



**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**

foglio 612

**RANDAZZO**

a cura di  
**S. Carbone<sup>1</sup>**

con i contributi di:

**R. Cristofolini<sup>1</sup>** (*Vulcanologia*), **F. Lentini<sup>1</sup>** (*Tettonica*)

con la collaborazione di:

M.S. Barbano<sup>1</sup> (*Sismicità*), R.A. Corsaro<sup>1-2</sup> (*Petrografia*), A. Di Stefano<sup>1</sup> (*Biostratigrafia*), C. Ferlito<sup>1</sup> (*Geologia del Vulcanico*), V. Ferrara<sup>1</sup> (*Geomorfologia e Risorse Geologiche*), G. Pappalardo<sup>1</sup> (*Dissesto Idrogeologico*)

<sup>1</sup> Dipartimento di Scienze Geologiche – Università degli Studi di Catania

<sup>2</sup> INGV – Sezione Catania

Ente realizzatore  **CNR**  
Consiglio Nazionale delle Ricerche

*Direttore Responsabile del Servizio Geologico d'Italia (ISPRA):*

**C. CAMPOBASSO**

*Responsabile del Progetto CARG per ISPRA - Servizio Geologico d'Italia:*

**F. GALLUZZO**

*Responsabile del Progetto CARG per il CNR: P. MESSINA*

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

*Revisione scientifica:*

**R. Di Stefano, M. C. Giovagnoli, E. La Posta  
R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita (vulcanico)**

*Coordinamento cartografico:*

**D. Tacchia (coord.), F. Pilato**

*Revisione informatizzazione dei dati geologici:*

**L. Battaglini, F. Visicchio  
A. Fiorentino, M. C. Giovagnoli, (ASC)**

*Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:*

**D. Tacchia, F. Pilato**

PER IL CNR:

*Funzionario Delegato:*

**P. Manetti (CNR – IGG)**

*Coordinamento per l'informatizzazione:*

**S. Sterlacchini (CNR - IDPA)**

*Informatizzatori:*

**P. Guarnieri (Università degli Studi di Catania), F. Ardizzone (CNR – IRPI)**

*Allestimento editoriale e cartografico per la stampa della Banca Dati:*

**F. Grieco (CNR - IDPA), S. Sironi (Università degli Studi di Milano - Bicocca), S. Sterlacchini (CNR - IDPA)**

*Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:*

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

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

INDICE	Pag.
<b>I - INTRODUZIONE</b>	7
1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO E METODOLOGIE	7
2. - CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI	10
<b>II - STUDI PRECEDENTI</b>	13
1. - INQUADRAMENTO REGIONALE	13
1.1. - SETTORE CALABRO-PELORITANO	13
1.2. - SETTORE APPENNINICO-MAGHREBIDE	17
1.3. - IL "VULCANO ETNA"	21
<b>III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO</b>	27
<b>IV - STRATIGRAFIA</b>	33
1. - INTRODUZIONE E CRITERI	33
2. - UNITA' DELLA CATENA APPENNINICO- MAGHREBIDE	35
2.1. - UNITÀ TETTONICHE SICILIDI	35
2.1.1. - <i>Unità di Monte Salici</i>	37
2.1.2. - <i>Unità di Monte Soro</i>	38
2.1.3. - <i>Unità di Nicosia</i>	42
2.1.4. - <i>Unità delle "Argille Scagliose Superiori"</i>	45
2.1.5. - <i>Unità di Troina</i>	47
3. - UNITÀ DELLA CATENA KABILO – CALABRIDE	50
3.1. - UNITÀ TETTONICA DI LONGI – TAORMINA	53
3.1.1. - <i>Basamento ercinico</i>	53
3.1.2. - <i>Successione meso-cenozoica</i>	54
3.2. - UNITÀ TETTONICA DI S. MARCO D'ALUNZIO	59
3.2.1. - <i>Basamento ercinico</i>	60
3.2.2. - <i>Successione mesozoica</i>	60
3.3. - SUCCESSIONE TARDOROGENA DELL'OLIGOCENE – MIOCENE INFERIORE	63
3.3.1. - <i>Flysch di Capo d'Orlando</i>	64
4. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO- MAGHREBIDE	68
4.1. - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE	68
4.1.1. - <i>Argille Scagliose dei Peloritani</i>	69
5. - SUCCESSIONI TARDOROGENE MIOCENICHE	70
5.1. - DEPOSITI DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO DEI MONTI	

	PELORITANI	70
5.1.1	- <i>Calcareniti di Floresta</i>	71
5.2.	- DEPOSITI DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE DEI M. NEBRODI	75
5.2.1	- <i>Arenarie e Argille del T. della Saracena</i>	75
6.	- DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI	76
7.	- PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA	81
7.1.	- PREMESSA	81
7.2.	- CENNI SUI CARATTERI MORFOLOGICI DEI TERRENI VULCANICI	83
7.3.	- QUADRO COMPARATIVO TRA LE UNITÀ	84
7.4.	- UNITÀ STRATIGRAFICHE	87
7.4.1	- <i>Sintema Concazze</i>	87
7.4.2	- <i>Sintema Il Piano</i>	90
<b>V</b>	- <b>PETROGRAFIA E CHIMISMO DEI TERRENI VULCANICI</b>	97
1.	- CARATTERIZZAZIONE PETROGRAFICA E GEOCHIMICA DELLE VULCANITI	97
1.1.	- PETROGRAFIA	98
1.2.	- CHIMISMO	100
<b>VI</b>	- <b>TETTONICA</b>	105
1.	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO STRUTTURALE	105
2.	- RELAZIONI TRA UNITÀ TETTONICHE ED EVOLUZIONE SPAZIO-TEMPORALE DELLA DEFORMAZIONE	107
3.	- IL RUOLO DELLA TETTONICA TRASCORRENTE	110
<b>VII</b>	- <b>ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA E VULCANICA</b>	113
1.	- SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE	113
2.	- STORIE SISMICHE E PERICOLOSITÀ SISMICA	115
3.	- ELEMENTI PER UNA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ ( <i>HAZARD</i> ) DA ATTIVITÀ VULCANICA	122
<b>VIII</b>	- <b>GEOMORFOLOGIA</b>	125
1.	- MORFOLOGIA VALLIVA	125
2.	- FRANE	126

2.1.	- FRANA DI RANDAZZO	129
2.2.	- FRANA DI S. TEODORO	132
3.	- PROPENSIONE AL DISSESTO	133
<b>IX</b>	- <b>RISORSE GEOLOGICHE</b>	137
1.	- ATTIVITÀ ESTRATTIVE	137
2.	- RISORSE IDRICHE SOTTERRANEE	138
<b>APPENDICE 1</b>		141
1.	- PARCHI E AREE PROTETTE	141
	Ringraziamenti	145
	BIBLIOGRAFIA	147

PROGETTO  
CARG

## I - INTRODUZIONE

### 1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO E METODOLOGIE

Il Foglio 612–Randazzo della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (Legge 67/88) tramite Convenzione tra C.N.R., Presidenza del Consiglio dei Ministri–Servizio Geologico d'Italia e Università di Catania.

Il Foglio è ubicato nella Sicilia orientale e ricade nella provincia di Catania per il settore centro meridionale del foglio medesimo e in quella di Messina per la restante parte. Esso comprende un ampio settore del fronte di accavallamento delle Unità Calabridi su quelle Maghrebidi ed il versante nord–occidentale dell'Etna: si trova quindi in posizione chiave nell'ambito dell'orogene siciliano e dell'intera regione centro mediterranea.

Il Foglio Randazzo rappresenta, nell'ambito dell'area nebrodico-peloritana, un documento di aggiornamento scientifico sull'assetto geologico generale. In passato l'area è stata oggetto di rilevamenti e di analisi stratigrafico-strutturali condotti con fondi di ricerca CNR (CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA, 1979) e ministeriali (MURST). Recentemente, per iniziativa e con il supporto finanziario della Provincia Regionale di Messina, è stata redatta la CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000) che costituisce un documento geologico di base di tutto il territorio messinese e che va a colmare una reale lacuna in quanto la copertura cartografica preesistente risale alla fine del secolo scorso (BALDACCI, 1886).

Il rilievo geologico è stato effettuato in gran parte alla scala 1:10000, utilizzando la Carta Tecnica Regionale, edita alla fine degli anni '80

dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana. Essa copre i territori provinciali di Messina e Catania e rappresenta una carta topografica di base aggiornata e dettagliata. Il suo utilizzo ha comportato una notevole diminuzione del margine di errore nel riporto in scala 1:25000 sui tipi IGM degli elementi rilevati e quindi un generale miglioramento del grado di affidabilità del dato geologico.

Per il rilevamento ci si è avvalsi dei criteri litostratigrafico e geologico-strutturale che hanno consentito la valutazione degli spessori delle formazioni e l'interpretazione dei rapporti giaciture fra le differenti successioni riconosciute.

Le formazioni sono state suddivise in litofacies e membri, raggruppate in sottunità e unità tettoniche come è in uso nella cartografia geologica delle catene a falde e descritte nell'ordine dettato dalla posizione strutturale, dal basso verso l'alto.

I terreni del basamento metamorfico sono stati raggruppati in complessi indifferenziati di basso grado, mentre le relative coperture meso-cenozoiche sono state trattate, come ormai consolidato in letteratura, separatamente in funzione della loro posizione paleogeografica. Nella carta geologica sono stati quindi distinti i contatti primari di carattere stratigrafico dai contatti di natura tettonica e, all'interno di questi, le diverse generazioni di strutture che hanno interessato l'area. Una terza categoria di limite è rappresentato dal contatto di scollamento (denominato contatto tettonico indifferenziato) relativo a coperture sedimentarie cenozoiche caratterizzate da contatti tettonizzati sulle relative sequenze di base.

La campagna di rilevamento ha interessato un'area eterogenea dal punto di vista litologico-strutturale, montuosa ed acclive con fondovali posti a quote superiori a 600 m, spesso non servita da viabilità adeguata ma solamente da mulattiere e sentieri. Alcune limitazioni alla realizzazione della carta sono venute dalle aree boschive e dalla copertura vegetale, dalla recinzione di aree private e di demanio (l'intero Foglio ricade nell'area del Parco dei Nebrodi e del Parco dell'Etna), che hanno costretto i rilevatori ad una estenuante richiesta di permessi di accesso alla viabilità, concessi prontamente dai vari distaccamenti del Corpo Forestale, ma il più delle volte ottusamente negati dai privati.

Gli studi condotti nell'ultimo decennio in Sicilia orientale da parte di diversi ricercatori dell'Università di Catania hanno consentito una migliore conoscenza della geologia di questo settore isolano, e ciò ha comportato una ridefinizione delle unità litostratigrafiche con sostanziale revisione di formazioni e unità già note in letteratura. In questo senso si è posta particolare attenzione ad eventuali riferimenti alla nomenclatura geologica già esistente, allo scopo di facilitare, laddove fossero introdotte nuove suddivisioni litostratigrafiche, l'identificazione dei preesistenti nomi formazionali utilizzati nella letteratura geologica ed in



ottemperanza a quanto consigliato nella pratica stratigrafica dai Quaderni del Servizio Geologico Nazionale.

Per la datazione delle formazioni sedimentarie affioranti ci si è avvalsi di indagini micropaleontologiche, utilizzando prevalentemente foraminiferi e nannofossili calcarei. I campioni (in totale quasi 200) sono stati raccolti sia lungo sezioni stratigrafiche che in maniera sparsa.

Le analisi biostratigrafiche, nell'area del Foglio Randazzo, hanno incontrato notevoli difficoltà per la natura prevalentemente argilloso-quarzarenitica dei depositi maggiormente affioranti (Argille Scagliose Superiori, Flysch di Monte Soro, Flysch Numidico). Raramente i campioni relativi a queste formazioni hanno mostrato un contenuto di microfossili significativo, e molto spesso sono risultati sterili, e ciò ha indotto ad effettuare fitte campionature a tappeto, che alla fine hanno fornito dei dati significativi, ma non tali da permettere una dettagliata ricostruzione bio- e cronostatigrafica. Per quanto riguarda le coperture mesozoiche dell'Unità di S. Marco d'Alunzio, gli affioramenti presenti sono estremamente discontinui e poco estesi; anche in questo caso le analisi effettuate hanno contribuito in parte a migliorare i dati di letteratura disponibili e hanno evidenziato la mancanza di continuità dei livelli studiati.

Lo studio biostratigrafico eseguito sulle coperture cenozoiche presenti, ha invece portato a una discreta scansione temporale degli intervalli campionati. Data la natura prevalentemente terrigena delle formazioni presenti nell'area, il contenuto in foraminiferi spesso è risultato poco significativo e quasi mai è stato possibile attribuire le associazioni riconosciute a schemi biozonali. Al contrario, le analisi basate sui nannofossili calcarei hanno generalmente consentito una ricostruzione in termini di biozone delle formazioni studiate.

