari del Flysch oligo-miocenico della Sicilia nord-orientale*. Ecl. Geol. Helv., **51**: 901-916.
- COLTRO R. (1963) - *La Facies di Polizzi dell'Eocene alloctono della Sicilia centro-settentrionale*. Riv. It. Paleont. Strat., **69** (2): 167-232.
- COLTRO R. (1967) - *Paleogeografia dell'Eocene siciliano e deduzioni petrolifere*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 6, **19**: 193-240.

- COLTRO R. & FERRARA V. (1980) – *Le risorse idriche della Rocca di Cefalù nel quadro idrogeologico della Sicilia centro-settentrionale*. Atti 4° Conv. Int. sulle acque sotterranee, I 49-176.
- CONRAD G. (1969) – *L'évolution continentale post-hercinienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezzouft, Ahnet-Mouvdir)*. Centre National de la Recherche Scientiphique, 572 pp., Paris.
- CONRAD M.A. (1977) – *The Lower Cretaceous Calcareous algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): biostratigraphy and depositional environments*. In: "Fossil Algae, recent results and developments", E. FLÜGEL (Ed.), Springer-Verlag, 295-300.
- COSTA E., LOIACONO F., MORETTI E., MORLOTTI E., PUGLISI D., VILLA G., CASSOLA P. & SBARRA R. (1992) – *Stratigrafia, caratteri di facies, petrografia e caratterizzazione strutturale del Flysch di Reitano (Oligocene inferiore, Sicilia NE). Guida all'escursione*. Notiziario Gruppo Inferiore Sedimentologia del C.N.R., Giornale di Geologia, n 10, Suppl. Vol. **54/1**: 1-21.
- CRESCENZI S. & GAFFURINI U. (1955) – *Tentativo di ricostruzione paleogeografica. La Sicilia attraverso il Neogene ed il Quaternario*. Riv. Min. Sic. **6** (32): 58-64.
- CUSIMANO G., GIOÈ S., GIUNTA G., LIGUORI V. & SAPORITO R.A. (1975) – *Considerazioni idrogeologiche sulla Piana di Palermo*. Il Mediterraneo, n. **9**: 46-57, Palermo.
- CUSIMANO G. & LIGUORI V. (1977) – *Carta idrogeologica della Piana di Palermo*. Il Mediterraneo, n. **4-5**, I carta, Palermo.
- DALL'AGLIO M. (1970) – *Geochemistry of stream and round waters from Western Sicily. The changes in spring water chemism after the 1968 earthquake*. Atti Conv. Int. sulle acque sotterranee, 226-239, Palermo.
- 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.
- DE CAPOA P., DI STASO A., GUERRERA F., PERRONE V., TRAMONTANA M. & ZAGHLOUL M.N. (2002) – *The Lower Miocene volcanoclastic sedimentation in the Sicilian sector of the Maghrebian Flysch Basin: geodynamic implications*. Geodinamica Acta, **15** (2): 141-157.
- DECIMA A. & WEZEL F. C. (1970) – *Osservazioni sulle evaporiti siciliane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., **130-132**: 172-187.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., GRASSO M., LENTINI F., RASÀ G. & VEZZANI L. (1979) – *Dati preliminari sulla neotettonica della Sicilia centrale. Fogli 251(Cefalù), 260 (Nicosia), 268 (Caltanissetta), 270 (Catania), 272 (Gela), 273 p.p. (Caltagirone) e 275 (Scoglitti). Contributi preliminari alla realizzazione della Carta Neotettonica d'Italia*. Pubbl. n. 251-Progetto Finalizzato Geodinamica.
- DI GERONIMO I., GHISETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) – *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 543-549.
- DI STEFANO E. & CATALANO R. (1978) – *Biostratigraphy, palaeoecology and tectono-sedimentary evolution of the pre-evaporitic and evaporitic deposits of the Cimenna Basin(Sicily)*. Mem. Soc. Geol. It., **16**: 95-110.
- DI STEFANO P. & SENOWBARI-DARYAN B. (1985) – *Dasycladaceans from Upper Triassic reefs of Sicily*. Geologica Romana, **26**: 189-218.