Tutte queste motivazioni hanno consentito di compilare uno schema bio-cronostatigrafico solo dell'intervallo Cenozoico ed esclusivamente suddiviso sulla base dello studio dei nannofossili.

Per la caratterizzazione petrografica delle rocce sedimentarie si è fatto riferimento prevalentemente a dati di letteratura, corredate, ove possibile, anche dalle analisi dei minerali minori e dei minerali pesanti.

Per le coperture laviche sono state effettuate, oltre all'esame petrografico in sezione sottile al microscopio, 23 analisi petrochimiche su campioni prelevati, in modo tale da garantire la caratterizzazione di tutte le unità laviche affioranti nel Foglio, considerando anche un gran numero di dati pubblicati ed inediti (v. Cap. Petrografia e Geochimica del Vulcanico).

Le messe di dati raccolti sia di carattere geologico che biostratigrafico che petrografico-vulcanologico sono stati integrati con quelli delle ricerche in corso a carattere multidisciplinare, supportate da fondi CNR e MURST.

La convergenza di dati di diversa provenienza completa l'interpretazione dei risultati ottenuti dal rilevamento geologico e rende più affidabili le conoscenze scientifiche dell'area.

## 2. - CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI

I caratteri geografici dell'area del Foglio sono notevolmente differenti in funzione delle diverse litologie affioranti. Il Foglio Randazzo può essere ripartito in due prevalenti classi litologiche: quelle sedimentarie affioranti per oltre l'80% dell'intera area (se si escludono limitati lembi di rocce metamorfiche), mentre la restante parte è rappresentata da vulcaniti che affiorano su una superficie di circa 100 km<sup>2</sup> con coperture laviche che si estendono da quota 2100 m, nel settore sud-orientale del Foglio, a quota 700 m, in prossimità del Castello di Maniace e delimitate dai corsi principali del T. della Saracena (bassa valle del F. Flascio) e dall'alto corso del F. Alcántara. Si tratta essenzialmente di colate di lava emesse da bocche effusive parassite, situate sul medio-alto versante del vulcano, alcune delle quali sono situate all'interno del Foglio stesso (M. La Nave, M. Pomiciaro, M. Spagnolo, M. S. Maria), costituendo caratteristici rilievi di forma tronco-conica (coni di tefra: *cinder cone*), formati dall'accumulo per ricaduta di materiali piroclastici (bombe, lapilli, ceneri) ed incisi alla sommità da una depressione craterica. Le colate di lava più recenti, da età storica a non datate, presentano comunemente superfici di tipo *aa* e più raramente *pahoehoe*, con suolo assente o scarsamente sviluppato e vegetazione pioniera (da muschi e licheni a ginestra e radi esemplari di *Pino laricio*), mentre quelle relativamente più antiche presentano, soprattutto alle quote inferiori, un suolo ben sviluppato con superfici fortemente degradate e morfologia non riconoscibile, sono intensamente coltivate o ricoperte da una densa vegetazione boschiva, a seconda del grado di antropizzazione e della quota.

Il settore centro-occidentale dell'area del Foglio è caratterizzato da terreni sedimentari e vi ricadono le vette più alte della catena nebrodica con le cime di M. Soro (1847 m) e di Serra del Re (1754 m), dai cui versanti nasce il F. Simeto, che attraversa l'area del Foglio dalla bassa confluenza del F. di Serravalle.

La dorsale dei Monti Nebrodi, che si incunea tra un versante lavico a sud ed uno cristallino e terrigeno a nord-est, costituisce l'elemento orografico di separazione tra i bacini fluviali drenanti a nord verso il Tirreno e quelli drenanti a est verso la costa ionica. In entrambi i versanti i bacini fluviali sono sottoposti agli effetti di un notevole sollevamento regionale iniziato a partire dal Pleistocene che ne comporta un continuo ringiovanimento. Tuttavia nel versante

meridionale, dalla fine del Pleistocene medio in poi, le fasi di approfondimento dei corsi d'acqua tributari del F. Simeto sono state interrotte a causa di ripetuti fenomeni di sbarramento del corso principale da parte delle lave etnee che hanno comportato un generale sovralluvionamento dei fondovalle (ROMANO, 1982; CATALANO, 1996; BRANCA & CATALANO, 2000).

L'area del Foglio Randazzo è caratterizzata da fenomeni di erosione selettiva e dal rapido accumulo di materiali vulcanici che rendono difficile la valutazione del reale significato di alcune morfologie. Le numerose forme relitte sospese al di sopra del livello dell'erosione attuale e la loro ampia dislocazione altimetrica hanno reso difficile, se non addirittura impossibile, in mancanza di una conoscenza complessiva dell'intero paesaggio della dorsale nebrodica, una loro correlazione basata solo sulle quote.

Secondo CATALANO (1996, pag. 371) è possibile “distinguere un paesaggio fluvio–denudazionale alla sommità dei versanti, mostrante i caratteri di una paleosuperficie erosionale fortemente discordante rispetto all'assetto litostrutturale e che supporta un reticolo idrografico poco inciso, di cui sono conservati antichi tracciati fluviali ad andamento meandriforme e da cui emergono reali elementi molto degradati di un antico paesaggio monoclinale a scarsa energia di rilievo”.

Il settore ricoperto dai prodotti eruttivi non mostra un reticolo idrografico sviluppato, essendo ivi assenti corsi d'acqua perenni, sia per la moderata piovosità (1000-500 mm/anno), concentrata in limitati periodi dell'anno (ANNALI SERV. IDROGRAFICO, 1920 -1990; COSENTINO, 1974; RAIMONDI *et alii*, 1999), sia per la grande permeabilità dovuta alla fessurazione dei terreni vulcanici. Come sarà meglio esposto in seguito, è da segnalare inoltre l'età molto recente della maggior parte delle lave, in molte delle quali sono tuttora conservate delle morfologie di dettaglio originarie. Queste sono caratterizzate da dorsali e depressioni allungate nella direzione di massima pendenza, corrispondenti a canali di flusso preferenziale delle colate, con sviluppo longitudinale molto eterogeneo e con irregolari ramificazioni e confluenze, che non agevolano la concentrazione delle acque di ruscellamento su aste di deflusso ben definite. Sono inoltre assenti zone ad acclività accentuata, dato che la fascia pedemontana sulla destra orografica del F. Alcàntara si sviluppa per un'ampiezza superiore a 3 km con pendenze inferiori al 10%, e a monte solo eccezionalmente mostra pendenze superiori al 30% (CRISTOFOLINI *et alii*, 1982). Il complesso di tali fattori non ha quindi agevolato l'incisione di significative linee di impluvio nella zona interessata dalla copertura lavica.

Di rilevanza per l'interpretazione della sequenza dei terreni vulcanici, appare la presenza a varie quote di superfici con depositi alluvionali lungo il corso del F. Alcàntara. Immediatamente ad est di Randazzo, in prossimità della confluenza con il T. Favoscuvo, sono state riconosciute due superfici terrazzate

(cfr. CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA, 1979), rispettivamente a 18-20 m e 50 m più in alto rispetto all'attuale fondovalle, limitate da scarpate al cui piede si sono formate fasce di detrito: il deposito del terrazzo superiore è costituito da ciottoli di rocce prevalentemente sedimentarie in una matrice sabbioso-siltitica, mentre in quello inferiore appare nettamente più abbondante la componente ruditica di origine vulcanica. Si tratta di depositi terrazzati dovuti a sbarramento del corso d'acqua da parte di distinte colate laviche, che hanno provocato la formazione a monte di un bacino lacustre, il cui emissario ha inciso una via di deflusso al limite tra i terreni del substrato sedimentario più agevolmente erodibili e quelli della copertura vulcanica (CHESTER & DUNCAN, 1982; DI GRANDE, 1987). Una situazione analoga in uno stadio evolutivo iniziale si può riscontrare in corrispondenza del Lago Gurrída, ad ovest di Randazzo, dove estese colate (di cui la più elevata è localmente nota come lava di S. Venera) hanno colmato il fondo vallivo, determinando a monte la formazione di un bacino (SCHILIRÒ, 1984), che costituisce oggi la più estesa ed importante "zona umida" dell'Etna. Un deposito simile, alla periferia orientale di Randazzo, in una zona a pendenza inferiore al 5%, dove oggi non si riconoscono corsi d'acqua attivi, ricopre lave a superficie molto degradata del Vulcano Ellittico e si potrebbe riferire al deposito, poi terrazzato ( $b_{na}$ ), di un torrente che ha subito uno sbarramento; successivamente una colata di età non definita del Vulcano Mongibello, potrebbe essersi incanalata con la lingua più avanzata nel fondo vallivo di questo torrente, provocandone il colmamento.

## II - STUDI PRECEDENTI

### 1. - INQUADRAMENTO REGIONALE

#### 1.1. - Settore Calabro – Peloritano

Il settore d'orogene in cui ricade il Foglio Randazzo si colloca in una fascia di sovrapposizione di due catene, la Catena Kabilo-Calabride, originatasi dalla delaminazione del margine europeo, e la Catena Appenninico-Maghrebide, derivante dalla deformazione delle originarie coperture sedimentarie tetidee *s.l.* Questo settore rappresenta anche la terminazione meridionale del cosiddetto Arco Calabro-Peloritano che, a partire dalla fine del secolo scorso è stato oggetto di studio da parte di molti geologi di scuole sia italiane che straniere, alimentando nel suo assieme, secondo una definizione di OGNIBEN (1960), una “polemica pro e contro le teorie faldistiche”.

Data la notevole mole di pubblicazioni che interessano l'area studiata, vengono presi in considerazione soltanto quei lavori che rivestono carattere generale, mentre si rimanda a specifici capitoli per ciò che concerne gli aspetti particolari o tematici.

La prima monografia di geologia regionale sul sistema montuoso Nebrodi-Peloritani risale alla fine dell'Ottocento, quando BALDACCÌ (1886) pubblicò la "Descrizione geologica dell'isola di Sicilia", accompagnata da una carta geologica a scala 1:100000 (Servizio Geologico d'Italia). L'interpretazione geologica dell'opera risente delle idee fissiste, cioè non vengono accettati i grandi ricoprimenti tettonici legati all'orogenesi. L'opera tuttavia riveste un

notevole interesse, se non altro per la minuziosa descrizione dei terreni affioranti con riferimenti anche al contenuto paleontologico, che aveva consentito di ricostruire una stratigrafia attendibile, se si tiene conto dell'epoca in cui la pubblicazione venne redatta. Comunque a tutt'oggi, dopo cioè più di un secolo, l'unica cartografia geologica ufficiale dell'intera zona è rimasta quella di Baldacci, poichè la riedizione della Carta Geologica d'Italia, realizzata negli anni 60, non è arrivata ad interessare l'intera Sicilia.

All'inizio di questo secolo cominciano ad apparire i primi modelli faldistici con LUGEON & ARGAND (1906), applicati poi anche all'Arco Calabro-Peloritano e riprese da QUITZOW (1935), il quale suppone che l'Arco Calabro-Peloritano sia costituito da un'anticlinale ercinica metamorfica rovesciata, intrusa da graniti, su cui poggiano in trasgressione terreni mesozoici e terziari. Lo stile è quello di una catena a falde di ricoprimento e scaglie tettoniche.

Tali concezioni faldistiche verranno tuttavia sviluppate in modo analitico solamente a partire dagli anni sessanta da OGNIBEN (1960 e segg.) e da TRUILLET (1968). Il primo interpreta le strutture di corrugamento appenninico secondo il modello di geosinclinale di AUBOIN (1965), in particolare le unità calabridi come derivanti da una zona di "massiccio interno". Secondo l'Autore i terreni legati al Complesso Calabride risultano formati da quattro falde. La più profonda strutturalmente e anche la più meridionale è la Falda di Longi, in ricoprimento tettonico sui terreni del Complesso Sicilide. Essa è costituita da un basamento semimetamorfico, su cui giace trasgressiva una successione sedimentaria di soglia subsidente dal Lias all'Eocene, chiusa verso l'alto dal Flysch di Frazzanò.

Al di sopra di questa prima falda si sovrappone la Falda di Galati, data da filladi con "residui erosivi" di blocchi di calcari titonici. Segue la Falda di Mandanici, caratterizzata da filladi di bassa epizona e da resti di un'originaria copertura mesozoica, rappresentata da calcari a Calpionelle del Cretacico inferiore. Alla sommità, l'edificio calabride viene chiuso dalla Falda dell'Aspromonte, distribuita prevalentemente nella parte più settentrionale dei Peloritani ed in Calabria e costituita da metamorfiti di alto grado con intrusioni granitiche. Le quattro falde sono ricoperte trasgressivamente dal Flysch di Capo d'Orlando, che rappresenterebbe la prosecuzione della sedimentazione del Flysch di Frazzanò dopo la messa in posto delle falde. Secondo l'Autore il trasporto orogenico delle falde calabridi sul Complesso Sicilide sarebbe avvenuto nel Tortoniano e avrebbe coinvolto i terreni del Complesso Sud-Liguride e il Complesso Post-Sudliguride.

TRUILLET (1968) interpreta il sistema montuoso dei Peloritani come una grande piega coricata ercinica, formata da un nucleo di terreni cristallini passante verso l'esterno a terreni epimetamorfici, che costituirebbero il basamento di successioni sedimentarie mesocenozoiche. L'Autore suddivide i

depositi della copertura carbonatica del basamento cristallino (*Chaine calcaire*) rispettivamente dall'esterno verso l'interno, quindi da sud verso nord, in *Chaine bordière*, Unità di Ali ed Unità di Novara. La prima, rappresentata nel bordo meridionale del dominio peloritano a contatto diretto sul Flysch Esterno (Flysch di M. Soro), è a sua volta costituita da due unità: inferiormente l'Unità di Longi-Gallodoro, caratterizzata da una serie carbonatica condensata di età mesocenozoica, costituente il paleomargine del bacino, e superiormente l'Unità di Taormina, la cui successione carbonatica è continua e subsidente e quindi collocabile nella parte centrale dell'originario bacino di sedimentazione. L'Unità di Ali mostra una successione carbonatica simile a quella di Taormina. Infine l'Unità di Novara è costituita da una sequenza carbonatica del Giurassico superiore-Cretacico inferiore, che si sovrappone tettonicamente a un conglomerato rosso di probabile età eocenica. Il medesimo Autore propone uno schema paleogeografico, entro cui colloca a nord e a sud rispettivamente l'Unità di Novara e quella di Longi-Gallodoro e nella parte centrale dell'originario bacino le Unità di Taormina e di Ali. Il tutto è suturato da due formazioni terrigene terziarie, separate da un periodo d'intensa erosione: la prima è rappresentata dai conglomerati rossi medioeocenici discordanti sulla *Chaine bordière*, la seconda dall'oligo-miocenico Flysch di Capo d'Orlando. Questo sarebbe ricoperto tettonicamente da un "Flysch interno" (le Argille Scagliose Antisicilidi per LENTINI *et alii*, 1987) e da una Molassa calcarea postorogena (cioè le Calcareniti di Floresta) trasgressiva.

Negli anni settanta una serie di studi di dettaglio sull'Arco Calabro-Peloritano, riassumibili praticamente in quelli di LENTINI & VEZZANI (1975), LENTINI (1975), BONARDI *et alii* (1976), e AMODIO MORELLI *et alii* (1976), porta a sostanziali differenze di interpretazione dell'assetto strutturale della Sicilia nord-orientale.

Il quadro proposto da LENTINI & VEZZANI (1975) e mantenuto in LENTINI (1975) e LENTINI *et alii* (1987), interessa il settore meridionale dei Peloritani, lungo gli allineamenti Sant'Agata di Militello-Taormina e Capo S. Andrea-Novara di Sicilia-Raccua. Qui gli Autori distinguono cinque unità stratigrafico-strutturali ordinate dal basso verso l'alto e dall'esterno verso l'interno:

1) Unità di Capo S. Andrea, costituita da una successione prevalentemente carbonatica mesocenozoica lacunosa e condensata;

2) Unità di Taormina, data da una successione carbonatica mesocenozoica continua, con livelli medioliassici in facies di bacino;

3) Unità di Longi, caratterizzata da una sequenza simile alla precedente (tant'è che nei successivi lavori si preferirà usare il termine di Unità Longi-Taormina);

4) Unità di S. Marco d'Alunzio, rappresentata da una successione carbonatica mesozoica poco potente e lacunosa;

5) Unità di Rocca Novara, data da una sequenza con termini di piattaforma carbonatica del Malm, evolvente a facies di bacino nel Cretacico superiore-Eocene e a un conglomerato rosso eo-oligocenico.

Le cinque unità sedimentarie poggiano su un unico basamento ercinico semimetamorfo e sono ricoperte tettonicamente, in ordine, dalla Falda di Mandanici e da quella dell'Aspromonte. Esse, ubicate originariamente più all'interno, sarebbero rappresentate esclusivamente da terreni metamorfici di basso e di medio-alto grado, mancando residui di un'eventuale copertura sedimentaria.

Nel quadro paleogeografico proposto da LENTINI & VEZZANI (1975) le unità di Longi e di Taormina sarebbero state ubicate nel depocentro del bacino di sedimentazione, le unità di Capo S. Andrea e di S. Marco d'Alunzio si sarebbero trovate in condizione di "soglia", rispettivamente esterna ed interna, per tutta la loro evoluzione. L'Unità di Rocca Novara rappresenterebbe la sequenza più interna, in quanto l'"annegamento" della piattaforma carbonatica supragiurassica sarebbe avvenuta in tempi molto più recenti e cioè nel Cretacico inferiore, rispetto a quella di Taormina. Infine le unità cristalline di Mandanici e dell'Aspromonte dimostrerebbero la tendenza di soglia positiva del massiccio interno calabride.

Su tutti questi terreni poggia trasgressivamente l'oligo-miocenico Flysch di Capo d'Orlando, che rappresenta la prosecuzione della sedimentazione flyschoida dopo la messa in posto delle falde, e che assumerebbe il ruolo di deposito post-orogeno rispetto alle fasi tettoniche calabridi, ma di pre-orogeno rispetto alle successive fasi deformative.

Nel modello proposto da BONARDI *et alii* (1976) le diverse unità stratigrafico-strutturali dei M. Peloritani sono rappresentate, dal basso verso l'alto, da:

- 1) Unità Longi-Taormina, costituita da più scaglie tettoniche comprendenti un basamento epimetamorfo ed una copertura sedimentaria mesocenozoica;
- 2) Metabasiti dei Borghi, rappresentate da metabasiti con una sottile copertura di filladi più o meno carbonatiche e scisti policromi;
- 3) Unità Fondachelli-Portella Mandrazzi, formata da filladi, metareniti e quarziti di basso grado metamorfo;
- 4) Unità di Ali, data da una successione mesozoica a debolissimo metamorfismo, interpretata dubitativamente come copertura dell'unità sottostante;
- 5) Unità di Mandanici, costituita da terreni di basso-medio grado metamorfo;
- 6) Unità dell'Aspromonte, formata da terreni metamorfici di medio ed alto grado;



7) Unità di Novara, rappresentata esclusivamente da terreni sedimentari mesozoici e interpretata dubitativamente come l'unità strutturalmente più elevata della catena peloritana.

Infine, nel modello di AMODIO MORELLI *et alii* (1976) sull'evoluzione palinspastica dell'area mediterranea e sulla conseguente formazione dell'Arco Calabro-Peloritano, quest'ultimo è interpretato come un frammento di Catena Alpina sovrascorso durante il Miocene inferiore sulla Catena Appenninico-Maghrebide. In questo schema la Catena Alpina è costituita dall'edificio cretacico-paleogenico "Europa vergente", formato da coltri ofiolitiche di tipo pennidico e liguride e da coltri cristalline di tipo austroalpino. La Catena Appenninica, ossia l'orogene neogenico "Africa vergente", è stata suddivisa dagli Autori in due segmenti: il primo ad andamento NO-SE e vergenza a NE, avrebbe come avampaese il blocco apulo; il secondo, con andamento E-O e vergenza a sud, avrebbe come avampaese il Plateau Ibleo.

Per quanto riguarda la Sicilia nord-orientale gli Autori distinguono delle unità paleogeniche "austroalpine" a vergenza africana, costituite dall'Unità di Longobucco-Longi-Taormina e ricoperte tettonicamente dalle unità della Catena Alpina. Queste iniziano dal basso con l'Unità di Bagni-Fondachelli, formata da metapeliti, filladi e quarziti, ascrivibili ad una fase ercinica con una debolissima sovrainpronta metamorfica alpina; segue l'Unità di Mandanici, costituita da un basamento filladico con intercalazioni di calcari cristallini e di metabasiti e con trucioli tettonici intercalati al contatto con la soprastante Unità di Castagna. Quest'ultima comprende gran parte dei terreni meso e catametamorfici della Falda dell'Aspromonte dei precedenti Autori.

Tali unità vengono attribuite alla Catena Alpina e l'Unità di Stilo costituirebbe l'unità tettonica più elevata di tutto l'edificio. A quest'ultima sarebbero ascrivibili i "klippen" calcarei dell'allineamento Forza d'Agrò-Novara di Sicilia-Ucria, che si sarebbero accavallati all'apice dell'edificio alpino come unico frammento di provenienza europea. Tali vedute modificano di molto il quadro paleogeografico e la ricostruzione della relativa evoluzione che gli Autori precedenti avevano proposto.

## 1.2. - SETTORE APPENNINICO-MAGHREBIDE

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

Nella letteratura geologica successiva il "Complesso Sicilide" ha mantenuto inalterato il proprio significato dal punto di vista della posizione strutturale

anche se sono state inserite via via un maggior numero di terreni prima assegnati ad altri complessi (es. parte del Flysch Numidico), con suddivisioni differenti in termini di unità stratigrafico-strutturali.

In generale ancora oggi nelle Unità Sicilidi sono comprese sequenze sedimentarie che vanno dal 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, evolventi 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 alla Falda di Cesarò sono state attribuite anche le "Calciruditi e calcareniti del M. Pomiere" di età paleocenica (Foglio "Mistretta", SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1972).

La Falda di Troina è rappresentata da una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolventi alla "preflyscioide" 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 e da tufiti andesitiche, intercalate a livelli marnoso-calcarei nelle aree nebrodiche di S. Teodoro e di Tusa (Tufiti di Tusa).

Secondo l'Autore le due falde deriverebbero dalla deformazione di un'unica successione stratigrafica, il cui raddoppio e messa in posto si sarebbero 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 titonico-supracretacea (Falda di Cesarò), con una generalizzata inversione dei rapporti originari. Entrambe le "falde" sarebbero, quindi, state ricoperte in discordanza dal Flysch di Reitano, di età supraoligocenica 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, 1990a,b, 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.

La Falda di Cesarò, 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 una 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, b; CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA, 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 per la stesura del Foglio Randazzo.

Le evidenze di terreno, sia di carattere stratigrafico sia strutturale, che prioritariamente sono state considerate, possono essere sintetizzate come segue:

a) Le differenti Unità Sicilidi tendono ad aprirsi a cuneo verso le aree esterne con progressivo assottigliamento, fino alla scomparsa, verso le aree interne. Ad esempio le Unità di Nicosia e di Troina hanno massimo sviluppo nelle aree pedemontane dei Monti Nebrodi, si rastremano lungo il margine meridionale dei Nebrodi e sono assenti nelle aree di contatto con le Unità Kabilo-Calabridi. Analogamente le "Argille Scagliose Superiori" e l'Unità di M. Soro sono maggiormente sviluppate nella dorsale nebrodica e si riducono verso nord ad uno spessore di poche decine di metri compreso tra l'Unità di M. Salici alla base e l'Unità Calabride al tetto. Questa geometria può essere dovuta sia ad una

progressiva accrezione di elementi nell'ambito di un cuneo, che a una parziale mobilitazione dei termini alti di un'unica successione stratigrafica con loro avanzamento tettonico rispetto alla base.

b) La successione del Flysch di M. Soro poggia direttamente sui termini dell'Unità di M. Salici, riconoscibile fino alle aree esterne dell'orogene con spessori relativamente costanti, senza l'interposizione dell'Unità di Troina e dell'Unità di Nicosia.

c) Le "Argille Scagliose Superiori", al tetto delle quarzareniti del Flysch di M. Soro, mostra associazioni a nannoflore non più recenti dell'Aptiano nelle zone settentrionali, e di età Campaniano nei settori meridionali. La formazione costituisce un *mélange* tettonico contenente blocchi di notevole estensione di quarzareniti ed argilliti fissili nerastre del Flysch di M. Soro, immersi in una matrice argilloso-marnosa con caratteristici livelli di calcari marnosi colore avana e a frattura prismatica. Questo orizzonte è stato strutturalmente separato, per il diverso grado di deformazione, dalle successioni più regolari del flysch e denominato in LENTINI *et alii* (1996a, b) Unità delle "Argille Scagliose Superiori". La posizione geometrica di tale unità è confermata dall'appoggio diretto su di essa delle unità cristalline calabridi.

d) Il contatto tettonico di accavallamento del Flysch di M. Soro e delle sovrastanti "Argille Scagliose Superiori" sull'Unità di Troina è un sovrascorrimento di età recente, non più vecchio del Pliocene medio (CATALANO, 1996; LENTINI *et alii*, 1997; CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA, 2000). Al letto di tale sovrascorrimento, lungo l'allineamento Maniace-Randazzo, sono ancora ben visibili i rapporti originari di sovrapposizione dell'Unità di Troina sull'Unità delle "Argille Scagliose Superiori" e di queste sull'Unità di M. Soro. È da sottolineare che la successione dell'Unità di Troina è limitata verso il basso all'intervallo oligocenico delle Argille Varicolori Superiori, per cui l'appoggio sulle sottostanti "Argille Scagliose Superiori" è caratterizzato da orizzonti recenti su orizzonti antichi. Ciò permette di interpretare il contatto come un "contatto di scollamento".

e) La successione sicilide completa dei termini supracretacico-eocenici (Argille Scagliose e Formazione di Polizzi) è stata ritrovata al di fuori del Foglio Randazzo solo alla base della sequenza numidica dell'Unità di Nicosia. In particolare le Argille Scagliose del Cretacico superiore mostrano un'età più recente delle "Argille Scagliose Superiori". Ciò comporta che a differenza dello schema di OGNIBEN (1960), le Argille Scagliose affioranti nelle aree esterne dell'edificio orogenico costituiscono un orizzonte distinto dalle argille poste al tetto del Monte Soro e le nuove datazioni proposte eliminano un precedente vincolo stratigrafico, evidenziato in LENTINI (1982) che impediva di collocare le successioni sicilidi al tetto del Flysch di Monte Soro.