- DONGARRA G. & FERLA P. (1982) – *Le argille di Portella Colla e del Flysch Numidico Auct. (M. Madonie, Sicilia)*. Rend. SIMP, **38** (3): 1119-1133.
- DUEÉ G. (1969) – *Etude geologique des monts Nebrodi*. These Fac. Science Paris, **1**: 1-221; **2**: 1-162.
- DUEÉ G. (1970) – *The geology of the Nebrodi Mountains of Sicily*. In: W.ALVAREZ & K.H.A GOHRBANDT (Eds.): "Geology and History of Sicly". Petroleum Expl. Soc. Libya, 187-200.
- DURAND-DELGA M. (1980) – *La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. Livre Jubilaire, Mém. Soc. Géol. Fr., **10**: 203-224.
- ESTEBAN M., CALANDRA D., CATALANO R. & DI STEFANO E. (1982) – *La scogliera messiniana di Mazara del Vallo*. In R. CATALANO & B. D'ARGENIO (Eds.): Guida alla Geologia della Sicilia occidentale, 146-151, Palermo.

- FABIANI R. & TREVISAN L. (1940) - *Prove dell'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento nei Monti di Palermo*. Atti R. Acc. d'Italia, Mem. Cl. Sc. Fis. Mat. e Nat., **11**: 435-448.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-FINETTI I. Ed. (2005) - *CROP, Deep Seismic Exploration of the Mediterranean region*. Elsevier Science, 777 pp
- FINETTI I. & DEL BEN A. (2005) - *Ionian lithosphere roll-back sinking and back-arc Tyrrhenian opening from new CROP seismic data*. In: I.R. Finetti (Ed.): "CROP Project - Deep Seismic exploration of the Central Mediterranean and Italy" Spec. Vol. Elsevier, **26**: 581-595.
- FINETTI R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1994) - *Il ruolo cinematico e deformativo del Sistema Sud-Tirrenico*. Riassunti 77° Congresso Nazionale SGI, Bari, 26-28 sett.-1994.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) - *Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia: 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*. In: Conv. Naz. Progetto CROP (Crosta profonda), 23-24 giugno 1977. Trieste.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., FORLIN E., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005a) - *Geological outline of Sicily and lithospheric tectono-dynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP seismic data*. In: I.R. FINETTI (Ed.): "CROP Deep Seismic exploration of the Mediterranean Region". Spec. Vol. Elsevier, chapter **15**: 319-376.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., DEL BEN A., DI STEFANO A., GUARNIERI P., PIPAN M. & PRIZZON A. (2005b) - *Crustal tectonostratigraphy and geodynamics of the southern Apennines from CROP and other integrating geophysical-geological data*. In: I.R. Finetti (Ed.): "CROP Deep Seismic exploration of the Mediterranean Region". Spec. Vol. Elsevier, chapter **12**: 225-262.
- FLORES G. (1959) - *Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbons exploration in Sicily*. Proc. 5th. World Petr. Congr., New York, sect. **1/13**: p.14.
- FLÜGEL E. (1981) - *Microfacies Analysis of Limestone* - Springer-Verlag, Berlin, 663 pp.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) - *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nanofossils biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleontology, **42** (1): 1-37.
- FREULON J.M. (1964) - *Etude géologique des séries primaires du Sahara central*. Centre National de la Recherche Scientifique, 198 pp., Paris.
- GAUDETTE H.E., HURLEY P.M., FAIBAIRN N.W. & LAJMI T. (1975) - *Source area of the Numidian flysch of Tunisia as suggested by detrital zircon ages*. Geol. Soc. Am. Ann. Meet. A.G.U., 1083-1084, New York.
- GEMMELLARO G.G. (1872-1886) - *Sopra alcune faune giurassiche e massiche della Sicilia*. 434 pp., 31 tabb. Palermo.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1977) - *Evidenze di linee di dislocazione sul versante meridionale dei Monti Nebrodi e Madonie e loro significato neotettonico*. Boll. Geodesia e Sc. Affini, **36** (4): 411-437.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1984) - *Thin-skinned deformations of the western Sicily thrust belt and relationship with crustal shortening: mesostructural data on the Mt. Kumeta-Alcantara fault zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 129-157.