### 1.3. - IL "VULCANO ETNA" (R. Cristofolini)

Benché molti redattori di cronache e studiosi si siano interessati alle manifestazioni eruttive del vulcano anche nei secoli precedenti, i primi studi di impronta moderna sull'Etna datano dalla prima metà del XIX secolo, quando essenzialmente due studiosi, Carlo GEMMELLARO e SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, oltre a LYELL (1859), diedero inizio a ricerche sistematiche sul vulcano, che trova una sintesi in due opere ancora oggi fondamentali (SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN, 1880, pubblicato postumo ed integrato da VON LASAULKX; GEMMELLARO, 1858-60), che riportano anche notizie sulle conoscenze raccolte nei secoli precedenti. Accanto a questi due contributi GEMMELLARO e la "scuola" catanese da lui promossa e raccolta nell'Accademia Gioenia di Scienze Naturali, fondata nel 1824, produssero decine di lavori sui vari aspetti riguardanti il vulcano, i suoi prodotti e la sua attività. In particolare, già in quegli anni venne riconosciuta l'esistenza di due distinti edifici, il Trifoglietto (asse feldspatico) più antico, ed il Mongibello (asse pirossenico), sulla base della litologia dei prodotti e delle giaciture della bancate di lave e tufi.

Negli anni immediatamente successivi un ulteriore impulso di conoscenze venne dall'elaborazione della Carta Geologica del Servizio Geologico alla scala 1.100.000, ancor oggi unico documento ufficiale per quanto riguarda la regione Etnea (cfr. BALDACCI, 1886). Da allora e fino alla seconda metà del '900, in particolare le indagini geologiche sui terreni vulcanici non ebbero particolare rilevanza, pur essendo rimasta costante l'attenzione alle fenomenologie eruttive, alle singole manifestazioni di attività dell'Etna ed allo studio mineralogico e petrografico dei suoi prodotti (DE FIORE, 1919; DI FRANCO, 1930, 1942; IMBÒ 1928). A partire dagli anni intorno al 1960 si è avuto un rinnovato interesse rivolto al vulcano, che ha portato alla pubblicazione di decine di lavori, che hanno gradualmente permesso anche il riconoscimento della grande complessità della successione stratigrafica dei suoi prodotti e delle strutture che hanno determinato ed influenzato lo sviluppo, oltre che ad una migliore interpretazione dei processi magmatogenici, dei diversi tipi di attività e dei meccanismi eruttivi.

L'insieme dei risultati raggiunti nei lavori di cui si è fatto cenno ha contribuito alla redazione di una CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) e di una memoria cui si fa riferimento per le citazioni bibliografiche (ROMANO ED., 1982), che compendiano lo stato delle conoscenze raggiunte fino al 1980 sul vulcano, sui caratteri dei magmi che lo alimentano, sui suoi rapporti con il substrato e sulle strutture regionali che ne hanno condizionato lo sviluppo. In dettaglio la successione eruttiva è stata suddivisa in diversi "periodi", dai primi livelli tholeiitici basali fino ai prodotti del Mongibello (a sua volta costituito dai prodotti di più centri eruttivi: Ellittico, Leone e Mongibello Recente), attraverso

le manifestazioni dei Centri Alcalini Antichi e del Trifoglietto, in ognuno dei quali si sono individuate sequenze attribuite all'attività di diversi centri. Parziali revisioni ed aggiornamenti allo schema proposto sono stati introdotti successivamente, mantenendo comunque inalterato il suo impianto complessivo (v. FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989; CRISTOFOLINI *et alii*, 1991), anche a seguito di nuove datazioni radiometriche (GILLOT *et alii*, 1994) che hanno fornito delle ulteriori e meglio definite precisazioni sugli intervalli temporali in cui si sono sviluppate le diverse attività. Il quadro sintetico della successione risultante è quindi (Tab. 1):

TAB. 1 - *Distribuzione delle vulcaniti affioranti attribuibili alle diverse unità dell'edificio vulcanico* (cfr. ROMANO, 1982; FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989).

Età	Unità	Centri
da 35 ka a Presente	Mongibello	Mongibello Recente Leone-Ellittico post-caldera Ellittico-Ellittico pre-caldera
da 65 ka a 35 ka	Trifoglietto	Trifoglietto II e centri minori (riscontrati solo nel settore orientale)
tra 80 ka e 220 ka	Centri Alcalini Antichi	Trifoglietto I Calanna e successioni di centri non distinti più antichi
da 300 a 600 ka	Livelli basali	Centri non distinti con prodotti tholeiitico-transizionali

In base alle datazioni radiometriche esistenti rimane aperto il problema dell'esistenza di una possibile, ma non documentata, lacuna di attività nell'intervallo basale, essenzialmente tholeiitico, tra circa 500 e 300 ka e di un'ulteriore lacuna tra la fine dello stadio dei livelli basali e l'inizio della successione dei Centri Alcalini Antichi, nei cui livelli più profondi si ritrovano termini transizionali alle tholeiiti. Inoltre, mentre appare sufficientemente caratterizzata la successione tra 80 e 35 ka nel settore orientale (Trifoglietto), manifestazioni analoghe non risultano presenti, né in affioramento né in sondaggi nei rimanenti settori del rilievo vulcanico; l'estesa e continua copertura di espandimenti recenti d'altra parte non ha finora consentito di identificare i rapporti geometrici tra i Centri dell'Unità del Trifoglietto e altri diversi apparati la cui esistenza nei settori settentrionale e meridionale (Piano Provenzana, Sciarra del Follone, M. Denza, M. Po - Tardaria) è indicata da elementi geomorfologici (CRISTOFOLINI *et alii*, 1982 ; ROMANO, 1982). Pertanto non è

chiaro se questi siano attribuibili all'intervallo di attività dei Centri Alcalini Antichi oppure almeno in parte coevi a quello del Trifoglietto.

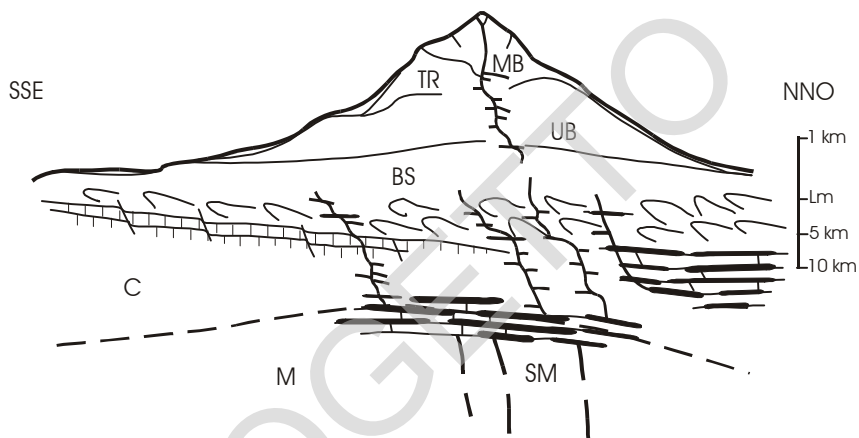


Fig. 1 - Sezione schematica NNO-SSE (Randazzo - Acitrezza) del massiccio vulcanico, con i rapporti tra la successione vulcanica ed il substrato e tra i principali elementi della sequenza eruttiva. Si noti la diversa scala delle altezze sopra e sotto il livello del mare (lm).

MB: Supersintema Mongibello (COLTELLI *et alii*, 1994; CALVARI *et alii*, 1994; Sintemi Concazze e Il Piano); TR: Unità del Trifoglietto (Sintemi Cuvigghiani e Giannicola, COLTELLI *et alii*, 1994; CALVARI *et alii*, 1994); UB: Unità litosomatiche basali (età > 80 ka); BS: livelli del substrato sedimentario; SM: serbatoio magmatico; C: crosta continentale; M: mantello (modificato da CRISTOFOLINI *et alii*, 1981).

Successivamente, oltre ad una migliore definizione dei caratteri petrochimici e geochimici dei prodotti di alcune porzioni della successione etnea, inquadrata nel loro contesto geologico-strutturale, si è iniziata la revisione sistematica e critica dei suoi termini secondo le indicazioni della Guida al rilevamento dei terreni vulcanici (LA VOLPE *et alii*, 1992) a partire dalla Valle del Bove (COLTELLI *et alii*, 1994; CALVARI *et alii*, 1994) (Fig. 1 e 2), fondata sul riconoscimento di unità geometricamente definibili sulla base di discontinuità riconoscibili in campagna (UBSU); tale approccio ha portato all'introduzione (cfr. legenda F. Acireale), di termini precedentemente non utilizzati ed alla definizione di Unità, sia formali che informali, con denominazioni precedentemente utilizzate con significati diversi.

Viene esposto di seguito un tentativo di definire la corrispondenza tra i diversi termini di rango superiore affioranti nella Valle del Bove, secondo gli schemi di ROMANO (1982) e di COLTELLI *et alii* (1994) e CALVARI *et alii* (1994), riferibili ad un intervallo temporale tra circa 80 ka ed il presente:

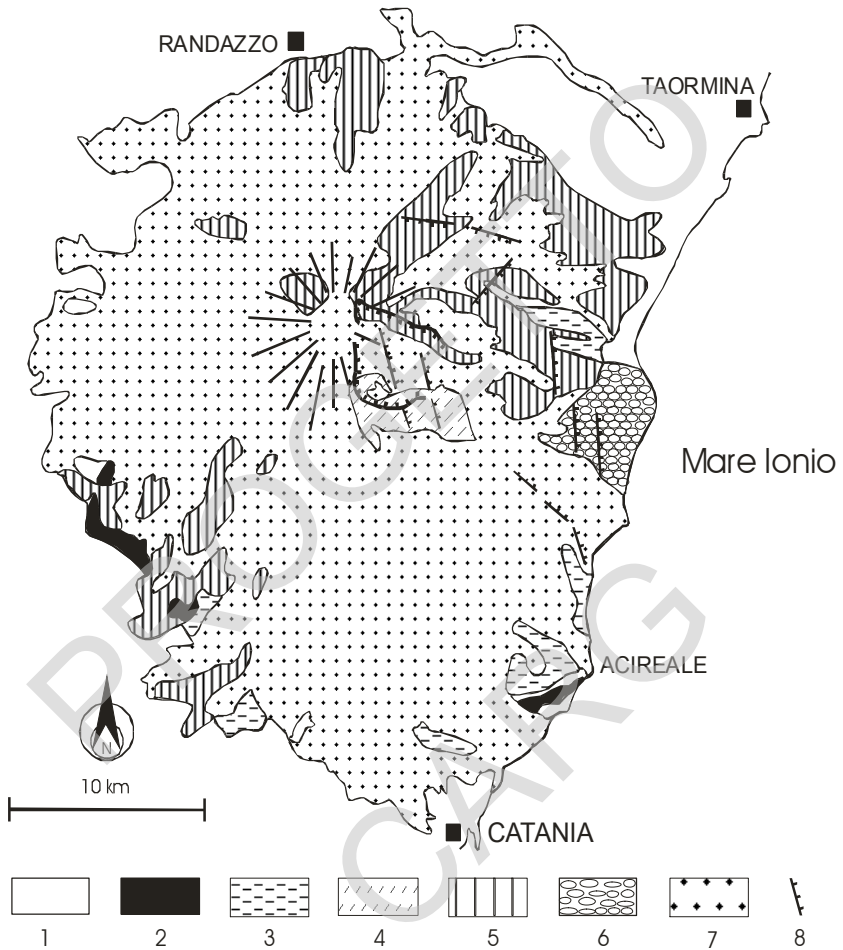


Fig. 2 – Carta geologica schematica dell'Etna.