- GIANNOTTI G.P., LOMBARDI L. & SIDOTI G. (1970) - *Carta idrogeologica della Sicilia occidentale*. Atti Conv. Int. Acque sotterranee, 329-333, 1 carta, Palermo.
- GIARDINI D. & VELONÀ M. (1991) - *Deep seismicity of the Tyrrhenian Sea*. Terra Nova, **3**: 57-64.
- GIUNTA G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 239-256.
- GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) - *Evoluzione paleotettonica della Sicilia nord-occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 903-924.
- GRASSO M. & BUTLER R.W.H. (1991) - *Tectonics control on the deposition of Late Tortonian sediments in the Caltanissetta basin of central Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 313-324.

- GRASSO M., GUERRERA F., LA MANNA F., MANISCALCO R., MORETTI E., PUGLISI D. & VIGO F. (1993) - *Caratteri stratigrafici, sedimentologici e petrografici delle calciruditi e calcareniti del Monte Pomiere (Auct.) - Monti Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 115-127.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO, PUGLISI D., ROMEO M., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALES-DONOSO M. & MARTIN-ALGARRA A. (1987a) - *Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" inframioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (Monti Nebrodi e Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 475-516.
- GRASSO M., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti stratigrafico-strutturali delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Geologica Romana, **17**: 45-69.
- GRASSO M., MANZONI M. & QUINTILI L. (1987b) - *Misure paleomagnetiche sui Trubi infrapliocenici della Sicilia orientale: possibili implicazioni stratigrafiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 459-474.
- GRASSO M. & PEDLEY H.M. (1988) - *The sedimentology and development of Terravecchia Formation carbonates (Upper Miocene) of North Central Sicily. Possible eustatic influence on facies development*. Sedimentary Geology, **57**: 131-149.
- GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D. & MORETTI E. (1992) - *The Numidian Nappe in the Maghreb Chain: state of the art*. Boll. Soc. Geol. It., **111**: 217-253.
- GUERRERA F. & PUGLISI D. (1984) - *Le Arenarie di Yesomma in Somalia: un possibile equivalente meridionale delle più note "Nubian Sandstones"*. Rend. Soc. Geol. It., **6**: 43-47.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligo-miocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., **25** (145-147): 27-51.
- HEARTY P.J., BONFIGLIO L., VIOLANTI D. & SZABO B.J. (1986) - *Age of Late Quaternary marine deposits of Southern Italy determined by aminostratigraphy, faunal correlation and Uranian-series dating*. Riv. It. Paleont. Strat., **92**: 149-164.
- HOYER B. (1975) - *Dispersion du matériel quartzueux dans les formations aquitanniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie nord-orientale*. Bull. Soc. Géol. France, **17**: 1147-1156.
- HOYER B. (1989) - *Le Numidien et les flyschs Oligo-Miocènes de la bordure sud de la Méditerranée occidentale*. Thèse Univ. Lille (France), 459 pp.
- HOYER B. & ANDREIEFF P. (1975) - *Présence d'une série turbiditique à débris pyroclastiques associée au Numidien de la région de Gangi-Nicosia (Sicile)*. 3^e emme Reunion Ann. Sc. Terre, Montpellier, 197 pp.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: H.M. BOLLI, J.B. SAUNDERS & K. PERCH-NIELSEN (Eds.) - *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press., **1**: 283 - 314.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canad. J. Earth Sci., **8**: 523-554.
- JONES R.E. & GRASSO M. (1995) - *Paleotectonics and sediment dispersal pathways in north-central Sicily during the Late Tortonian*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale 1995/2, 279-291.
- LA MANNA F., GRASSO M., ROMEO M., MANISCALCO R. & DI STEFANO A. (1995) - *Evoluzione tettonico-sedimentaria neogenica del bordo tirrenico dei Monti Nebrodi (Sicilia settentrionale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale, **1995/2**: 293-305.