1) Terreni sedimentari indistinti del substrato; 2) Vulcaniti basali da subalcaline a transizionali; 3) Unità litosomatiche antiche di serie alcalino-sodica (età > 80ka); 4) Vulcaniti dell'Unità del Trifoglietto (ROMANO, 1982); 5) Vulcaniti del Sistema Concazze (Mongibello Antico; ROMANO, 1982); 6) Depositi vulcano-detriftici (Chiancone); 7) Vulcaniti recenti del Sistema Il Piano (età < 15 ka); 8) Faglie normali principali.



COLTELLI <i>et alii</i> , (1994) e CALVARI <i>et alii</i> , (1994)			ROMANO (1982)	
Supersintema	Sintema	Unità litosomatica	Unità	Centro
MONGIBELLO	Il Piano		MONGIBELLO	Mongibello Recente, Leone, Ellittico
	Le Concazze	Ellittico, Pomiciaro, Tripodo		
	Cuvigghiuni		TRIFOGLIETTO	Belvedere, Serra Giannicola, Vavalaci, Trifoglietto II
	Giannicola	Salifizio, Giannicola Grande, Trifoglietto		
		Rocca Capra	CENTRI ALCALINI ANTICHI	Trifoglietto I

Le differenze principali dei due schemi, conseguenti al diverso approccio sistematico, risiedono, in quello più recente, nella mancata definizione di raggruppamenti di ordine superiore via via che si passa ai termini più antichi, oltre che nell'individuazione, esclusivamente in corrispondenza della Caldera dell'Ellittico (15 ka), di una discontinuità di primo ordine che divide le manifestazioni del Sintema Le Concazze da quelle di Il Piano. Questo ha portato quindi all'attribuzione dei prodotti di riempimento calderico, parzialmente traboccati oltre il suo bordo (Centro del Leone - Ellittico post-calderico) al Sintema più recente, nonostante questi abbiano mediamente caratteri molto più simili a quelli emessi negli episodi precedenti (precedentemente attribuiti al Mongibello Antico - Centro dell'Ellittico).

PROGETTO  
CARG

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

L'odierna configurazione geologica del Mediterraneo centrale è dominata dall'Orogene appenninico-maghrebide, che 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.

In Sicilia nord-orientale affiora un segmento dell'Orogene appenninico-maghrebide. In esso sono distinguibili tre principali domini orogenici (*sensu* LENTINI *et alii*, 1994), che caratterizzano tutta la fascia deformata che si estende dall'Africa settentrionale fino all'Appennino centrale. Essi rappresentano tre edifici a thrust tettonicamente sovrapposti, ognuno dei quali assume il rango di "catena" distinta, in quanto caratterizzato da proprie coperture sin- e tardo-orogeniche, con sviluppo 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 nord-orientale, 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 e la Catena Appenninico-Maghrebide, su un sistema a *thrust* sepolto, il Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1990a, b, 1996b).

Nell'insieme l'edificio orogenico è in accavallamento, con vergenza sud-orientale, sulle aree del dominio di avampaese. Queste sono caratterizzate da

un'estesa crosta continentale con una potente copertura carbonatica, il Blocco Pelagiano (BUROLLET *et alii*, 1978), affiorante in corrispondenza del Plateau Ibleo in Sicilia sud-orientale e connesso, attraverso il Canale di Sicilia, al continente africano. Verso est l'avampaese è invece costituito 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, 1986; FINETTI *et alii*, 1996). La transizione tra i due settori dell'avampaese siciliano è interessata 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 si flette al di sotto dei domini orogenici e sottoscorre alle unità pellicolari alloctone, formando dapprima l'avanfossa mediante una serie di faglie a gradinata e passando senza soluzione di continuità al Sistema a *Thrust* Esterno, prodotto dallo scollamento delle coperture sedimentarie del margine interno del Blocco Pelagiano. Questo sistema a thrust (LENTINI *et alii*, 1990a) si è formato, a partire dal Tortoniano, a spese del settore collassato dell'avampaese, quando questo era già sottoscritto alle unità alloctone dei domini orogenici più interni (LENTINI *et alii*, 1994) e si è quindi sviluppato nel sottosuolo, coinvolgendo passivamente nella deformazione anche le unità alloctone sovrastanti. La presenza del sistema a *thrust* sepolto in Sicilia nord-orientale era stata già segnalata al di sotto dell'Etna da CRISTOFOLINI *et alii* (1979) e da LENTINI (1982), ma all'epoca veniva interpretato come la prosecuzione dell'avampaese ibleo collassato al disotto delle unità della catena. La sua attribuzione al Sistema a *Thrust* Esterno, mediante la correlazione con l'edificio a *thrust* affiorante nelle aree esterne della Sicilia occidentale, è stata proposta successivamente (LENTINI *et alii*, 1990a, 1994) sulla base della reinterpretazione di linee sismiche attraverso la Sicilia orientale (BIANCHI *et alii*, 1987) e alla luce di considerazioni sull'intero assetto strutturale dell'isola.

La Catena Appenninico-Maghrebide è il più esterno tra i domini orogenici alloctoni. Essa forma l'ossatura dei Monti Nebrodi e costituisce una copertura di notevole spessore (fino a 7 km) (BIANCHI *et alii*, 1987), poggiante tettonicamente sulle unità sepolte del Sistema a *Thrust* Esterno. L'edificio appenninico-maghrebide si è originato a partire dall'Oligocene superiore ed è attualmente costituito da tre principali "Complessi" litologici. Essi si sono 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) che oceanica (Unità Imeresi), queste ultime riferibili ad un paleodominio ionico (LENTINI *et alii*, 1996a; FINETTI *et alii*, 1996).

Le Unità Sicilidi *s.l.* occupano costantemente la posizione strutturale più elevata nell'ambito dell'edificio. 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 tettoniche Sicilidi sono formate da unità 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 e sono del tutto prive delle originarie coperture terziarie; al tetto delle altre unità sicilidi sono stati riconosciuti livelli terrigeni sommitali via via più recenti verso l'esterno. Essi sono rappresentati rispettivamente da successioni miste tuffitico-silicoclastiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Tufiti di Tusa e Flysch di Troina-Tusa, GUERRERA & WEZEL, 1974; LENTINI *et alii*, 1987), passanti lateralmente a serie miste litarenitico-quarzarenitiche (Flysch Numidico dell'Unità di Nicosia, GRASSO *et alii*, 1987), 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). Le unità sicilidi hanno mantenuto quasi inalterate le proprie posizioni reciproche durante le fasi del trasporto orogenico, fatta eccezione per locali duplicazioni tettoniche dell'intera pila di falde.

Sulle unità appenninico-maghrebidi affiorano in discordanza i depositi relativi a un ciclo deposizionale di età infra-mediomiocenica che nelle aree interne è rappresentato da una successione flyschoide a composizione arcsicolitica (Flysch di Reitano) e in quelle esterne da una successione marnosa langhiano-serravalliana (Marne di Gagliano, CARBONE *et alii*, 1990). A questi terreni sono sovrapposti i cicli terrigeni tortoniano e plio-pleistocenici, che costituiscono il riempimento di bacini sospesi sulle falde, coevi con la deformazione in profondità del Sistema a *Thrust* Esterno (LENTINI *et alii*, 1994).

La Catena Kabilo-Calabride costituisce l'edificio alloctono più interno, estesamente accavallato su quello appenninico-maghrebide. Le Unità Kabilo-Calabridi, derivanti dalla deformazione dell'originario margine europeo, sono rappresentate da frammenti di crosta continentale, costituiti da rocce cristalline di età ercinica, con le relative coperture sedimentarie mesozoico-terziarie (ATZORI & VEZZANI, 1974; LENTINI & VEZZANI, 1975). Esse sono state denominate Unità Kabilo-Calabridi (BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et*

*alii*, 1994) dalla loro distribuzione nelle Kabilie, in Nord Africa e nell'Arco calabro-peloritano.

Al tetto delle unità kabilo-calabridi affiorano successioni terrigene flyschoidi di età Eocene superiore (Flysch di Frazzanò - LENTINI & VEZZANI, 1975) e oligo-miocenica (Flysch di Capo d'Orlando - LENTINI & VEZZANI, 1975) che attestano la deformazione precoce di questo dominio (LENTINI *et alii*, 1995b). I caratteri composizionali dei depositi terrigeni, come risulta dalla natura di alcuni degli elementi costituenti i livelli conglomeratici (MAZZOLENI, 1991; CIRRINCIONE *et alii*, 1995), fanno propendere per una loro alimentazione da aree cristalline identificabili con quelle attualmente affioranti in Sardegna. Queste, un tempo adiacenti alle aree di deposizione dei flysch, sono oggi separate da essi dal Bacino Tirrenico. La stessa evoluzione tettonica della Catena Kabilo-Calabride è stata recentemente messa in relazione con i fenomeni della rotazione oligo-miocenica del Blocco Sardo-Corso (CATALANO *et alii*, 1996). Ciò permette di ipotizzare l'originaria pertinenza europea del basamento cristallino coinvolto nell'edificio kabilo-calabride.

Queste unità affiorano in tutta la dorsale dei Monti Peloritani e si estendono verso sud fino all'allineamento S. Fratello-Giardini, orientato NO-SE, lungo il quale è esposto il contatto tettonico di accavallamento sui sedimenti caotici dell'originario cuneo di accrezione tetideo (LENTINI *et alii*, 1995a). A questo contatto, noto in letteratura come "Linea di Taormina" (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976), è stato assegnato il ruolo di svincolo trascorrente destro, posto alla terminazione meridionale dell'Arco calabro-peloritano. In effetti tale lineamento rappresenta una struttura pellicolare di età Miocene inferiore (LENTINI *et alii*, 1995b).

Le catene che compongono l'orogene sono riconducibili rispettivamente ad un paleomargine europeo (Catena Kabilo-Calabride), ad un bacino tetideo *s.s.* e ad un paleobacino ionico, questi ultimi su crosta oceanica, separati da una crosta continentale, indicata provvisoriamente come crosta "maghrebide" (Catena Appenninico-Maghrebide) ed infine un paleomargine afro-adriatico (Sistema a Thrust Esterno). Linee sismiche del Progetto CROP-Mare hanno permesso di individuare in corrispondenza del bordo tirrenico siciliano un elemento di crosta continentale, denominato appunto "maghrebide" in collisione con il margine della crosta continentale africana (LENTINI *et alii*, 2002).

La convergenza tra i due blocchi continentali europeo e "maghrebide" si è realizzata durante l'Oligo-Miocene, mediante la chiusura del bacino oceanico della Tetide, originariamente posto tra di essi. La crosta oceanica tetidea è progressivamente sottoscorsa al continente europeo avanzante verso il margine africano, mentre i sedimenti oceanici sono stati soggetti a scollamenti e sovrapp-

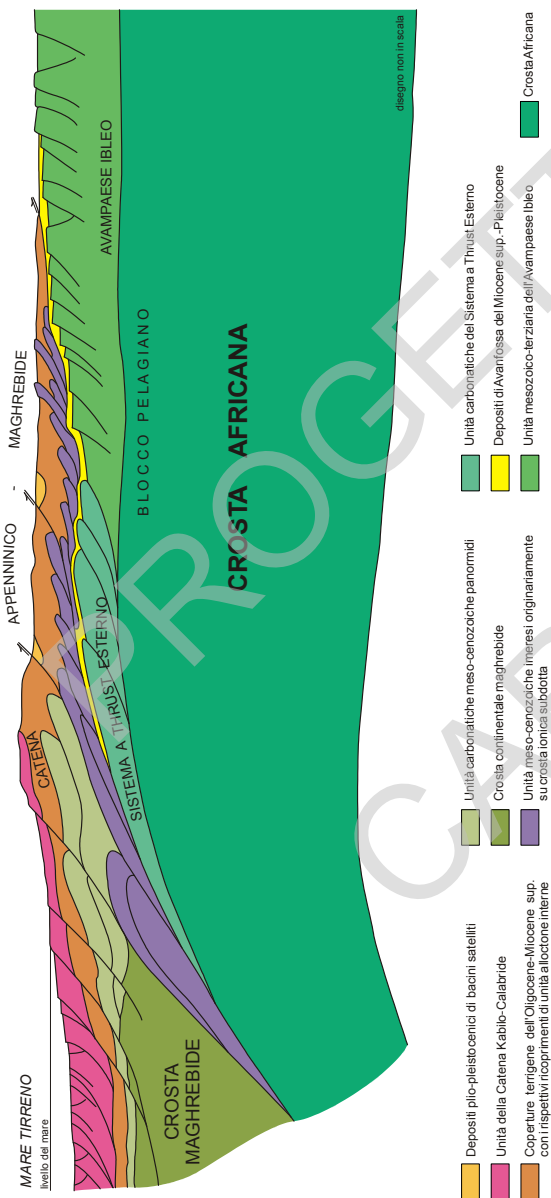


Fig. 3 – Profilo crostale attraverso la Sicilia Nord-orientale. L'orogene si colloca in una zona di collisione tra crosta continentale africana e crosta continentale "maghrebide". Sulla prima sono ubicate le aree di avampaese e del Sistema a Thrust Esterno. La crosta continentale "maghrebide" che si riconosce sul margine meridionale del Bacino Tirrenico è interpretabile come radice crostale delle unità di piattaforma panormidi, mentre le unità maghrebidi più esterne (Unità Ineresi) originariamente ubicate su crosta oceanica tipo quella ionica sono completamente sradicate e sovrapposte ai domini esterni. Le Unità Kabilo-Calaibridi rappresentano un elemento pellicolare precedentemente saldato sulle Unità Maghrebidi più interne (Unità Sicilidi) ed in seguito trasportato passivamente. Su di esso e sulla sottostante crosta "maghrebide" si apre il Bacino Tirrenico ( da FINETTI et alii, 1997, in LENTINI et alii, 1998).

posizioni e costituiscono attualmente gran parte delle aree corrugate dell'orogene.