- LANCELOT J.R., REILLE J.L. & WEZEL F.C. (1977) - *Etude morphologique et radiochronologique de zircons détritiques des flyschs «numidien» et «gréso-micacée»*. Conséquences paléogéographiques à l'échelle de la Méditerranée occidentale. Bull. Soc. Géol. France, **19** (4): 773-780.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendation of I.U.G.S. subcommission on the systematics of the igneous rocks*. Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- LENTINI F. (1979) - *Le Unità Sicilidi della Val d'Agri (Appennino Lucano)*. Geologica Romana, **18**: 215-224.

- LENTINI F. (1982) – *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 7-25.
- LENTINI F. (2000) – *Carta geologica della Provincia di Messina*, scala 1:50.000. n. 3 fogli, rilevamenti AA. VV.; S.EL.CA, Firenze.
- LENTINI F. & CARBONE S. (2009) – *Structural features of the Sicilian Orogen as a tool for a planning of petroleum exploration*. Bull. of the Tethys Geological Society, Cairo (Egypt), **4**: 21-28.
- LENTINI F. & CARBONE S. (2010) - *Geological Map of Sicily - scala 1:250.000*. S.EL.CA., Firenze (in stampa).
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. Appl., **36** (141-144): 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1996b) – *The External Thrust System in southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, **2**: 333-342.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995b) - *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from the Tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts. (NE Sicily)*. Terranova, Vol. Spec. **7**: 161-170, Oxford.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1997) – *The Neogene sedimentary covers of the Peloritani Mountains (NE Sicily)*. In: Interim Colloquium R:C.M.N.S.: “Neogene basins of the Mediterranean region: correlation in space and time”, Catania 4-9 novembre 1997, Guidebook, 9-13.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995a) – *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Vol. Spec. Studi Geologici Camerti (1995/2): 319-329.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1996a) – *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**: 179-195.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990a) – *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 495-502.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1991) – *Presentazione della carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 145-156.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990b) – *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghrebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale, 19-26.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) - *Stratigraphical and structural constraints in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evolution*. Journal of Geodynamics, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CARBONE S. & GUARNIERI P. (2006) - *Collisional and post-collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebide Orogen (Southern Italy)*. In: Y. Dilek & S. Pavlides (Eds.): “Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region”. Geol. Soc. of America, spec. paper. no. **409**: 57-81.
- LENTINI F., CARBONE S., GUARNIERI P. & DI STEFANO A. (2001) – *Geodynamic evolution of the Lucanian Apennines: times and modality of thrust propagation through the analysis of geologic cross sections*. PROGETTO CROP – Crosta Profonda, Sottoprogetto CROP-04 – Appennino Meridionale, Pisa 2001.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (1996c) – *The External Thrust System in Southern Italy: a target for petroleum exploration*. Petroleum Geoscience, **2**: 333-342, Bath (U.K.).
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) – *Nota illustrativa della Carta geologica della Provincia di Messina (Sicilia Nord-Orientale)*, scala 1:50.000. S.EL.CA (Ed.), 70 pp., Firenze.
- LENTINI F., GRASSO M. & CARBONE S. (1987) – *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Soc. Geol. It. “Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la Catena Appenninico-Maghrebide”, Naxos-Pergusa 22-25 aprile 1987.
- LENTINI F. & TORTORICI L. (1986) – *Tentative correlation and paleogeographic evolution of the Sicilian-Tunisian orogen*. Giornale di Geologia, s. 3, **48** (1-2): 93-98.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1974) – *Carta geologica delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)* alla scala 1:50.000. L.A.C., Firenze.

- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) – *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- LOGAN B.W., REZAK R. & GINSBURG R.N. (1964) – *Classification and environmental significance of algal stromatolites*. J. Geol., Chicago, **72**: 68-83.
- LOIACONO F., PAGLIONICO A. & PELLEGRINO M.C. (1985) – *Le quarzareniti del Flysch Numidico di Campomaggiore (PZ): indagini per l'utilizzazione in campo industriale*. Geol. Appl. Idrogeol., **18**: 73-80.