Successivamente la chiusura di parte del paleobacino ionico ha portato all'attuale condizione di collisione tra il blocco continentale africano e la crosta "maghrebide" e la sovrapposizione *in toto* dei due domini orogenici alloctoni, Catena Kabilo-Calabride e Catena Appenninico-Maghrebide, al disopra del margine deformato della crosta africana (Sistema a *Thrust* Esterno) (Fig. 3).

L'attuale area collisionale in corrispondenza della dorsale nebrodica è separata dal settore nord-orientale dell'isola da una zona di taglio destra orientata NO-SE responsabile dell'avanzamento verso sud-est del settore peloritano (LENTINI *et alii*, 1995b, 1996a; CATALANO *et alii*, 1997). La prosecuzione verso il Tirreno di questa zona di taglio è stata riconosciuta su linee sismiche a mare (DEL BEN, 1997), che evidenziano una geometria delle faglie compatibile con un carattere trastensivo della deformazione ed al quale sono associate le strutture che controllano l'attuale margine del Bacino Tirrenico. Queste strutture costituiscono il "Sistema Sud-Tirrenico" (FINETTI *et alii*, 1996), lungo il quale si è realizzato, a partire dal Pliocene superiore, lo svincolo dell'intero sistema Tirreno-Appennino rispetto alle aree meridionali in collisione.

Verso est sia le aree di avampaese che quelle orogeniche sono interrotte da sistemi di faglie normali orientate NNE-SSO nel settore peloritano (Sistema Messina-Etna; LENTINI *et alii*, 1995b) e NNO-SSE nel settore meridionale (Scarpata Ibleo-Maltese; SCANDONE *et alii*, 1981), lungo le quali si sono registrati notevoli rigetti in età pleistocenica. Queste strutture provocano il collasso dei vari elementi dell'orogene verso il Bacino Ionico e sono responsabili dell'intensa attività sismica che caratterizza i settori orientali dell'isola. In corrispondenza dell'intersezione di questi sistemi di faglie regionali si sono sviluppate le strutture di risalita di magmi di origine profonda da cui ha tratto origine il Distretto vulcanico Etneo. Per quanto si riferisce alle sorgenti del magma, ai meccanismi e le dinamiche di risalita, ai processi di contaminazione metasomatica e/o di mescolamento, alla posizione della struttura vulcanica in relazione alle grandi strutture regionali, i dati disponibili non appaiono sufficienti a definire un'interpretazione univoca e generalmente accettata. È comunque definito che il vulcanismo Etneo è alimentato da magmi di sorgente mantellica, che mostrano una debole caratterizzazione calcocalina.



## IV - STRATIGRAFIA

### 1. - INTRODUZIONE E CRITERI

In questo capitolo vengono trattati i caratteri litologici, stratigrafici e giaciture delle successioni affioranti che compongono le differenti unità tettoniche presenti nell'area del Foglio Randazzo. Queste saranno descritte secondo l'attuale ordine di sovrapposizione geometrica, derivante dalle ripetute fasi tettoniche succedutesi nel tempo.

Nel capitolo "Inquadramento geologico" è stato presentato un quadro sintetico, in cui i terreni affioranti in Sicilia orientale sono stati raggruppati in "catene" (Catena Kabilo-Calabride, Catena Appenninico-Maghrebide, Sistema a *Thrust* Esterno), ovvero edifici derivanti dalla deformazione di distinti settori paleocrosta (rispettivamente margine europeo, oceano tetideo *s.l.*, comprendente anche i settori a crosta continentale relativi alla Piattaforma Panormide, e margine africano).

Nel presente capitolo la descrizione della successione dei terreni affioranti si spinge ad una suddivisione di maggiore dettaglio.

Le unità tettoniche presenti nell'area del Foglio rappresentano corpi geologici delimitati da contatti tettonici fisicamente estesi a livello regionale e distinti in carta come *contatti di sovrascorrimento principale* ognuno dei quali è espressione di una determinata età. Nella definizione delle unità tettoniche non sono stati presi in considerazione quei contatti tettonici di accavallamento, denominati *sovrascorrimenti secondari* e *faglie inverse* che, in età successiva ai sovrascorrimenti principali, hanno riaccolto insieme di unità già tra esse

sovrapposte tettonicamente. Queste strutture isolano corpi rocciosi di limitata estensione areale (sottounità tettoniche) e localmente sono responsabili dell'inversione geometrica dei rapporti tra le unità tettoniche coinvolte, determinando un ordine di sovrapposizione tra le successioni geologiche con valore locale non estendibile ad aree limitrofe e pertanto non utilizzabili in una descrizione a scala regionale.

Per la caratterizzazione delle successioni che compongono le singole unità tettoniche ci si è avvalsi dei criteri classici della litostratigrafia con una suddivisione dei terreni in unità litostratigrafiche, le **formazioni** e, ove possibile, nelle relative litofacies e/o membri. Questo criterio ha consentito, tra l'altro, di differenziare, all'interno della singola unità, orizzonti litologici simili sulla base della loro differente età e posizione geometrica.

L'aver privilegiato i criteri geometrici nella ricostruzione dell'ordine di sovrapposizione tra i terreni affioranti ha permesso inoltre una sostanziale revisione dei dati riportati in letteratura, specialmente nei casi in cui è stato riconosciuto che successioni stratigrafiche simili e di età comparabile, e per questo spesso identificate come unica unità, occupano in realtà posizioni strutturali diverse.

Al di fuori della suddivisione in "unità tettoniche" di primo ordine tra Unità Kabilo-Calabridi e Unità Appenninico-Maghrebidi sono state descritte le formazioni, essenzialmente terrigene, deposte successivamente alle fasi di ricoprimento tettonico. Queste **formazioni**, denominate **tardorogene**, mostrano giaciture discordanti sulle unità del substrato, anche se a loro volta sono coinvolte da strutture, sia estensionali che compressive più recenti e possono appartenere ad una o più unità tettoniche. In generale, anche se non sempre bene affioranti nell'area del Foglio Randazzo, gli orizzonti basali delle coperture tardorogene ringiovaniscono in direzione dell'avampaese, in accordo con un analogo ringiovanimento dei sovrascorrimenti principali. Relativamente all'area del Foglio le formazioni tardorogene datano a partire dall'Oligocene superiore sulla Catena Kabilo-Calabride e dal Serravalliano nelle aree esterne della Catena Appenninico-Maghrebide.

Sulla base dei criteri sopra esposti la suddivisione dei terreni affioranti risulta essere dall'alto verso il basso:

DEPOSITI CONTINENTALI E VULCANITI QUATERNARI

SUCCESSIONI TARDOROGENE MIOCENICHE

*Depositi del Miocene medio-superiore dei M. Nebrodi*

*Depositi del Miocene inferiore-medio dei M. Peloritani*

UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

SUCCESSIONE TARDOROGENA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE

## UNITÀ DELLA CATENA KABILO-CALABRIDE

UNITÀ TETTONICA DI SAN MARCO D'ALUNZIO

UNITÀ TETTONICA DI LONGI-TAORMINA

## UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

UNITÀ TETTONICHE SICILIDI

- *Unità di Troina*
- *Unità delle "Argille Scagliose Superiori"*
- *Unità di Nicosia*
- *Unità di Monte Soro*
- *Unità di Monte Salici*

Di seguito verranno descritte le successioni stratigrafiche relative alle singole unità nell'ordine della loro sovrapposizione, iniziando da quelle più profonde.

## 2. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

### 2.1 - UNITÀ TETTONICHE SICILIDI

Affiorano estesamente nell'area del Foglio Randazzo, lungo tutto il settore occidentale e centro-orientale; nella parte settentrionale affiorano in semifinestra tettonica al di sotto del fronte di accavallamento delle Unità della Catena Kabilo-Calabride, mentre a sud sono ricoperte dalle vulcaniti dell'edificio etneo *s.l.*, idrograficamente delimitato dal F. Alcàntara a nord e dal T. della Saracena a NO.

Nell'ambito della Catena Appenninico-Maghrebide, queste unità tettoniche (ex Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1960) comprendono successioni di bacino profondo di età dal Cretacico inferiore al Miocene inferiore, in posizione strutturale più elevata e di deformazione precoce, immediatamente sottostanti i terreni prevalentemente cristallini dell'edificio Kabilo-Calabride.

Le Unità Sicilidi, relativamente all'area del Foglio, sono suddivise in cinque unità che occupano posizioni strutturali distinte e pertanto differenziabili. Il quadro dei rapporti relativi e l'ordine di sovrapposizione adottato nelle presenti Note deriva dall'analisi delle geometrie riscontrate sul terreno, più chiaramente ricostruibili verso ovest, in aree al di fuori del Foglio (v. foglio n. 2 della CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA, 2000), ricadenti nel settore sud-orientale del Foglio I.G.M.I., 611 Mistretta, tra Colle delle Carcere e il Lago

Ancipa. Nel complesso le successioni sicilidi vanno riferite, per i loro caratteri strutturali, ad un originario cuneo di accrezione dal Paleogene al Miocene inferiore lungo quello che era il margine attivo calabride (margine europeo).

Il cuneo paleogenico sarebbe rappresentato dalle “Argille Scagliose Superiori” già deformate all’Oligocene inferiore, e interpretato come un mélangé costituito da elementi dell’originaria successione oceanica tetidea estesa dal Titonico al Cretacico inferiore (Fig. 4).

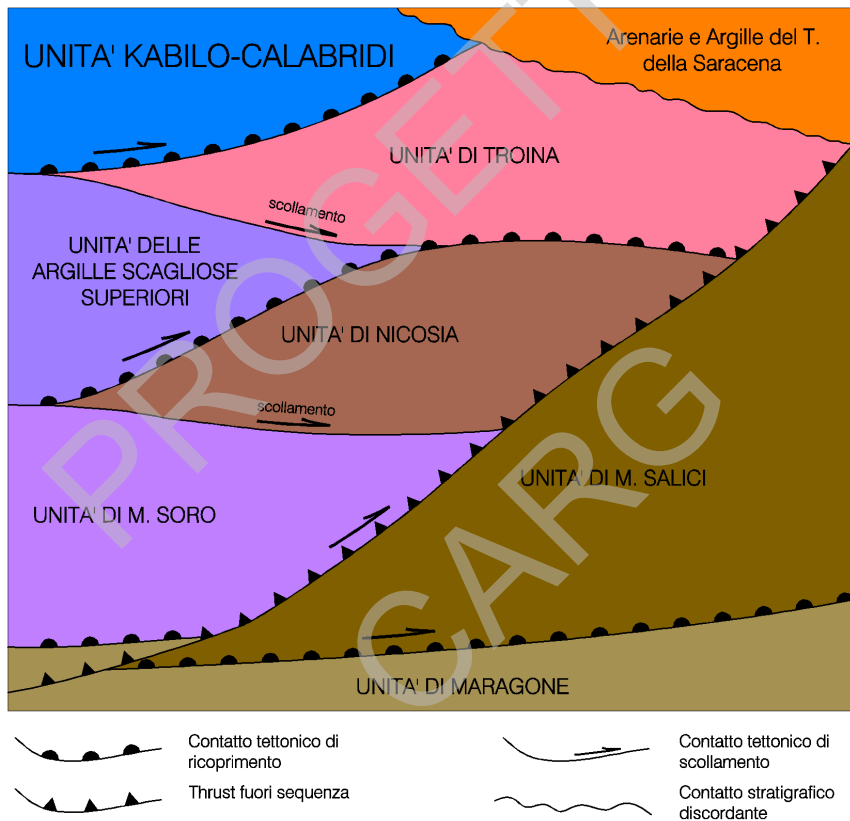


Fig. 4 – Unità tettoniche Sicilidi e relativi rapporti geometrici tra le diverse unità affioranti nel Foglio Randazzo.