- LOIACONO F. & PUGLISI D. (1983) - *Studio sedimentologico-petrografico del Flysch di Reitano (Oligocene-Miocene inferiore, Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **102**: 307-328.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *Sur le grands phenomenes de charriage en Sicile*. C. R. Ac. Sc., **142**: 966-969, Paris.
- MANGANO F., MARCE A., MEYBECK M., OLIVE P. & PRATELLI W. (1970) - *Idrogeologia isotopica, metodologia e prime applicazioni alle sorgenti Fiume e Bella (Madonie orientali)*. Riv. Min. Sic., **21**: 24-126.
- MARTINI E. (1971) - *Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation*. In: A. Farinacci (Ed.) "Proceedings of the II Planktonic Conference", Roma, 1970. Edizioni Tecnoscienza, **2**: 738-785.
- MARTINI R., ZANINETTI L., ABATE B., RENDA P., DOUBINGER J. RAUSCHER R. & VRIELYNCK B. (1991a) – *Donne es sedimentologiques et biostratigraphiques nouvelles sur le Trias (Formation Mufara de Sicile (Italie))*. C. R. Acad. Sci. Paris, s. II, **312**: 1603-1608.
- MARTINI R., ZANINETTI L., ABATE B., RENDA P., DOUBINGER J. RAUSCHER R. & VRIELYNCK B. (1991b) - *Sedimentologie e biostratigraphie de la formation triassique Mufara (Sicile Occidentale): Foraminiferes, Conodontes, Palynomorphes*. Riv. It. Paleont. Strat., **97** (2): 131-152.
- MATTAUER M. (1963) – *Le style tectonique des chaines telliennes et rifaines*. Geol. Rundsch., **53**: 296-313.
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI (1934) – *Annali Idrologici*. Servizio Idrografico, Sezione di Palermo.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) – *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. J. Struct. Geol., **20**: 617-638.
- MONTANARI L. (1966) - *Geologia dei Monti di Trabia (Sicilia)*. Riv. Min. Sic., **17** (97-99): 35-81.
- MONTANARI L. (1967) - *Elementi stratigrafici e paleogeografici sul Paleogene siciliano*. Lavori Ist. Geol. Palermo, 16 pp.
- MONTANARI L. (1982) - *Nuovi dati sui flysch interni dei Nebrodi occidentali (Sicilia)*. Rend. Soc. Geol. It. **5**: 56-57.
- MONTANARI L. (1986) - *Aspetti tettono-sedimentari dell'Oligocene e Miocene in Sicilia e aree contigue*. Giornale di Geologia, s. 3, **48**: 99-112.
- MONTANARI L. (1987) - *Lineamenti stratigrafico-paleogeografici della Sicilia durante il ciclo alpino*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 361-406.
- MONTY C. (1976) – *The origin and development of cryptalgal fabrics* – In M.R. WALTER (Ed.): "Stromatolites". Dev. Sed., **20**: 193-249.
- MORETTI E., COCCIONI R., GUERRERA F., LAHONDÈRE J.C., LOIACONO F. & PUGLISI D. (1988) – *Numidian Flysch of the Constantine Mountains (Tell oriental, Algeria)*. A.A.P.G. "Mediterranean Basins Conference", Nice, sept. 1988, abstr.: 65, Nice.
- MORETTI E., COCCIONI R., GUERRERA F., LAHONDÈRE J.C., LOIACONO F. & PUGLISI D. (1990) - *Numidian Sequence between Guelma and Constantine (Eastern Tell, Algeria)*. Terra Research (Terra Nova), **3**: 153-165.
- MORLOTTI E., VILLA G., COSTA E., MORETTI E., LOIACONO F., CASSOLA P. & PUGLISI D. (1991) - *Fasi tettoniche mesoalpine nella Catena Maghrebide siciliana*. Soc. Geol. It., Covegno "Giornate in memoria di Leo Ogniben", Naxos 6-8 giugno 1991, 92-94.
- MOSTARDINI F. & MERLINI S. (1986) – *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.

- MYASHIRO A. (1974) – *Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins*. Amer. Jour. Sci., **274**: 321-335.
- NIGRO F. & RENDA P. (2000) - *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogene-siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., **119**: 667-686.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della Serie Solfifera siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **33**: 275 pp.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic. **64-65**:184-212, Palermo.
- OGNIBEN L. (1960-63) - *Stratigraphie tectono-sedimentaire de la Sicile*. Livre Mem. Prof. Fallot, **2**: 203-216.
- OGNIBEN L. (1963a) - *Il Flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **4**: 1-18.
- OGNIBEN L. (1963b) - *Le formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **24**: 60 pp.
- OGNIBEN L. (1964) - *Arenarie tipo Tavejannaz in Sicilia*. Geologica Romana, **3**: 125-170.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. Ital., **8** (4): 453-763.
- PENDON J.G. (1978) – *Sedimentacion turbiditica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada, pp. 1-260, Granada.
- PESCATORE T., RENDA P. & TRAMUTOLI M. (1987) - *Facies ed evoluzione sedimentaria del Bacino Numidico nelle Madonie Occidentali (Sicilia)*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 297-315.
- PETTIJON F.J., POTTER S.E. & SIEVER R. (1972) – *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York, 1 Vol., 618 pp.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (1999) - *Cretaceous paleoceanography: evidence from planktonic foraminiferal evolution*. In: Barrera E., Johnson C.C. (Eds) “*Evolution of the Cretaceous oceanic system*”. Geological Society of America. Special Paper **332**: 301-328.
- PREMOLI SILVA I. & SLITER W.V. (2002) – *Practical manual of Cretaceous Planktonic Foraminifera* – Eds. by PREMOLI SILVA I. & RETTORI R., *International School on Planktonic Foraminifera, 1^o course: Cretaceous*, Dip. Sc. della Terra, Univ. Perugia
- PUGLISI D. (1979) – *Variazioni composizionali nelle arenarie del Flysch di Reitano (Monti Nebrodi, Sicilia centro-settentrionale)*. Petr. Acta, **25**: 103-115.
- PUGLISI D. (1987) – *Le successioni torbiditiche cretaco-terziarie della Sicilia nord-orientale nel quadro dell'evoluzione del settore meridionale dell'arco calabro-peloritano e della catena maghrebide siciliana*. Giornale di Geologia, **49**: 167-185.
- PUGLISI D. (1992) – *Le successioni torbiditiche “hardorogene” della Sicilia orientale*. Giornale di Geologia, **54**: 181-194.
- PUGLISI D. (1994) - *Caratteri petrochimici delle arenarie delle unità torbiditiche oligo-mioceniche della Sicilia nord-orientale*. Miner. Petrogr. Acta, **37**: 393-415.
- RENDA P., TAVARNELLI E. & TRAMUTOLI M.(1999) - *La distensione tetideica ed il suo controllo sulle strutture compressive del sistema appenninico-maghrebide: l'esempio dei Monti delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Soc. Geol. It., **118**: 179-190.
- RENDA P., TAVARNELLI E., TRAMUTOLI M. & GUEGUEN E. (2000) - *Neogene deformations of Northern Sicily, and their implications for the geodynamics of the Southern Tyrrhenian Sea margin*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 53-59.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Proc. of ODP, Sci. Results (K.A. KASTENS, J. MASCLE, et alii, Eds), **107**: 513-533.
- RIVIÈRE M. (1987) - *Les argilles numidiennes espagnoles*. 1^{er} Congr. Franç. Sédiment. Paris, 10-20 Novembre 1987, 291.
- RIVIÈRE M. (1988) - *Sédimentologie et géochimie de formations du Miocène inférieur des Bétides et des Maghrébides. Implications paléogéographiques*. Thèse Univ. Paris-sud, Orsay, 388 pp.

- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) - *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. J. Struct. Geol., **12** (2): 259-266.
- RUGGIERI G. & DI GIACOMO L. (1971) - *La giacitura del Cenomaniano in facies africana di Caltavuturo (Palermo)*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 429-437
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1979) - *Faglia trascorrente Est-Ovest a nord delle Petralie (Palermo)*. Rend. Soc. Geol. It., **2**: 5-6.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1982) - *Il ciclo saheliano nei dintorni di Castellana Sicula (Palermo)*. Atti Soc. Ital. Sci. Nat. Museo Civ. Storia Nat. Milano, **123** (4): 423-440.