### 2.1.1. - Unità di Monte Salici

Questa unità è rappresentata esclusivamente da un'alternanza argilloso-arenacea oligo-miocenica ascrivibile al Flysch Numidico, scollata dal suo originario substrato meso-cenozoico. Essa occupa la posizione più profonda, e pertanto può essere considerata la successione più esterna del cuneo di accrezione Sicilide (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 2000). Questa formazione affiora dall'abitato di Cesarò al T. Cutò e lungo le sponde del T. di Serravalle, in posizione sovente modificata da sovrascorrimenti sia normali che retrovergenti che hanno variato gli originari rapporti con le formazioni sovrastanti, o da fasci di trascorrenza che hanno determinato accostamenti di unità diverse.

*Flysch Numidico di Monte Salici* (FNS) (cfr. FYN<sub>3</sub> “flysch numidico – membro Monte Salici”, F° 624 M. Etna). Si tratta di una monotona alternanza di argille brune e di quarzareniti giallastre talora in grossi banchi, potenti fino a 20 metri per amalgamazione, con un intervallo, di modesto spessore e pertanto non cartografabile, di argilliti nere nella parte inferiore. Le areniti hanno composizione quarzosa omogenea, da fine a ruditica grossolana, da mal classate fino a debolmente gradate in abbondante matrice silicea; inglobano inclusi argillosi (*clay chips*) neri di varia dimensione, come pure abbondanti sono le croste e i noduli manganesiferi. La geometria dei banconi quarzarenitico-ruditici è spesso lenticolare con base fortemente erosiva e troncature sia deposizionali che tettoniche (Fig. 5). I campioni prelevati non sono risultati utili per l'analisi paleontologica, perchè totalmente sterili.

Le argille nere sono caratterizzate da microfaune a *Globigerinoides primordius* Blow & Banner, *Catapsydrax ciperoensis* (Blow & Banner), *Paragloborotalia* gr. *kugleri* (Bolli), distribuite tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (BOLLI & SAUNDERS, 1985), presenti negli ultimi metri. Le argille apicali contengono microfaune a *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. bisphaericus* Todd, *Dentoglobigerina altispira* (Cushman & Jarvis), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) e *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), distribuite a partire dal Miocene inferiore; l'età rimane confinata al Burdigaliano data la presenza di *Globigerinoides bisphaericus* (BOLLI & SAUNDERS, 1985) (Tav. 1).

Le associazioni a nannofossili calcarei sono estremamente rare e poco significative; i pochi campioni fossiliferi mostrano associazioni caratterizzate da forme rimaneggiate esclusivamente di età cretacea (*Watznaueria* spp.).

La formazione è costituita da depositi di flusso gravitativo con scivolamento in massa e colate di detrito. Lo spessore della formazione è molto variabile, ma complessivamente non supera i 200 m.

L'età complessiva, sulla base delle informazioni fornite dalle associazioni a foraminiferi, è Oligocene superiore-Burdigaliano.

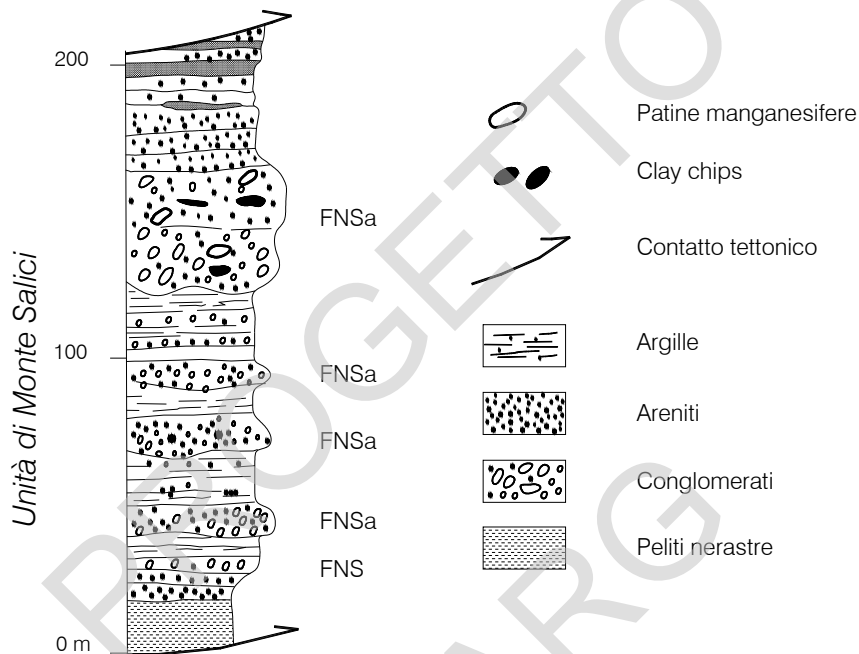


Fig. 5 – Colonna stratigrafica schematica del Flysch Numidico (Unità di M. Salici) nell'area compresa tra Cesarò e il T. Cutò. La successione stratigrafica è compresa tra contatti tettonici.

### 2.1.2. - Unità di Monte Soro

I terreni di questa unità affiorano estesamente nell'area del Foglio, in finestra tettonica, a nord lungo il contatto di ricoprimento della sovrastante Unità delle "Argille Scagliose Superiori" che bordano da Portella Gazzana al T. Masinaro il settore meridionale di ricoprimento del fronte calabride, mentre a sud la struttura è interrotta parzialmente da sovrascorrimenti più recenti (v. capitolo tettonica), che portano la sequenza in accavallamento sulle "Argille Scagliose Superiori" ed insieme a queste sulle unità sia di Troina che di Nicosia.

In sinistra orografica del T. Martello riaffiora la struttura tettonica ampiamente interessata da sovrascorrimenti, che portano questi terreni in sovrapposizione sulle “Argille Scagliose Superiori” o dissecate da fasci di trascorrenza orientati NE-SO, che ne limitano la continuità. Diverse finestre tettoniche di minore estensione sono modellate lungo tutta la zona di affioramenti in corrispondenza di culminazioni del substrato.

L'unità affiora costantemente al tetto di un sovrascorrimento recente responsabile dell'accavallamento in fuori sequenza, solidalmente con le sottostanti successioni numidiche, sui terreni sicilidi più esterni.

*Flysch di Monte Soro (SOR)*. L'Unità di Monte Soro è rappresentata esclusivamente dall'omonimo Flysch di età cretacea. Si tratta di una formazione torbiditica costituita da una litofacies argilloso-calcareo (SOR<sub>a</sub>) prevalente alla base e al tetto della successione e da una mediana quarzarenitico-argillosa (SOR<sub>b</sub>) più ampiamente affiorante.

Nella zona di Monte Soro la formazione in realtà non appare ben esposta a causa della copertura boschiva, ma in genere costituisce monoclinali più o meno regolari di quarzareniti, associate a livelli di argilliti nerastre prevalenti verso il basso, e si estende senza soluzioni di continuità lungo tutta la fascia centrale o centro settentrionale del Foglio, da Contrada Cimusaro (estremo NO del Foglio) fino all'area di S. Domenica Vittoria nel settore est. Le migliori esposizioni si trovano lungo i fianchi dell'anticlinale di Monte Colla, lungo la monoclinale di Monte di Trearie-Pizzo del Forno e più a ovest lungo le scaglie sud-vergenti tra Serra del Re-Serra Pignataro e Pizzo di Mangalaviti (Figg. 6 e 7).

La litofacies argilloso-calcareo basale è bene esposta a NO di Monte Colla e al nucleo dell'anticlinale Monte Colla-Fosso Flascio. È caratterizzata da argille e argille marnose grigiastre finemente laminate, alternate a calcari marnosi di colore avana all'alterazione, grigi al taglio, a fratturazione prismatica in strati medio-spessi (10-50 cm) ed a marni argillose grigie a frattura concoide in strati da sottili a medi ed interpretati come emipelagiti. I calcari hanno granulometria finissima anche alla base degli strati più spessi, solo eccezionalmente sono presenti calcareniti a grana fine debolmente gradate.

In sezione sottile i calcari marnosi risultano essere calcilutiti costituite essenzialmente da nannofossili, oltre a radiolari, spicole di spugna ed Heterohelicidae, Calcisphaerulidae e Calpionelle. Le associazioni a nannofossili sono caratterizzate da *Nannoconus* spp., *Stradneria crenulata* (Bramlette & Martini), *Micrantholithus obtusus* Stradner, *Watzanaueria barnesae* (Black), *Calcicalathina oblongata* (Worsley), *Cruciellopsis cuvillieri* (Manivit), *Rucinolithus terebrodentarius* Applegate et alii, indicativi dell'intervallo Valanginiano-Barremiano (PERCH-NIELSEN, 1985a).

Lo spessore di questa litofacies è estremamente variabile a causa di elisioni tettoniche, ripetizioni e troncature sia per sovrascorrimenti che per faglia, andando da qualche decina di metri fino a 200 m.

La litofacies argilloso-calcareo sommitale è meglio esposta nel settore nord-occidentale del Foglio, lungo il fianco settentrionale della monoclinale che dalla Portella Biviere si estende attraverso Serra Castellaccio, confluenza T. Barrilà-V.ne Botti fino a Serra Mergo. Le caratteristiche litologiche sono molto simili a quelle della litofacies inferiore con una prevalenza delle calcilutiti grigie in strati medio-sottili e marne e calcari marnosi a fratturazione tipo “pietra paesina” rispetto alle argille grigio scuro. Lo spessore di questa litofacies varia da pochi metri in prossimità di contatti di sovrascorrimento a oltre 150 m nella

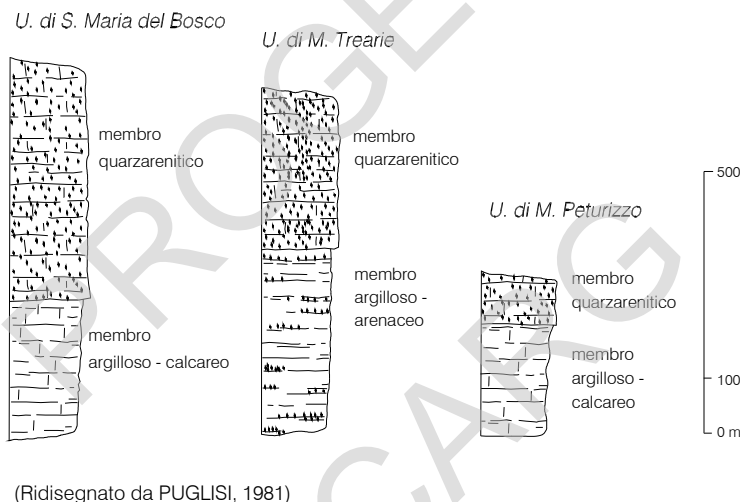


Fig. 6 – Colonne litostratigrafiche schematiche delle tre unità strutturali del Flysch di Monte Soro che secondo PUGLISI (1981) sarebbe costituito da un membro pelitico-calcareo-arenaceo basale, uno argilloso-arenaceo mediano e un terzo quarzarenitico sommitale, che mostrano una notevole variazione latero-verticale di facies.

esposizione più integra e regolare lungo i fianchi di Monte Scaffi.