- RUGGIERI G. & TORRE G. (1989) - *Considerazioni critiche su una recente nota sulla Geologia del Miocene superiore in Sicilia*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., s. A, **96**: 205-227.
- SCANDONE P. (1972) - *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e Note Illustrative*. Boll. Soc. Nat. Napoli, **81**: 255-300.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) - *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*. Mem.Soc. Geol. It., **13**: 317-323.
- SCANDONE P., PATACCA E., RADOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWSON M., CHEZAR H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65**: 1299-1319.
- SCANDONE P., RADOICIC R., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1972) - *Sul significato delle Dolomie Fanusi e dei Calcari ad Ellipsacemie nella Sicilia settentrionale*. Riv. Min. Sic., **23** (133-135): 51-61.
- SCHLANGER S.O. & JENKINS H.C. (1976) - *Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences*. Geologies en Mijnbouw, **55**: 179-184.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1959) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie nel quadro delle possibilità petrolifere della Sicilia centro settentrionale*. Atti 2° Conv. Intern. Studi "Petr. Sicilia", 130-136.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) - *Introduction a la geologie petroliere de la Sicile*. Rev. Inst. Fr. Petr., **17** (5): 635-668.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1964) - *Litostratigrafia petrolifera della Sicilia*. Riv. Min. Sic., **15** (88-90): 198-217.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P., BARBIERI F. & GIANNINI C. (1960) - *La geologia del gruppo montuoso delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **81**: 73-140.
- SEQUENZA G. (1873) - *Contribuzione alla geologia della Provincia di Messina: Breve nota intorno alle formazioni primarie e secondarie*. Bull. R. Com. Geol., 47 pp.
- SENOWBARI-DARYAN B. (1980) - *Cheilosporites tirolensis* WÄHNER - *systematische Stellung und fazielle Bedeutung*. Facies, **3**: 1-237
- SENOWBARI-DARYAN B. (1990) - *Die systematische Stellung der thalamiden Schwämme und ihre Bedeutung in der Erdgeschichte*. Münchener Geowissenschaftliche Abhandlungen. Reihe A, Geologie und Palaontologie. Verlag Friedrich Pfeil, München, Dezember 1990.
- SENOWBARI-DARYAN B., BUCUR I.I. & ABATE B. (1994) - *Upper Jurassic calcareous algae from the Madonie Mountains, Sicily*. Beitr. Palaont., **19**: 227-259, Wien.
- SENOWBARI-DARYAN B. & DI STEFANO P. (1988) - *Amblyisiphonellamaxima* n.sp., a new sphinctozoan sponge from Upper Triassic reefs in Sicily. Boll. Soc. Paleont. It., **27** (1): 17-21.
- SENOWBARI-DARYAN B. & SCHAFFER P. (1986) - *Sphinctozoen (Kalkschwämme) aus den norischen riffen von Sicilien*. Facies, **14**: 235-284.
- SENOWBARI-DARYAN B., SCHAFFER P. & ABATE B. (1982) - *Obertriadische Riffe und rifforganismen in Sizilien*. Facies, **6**: 165-184.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1884-1885) - *Foglio 251 "Cefalù" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/100.000*. Rilevata da BALDACCÌ L. e MAZZETTI L. e riveduta nel 1882 da BALDACCÌ L.; Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1886) - *Foglio 260 "Nicosia" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/100.000*. Rilevata da BALDACCÌ L. e MAZZETTI L. e riveduta nel 1881 da BALDACCÌ L.; Poligrafico e Zecca dello Stato, Roma.

- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1972) - *Foglio 611 "Mistretta" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1/50.000*. Direttore dei rilevamenti VEZZANI L.; L.A.C., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2005) - *Foglio 506 "Sant'Arcangelo" della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*. Coordinatore F. LENTINI; S.EL.CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2010) - *Foglio 608 "Caccamo" della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*. Coordinatore R. CATALANO; SYSTEMCART, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2011a) - *Foglio 612 "Randazzo" della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*. Coordinatore F. LENTINI. C.N.R.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2011b) - *Fogli 596 "Capo Plata" 609 "Termini Imerese" della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*. Coordinatore R. CATALANO. SystemCart, Roma.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2011c) - *Fogli 587 "Milazzo" - 600 "Barcellona P.G." della Carta Geologica d'Italia, scala 1:50.000*. Coordinatore F. LENTINI. S.EL.CA., Firenze.
- SERVIZIO GEOLOGICO NAZIONALE (1995) - *Carta Geologica d'Italia - 1:50.000. Guida all'informatizzazione*. Quaderno n.3, serie III, 130 pp. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato.
- SUTTNER L.J., BASU A. & MACK G.H. (1981) - *Climate and origin of Quartz Arenites*. J. of Sedimentary Petrology, **51** (4): 1235-1246.
- TORRICELLI S. & KNEZAUREK G. (2010) - *New biostratigraphic data from the Reitano Flysch Auct. (Sicily, Italy): A key to a revised stratigraphy of the Sicilide Units*. Riv. It. Paleont. e Strat. **116** (2): 201-221.
- TREVISAN L. (1935) - *I Monti di Caltavuturo e Sclafani (Palermo)*. Boll. R. Uff. Geol. Ital., **60** (nota 7): 20 pp., Roma.
- TREVISAN L. (1937) - *La fauna ed i giacimenti del Cenomaniano di facies africana della Sicilia occidentale*. Mem. Ist. Geol. Padova, **12**: 134 pp.
- TREVISAN L. (1960) - *Elementi di Geologia*. 406 pp., 4a Ed. Vallerini E.S., Pisa.
- VARNES D.J. (1973) - *Slope movements types and processes*. In: SCHUTER & KRIZET (Eds.): "Landslides, analysis and control". Special Report 176, National Academy of Sciences, Washington, n. 33.
- VEZZANI L. (1974) - *Note esplicative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 611, Mistretta*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 37 pp.
- WEZEL F.C. (1966) - *La sezione tipo del Flysch Numidico: Stratigrafia preliminare della parte sottostante il complesso Panormide (Membro di Portella Colla)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Natur., S. 7, **18**:71-92.
- WEZEL F.C. (1968) - *Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale*. Mem. Soc. Geol. It., **7**: 417-439.
- WEZEL F.C. (1970) - *Geologia del Flysch Numidico della Sicilia nord-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 225-280.
- WEZEL F.C. (1973) - *Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenici nelle Maghrebidi*. Riv. Min. Sic., **23** (142-144): 219-232.
- WEZEL F.C. (1974) - *Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and Early Miocene*. In: C. SQUIRES (Ed.) "Geology of Italy", Petrol. Expl. Soc. of Libya, Tripoli, 1-23.
- WEZEL F.C. & GUERRERA F. (1973) - *Nuovi dati sulla età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193-211.

Ringraziamenti

Alla Dott.ssa Rosanna Giordano, Dirigente dell' U.O. 3.3 - Servizio 3 Assetto del Territorio e Difesa del Suolo dell'Assessorato Territorio della Regione Siciliana, va il più sentito ringraziamento da parte di Serafina Carbone e Fabio Lentini per la fiducia accordata e lo sprone a proseguire nella stesura di questi due Fogli, la cui realizzazione “sembrava impossibile”.

Alla stampa dei Fogli 597-610 “Cefalù-Castelbuono” hanno generosamente contribuito:

- Assessorato del Territorio e dell'Ambiente – Regione Siciliana.
- Ordine Regionale dei Geologi di Sicilia.
- CUTGANA (Centro Universitario per la tutela e gestione degli Ambienti Naturali e degli Agro-Eco Sistemi, Università di Catania): Progetto POR Sicilia (Assessorato Regionale delle Attività Produttive) - *Hot Earth*, resp. Prof. Giuseppe Patanè.
- Fondi PRA 2011, resp. Prof. Giuseppe Patanè.

PROGETTO

CARG