La litofacies arenitico-pelitica mediana (**SOR<sub>b</sub>**) presenta passaggi graduali sia alla base che al tetto con quella argilloso-calcareo. Essa è caratterizzata da torbiditi argilloso-arenacei costituiti da argille scagliettate grigie e nere localmente policrome da bruno a verdastro in fitta alternanza con strati sottili di quarzareniti verdastre a grana fine. Verso l'alto prevalgono quarzareniti feldspatiche grigio-giallastre, massive, omogeneamente a grana fine in banchi



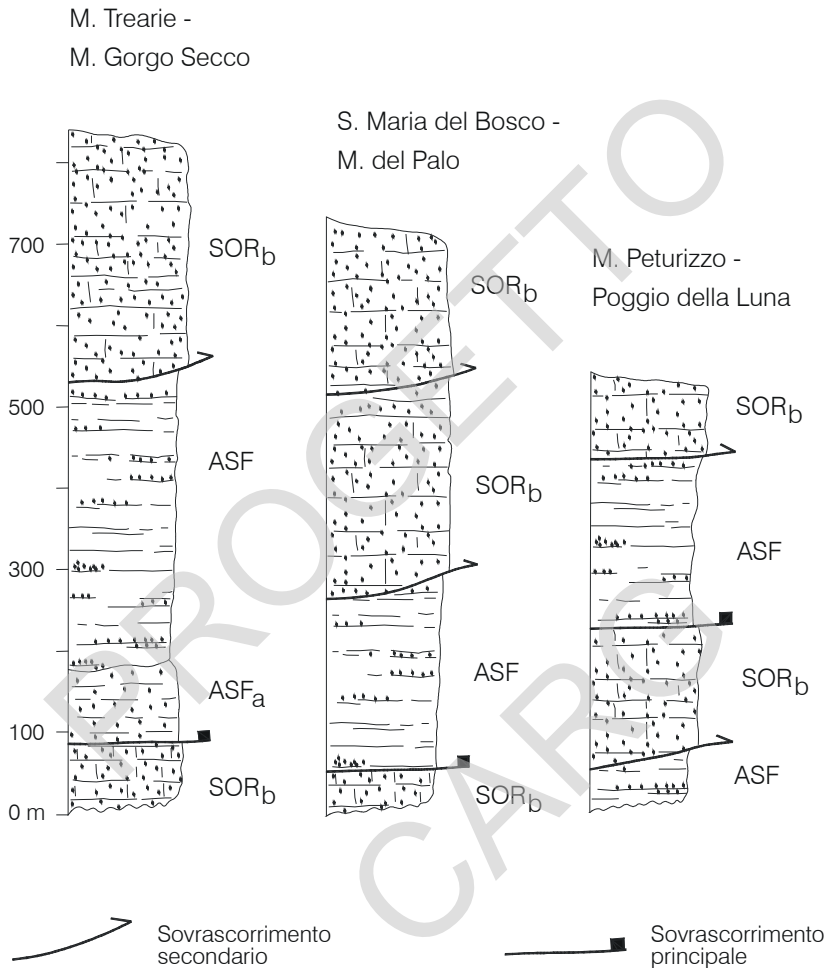


Fig. 7 – Colonne tettono–stratigrafiche reinterpretate delle Unità tettoniche Sicilidi relativamente alle sequenze delle unità delle “Argille Scagliose superiori” e di M. Soro sulla base delle nuove vedute nell’ambito del Foglio Randazzo e da LENTINI et alii, 2000. Rispetto alla Fig. 4 i contatti stratigrafici vengono interpretati come contatti tettonici principali, cioè di ricoprimento dell’unità delle “Argille Scagliose Superiori” sull’Unità di M. Soro, ovvero come contatti di sovrascorrimento secondari che ritagliano (breaching) ambedue le unità.

fino ad alcuni metri per amalgamazione. Alla base degli strati si osservano

strutture fisiche, da carico e da corrente, anche molto vistose.

Questa litofacies affiora ampiamente nell'area del Foglio, e nonostante che le numerose ripetizioni tettoniche non consentano di seguirne la continuità laterale, il suo spessore reale non dovrebbe superare i 500-600 m.

I campioni provenienti da questa litofacies sono risultati costantemente privi di microfossili. Pochi campioni raccolti nei livelli argillosi e nelle calcilutiti grigie mostrano scarse associazioni a nannofossili povere e mal conservate. Nei pressi del T. Schicciomira a q. 970 m (settore centro-occidentale del Foglio Randazzo a nord di S. Teodoro) i campioni fossiliferi mostrano un'associazione a nannofossili caratterizzata da *Micula decussata* Vekshina, *Micula* spp., *Prediscosphaera cretacea* (Arkhangelsky), *Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, che consente di estendere l'età della formazione al Campaniano.

### 2.1.3. - *Unità di Nicosia*

Rappresenta l'intervallo apicale delle successioni più esterne dell'originario bacino oceanico tetideo, raggiunte dalla deformazione solo nelle fasi compressive post-burdigaliane.

La sequenza completa di questa unità comprendeva originariamente orizzonti tra il Cretacico superiore e l'Eocene (F.ne delle Argille Varicolori cretache e F.ne di Polizzi *Auctorum*) affioranti nell'area ad ovest del Foglio, nella zona di Monte Acuto. Inoltre le successioni del Cretacico inferiore che compongono l'Unità di Monte Soro, come già evidenziato in LENTINI *et alii* (2000) possono essere ragionevolmente interpretate come originaria base dell'Unità di Nicosia.

La successione stratigrafica di tale unità è costituita da un intervallo basale prevalentemente pelitico, molto spesso caotico, di età oligocenica (Argille varicolori di Nicosia) con associati *mélange* sedimentari e torbiditi non cartografabili e da uno superiore, comprendente torbiditi silicoclastiche (Flysch Numidico di Nicosia), affiorante nelle aree pedemontane dei M. Nebrodi lungo una fascia che da est di Cesarò si estende fino al basso corso del Torrente Cutò.

Lungo l'allineamento citato si riconosce una sequenza tettono-stratigrafica delle originarie coperture terziarie sicilidi con la sovrapposizione tettonica dell'Unità di Troina (v. oltre) sull'Unità di Nicosia e di entrambe al tetto del Flysch Numidico dell'Unità di M. Salici. L'intera sequenza è coinvolta, per effetto delle fasi tettoniche più recenti, in una generale struttura monoclinale immergente verso sud, all'interno della quale è possibile riconoscere più ripetizioni tettoniche della successione. Ciò è osservabile in limitati affioramenti e più precisamente a NE di Ponte Garrese (km 158 della S.S. 120), sul versante occidentale di Rocca Nadore (in destra della confluenza T. Cutò-T. della

Saracena) e più a sud di questa località in Contrada i Massari in destra orografica del F. di Serravalle. Questa struttura procedendo verso est in direzione di Bolo Fiorentino è più volte interrotta e dislocata da linee trascorrenti trasversali.

*Argille varicolori di Nicosia (ANU)*. Questa formazione costituisce la porzione basale dell'Unità di Nicosia ed è caratterizzata da argille policrome con intercalazioni di siltiti micacee, quarzareniti e microconglomerati a clasti metamorfici.

Nell'area a sud di S. Teodoro-Cesarò, al nucleo della piega rovesciata con asse orientato circa E-O dalla zona Borgo Salvatore Giuliano a Mandria Bertolilli, questa formazione ha uno spessore fino a 300 m con livelli basali di argille grigio-plumbee ad elementi esotici di arenarie e marne con caratteristiche composizionali e tessiture molto simili a quelli delle "Argille Scagliose Superiori". Inglobano inoltre lembi metrici di Argille Varicolori cretache, scagliettate e a giacitura caotica con livelli decimetrici di diaspri grigio-verdi, siltiti carbonatiche grigie e calcari micritici bianchi, che per la discontinuità degli affioramenti e il modesto spessore, non sono stati cartografati.

Le argille grigio-plumbee fanno graduale transizione verso l'alto ad argille prevalentemente rosse e brune a *Tubotomaculum*.

A diverse altezze stratigrafiche sono presenti calcilutiti, argille nerastre e calcareniti a macroforaminiferi (**ANU<sub>a</sub>**).

Nella litofacies pelitica sono stati riconosciuti *Paragloborotalia opima nana* (Bolli), *Globigerinita glutinata* (Egger), *Catapsydrax dissimilis* (Cushman & Bermudez), che consentono di attribuire un'età oligocenica alla formazione. Il passaggio alla sequenza torbidity del Flysch Numidico (**FNN**) è graduale per l'infittirsi della frazione arenitica e per la presenza di una caratteristica litofacies ad argille brune e torbidity sottili.

*Flysch Numidico di Nicosia (FNN)* (cfr. FYN<sub>4</sub> "flysch numidico – membro di Nicosia, F° 624 M. Etna). Costituisce la porzione sommitale dell'Unità di Nicosia e affiora con relativa continuità dal fianco meridionale di Pizzo Interleo, troncata da un sovrascorrimento in fuori sequenza del Flysch di Monte Soro, che probabilmente rappresenta la sua originaria base stratigrafica priva degli intervalli basso terziari; nell'area di Cesarò affiora in finestra tettonica al disotto dell'Unità di Troina, e, in corrispondenza della sinistra orografica del F. di Troina, è ricoperta in retrovergenza dal Flysch Numidico dell'Unità di Monte Salici. Verso est si rinviene in lembi smembrati, ripetutamente scagliati o accostati ad altre unità tettoniche ad opera di faglie trascorrenti o zone di traspressione fino alla confluenza F. Simeto-T. della Saracena. Riaffiora in finestra tettonica nell'area centro-meridionale del Foglio con un settore

occidentale sormontato da vari terreni dell'Unità di Troina e un settore orientale, da Castello di Maniace a Maletto sino a Pizzo Rivoglia, ricoperto dalle vulcaniti etnee.

È costituita da un'alternanza di torbiditi silicoclastiche gialle o bianco grigiastre, brune all'alterazione in strati da spessi fino a megastrati di 5-7 m per

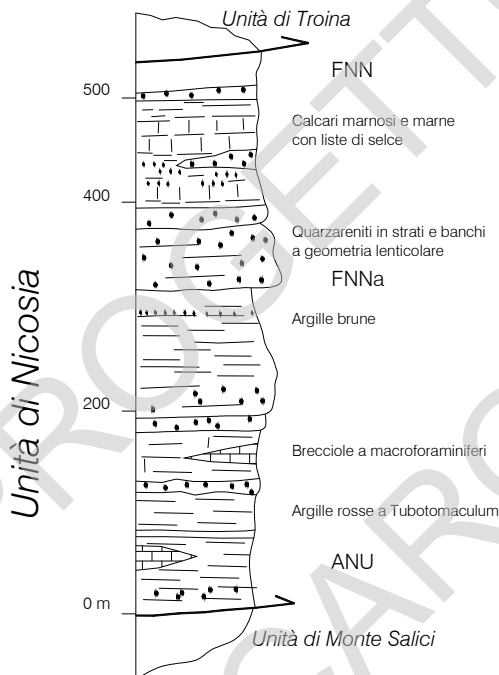


Fig. 8 – Colonna stratigrafica ricostruita dell'Unità di Nicosia in località Pizzo Spedaliere e Borgo di Salvatore Giuliano ad ovest di S. Teodoro.

amalgamazione, a geometria lenticolare ( $FNN_a$ ) con base erosiva e impronte da corrente e da carico (*groove-flute* e *load cast*) e di argille brune silicifere con sottili interstrati siltitici, in intervalli di spessore da metrico a decametrico (Fig. 8). Le arenarie hanno composizione prevalentemente quarzolitica fino a quarzoso-micacea, grana da finissima a microconglomeratica con addizionamenti di clasti litici e minerali metamorfici in matrice silicea o debolmente cementati.

Alla base dei megastrati la struttura varia da gradata a generalmente massiva per le granulometrie più fini; frequenti gli inclusi di clasti pelitici da centimetrici a decimetrici, disposti caoticamente.

Questa litofacies è riferibile ad ambiente marino profondo con torbiditi silicoclastiche messe in posto ad opera di correnti gravitative, colate di detrito o da scivolamenti in massa. 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.

Nella parte alta della sequenza sono presenti calcari marnosi e marne con liste di selce contenenti faune a *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann, *G. trilobus*, che permettono di attribuire questi livelli più alti al Miocene inferiore (Tav. 1).

Lo spessore della formazione è difficilmente valutabile a causa delle numerose ripetizioni e/o elisioni tettoniche. Lo spessore massimo affiorante calcolato nell'area di Pizzo Spedaliero e Pizzo Cannata (sul margine SO del Foglio a sud di S. Teodoro) è di circa 200 m.

#### 2.1.4. - Unità delle “Argille Scagliose Superiori”

Le “Argille Scagliose Superiori” formano un “orizzonte strutturale” relativamente continuo, compreso tra il ricoprimento dei terreni calabridi e l'Unità di Monte Soro, e affiorano dal versante settentrionale di Monte Soro fino a Randazzo e ancora più a est fino a Rocca Pizzicata in sinistra del F. Alcántara. Estesi affioramenti di questa formazione si rinvencono nell'area di S. Domenica di Vittoria, di Roccella Valdemone (immediatamente al di fuori dell'area del Foglio), a nord di Cesarò e costituiscono gran parte del substrato dell'abitato di S. Teodoro.

L'intera sequenza si ritrova costantemente al tetto della successione del Flysch di M. Soro. Essa è rappresentata da un *mélange* tettonico a prevalente matrice argillosa color grigio piombo con caratteristici livelli di calcari marnosi avana a frattura prismatica, all'interno del quale sono immersi blocchi esotici riferibili ai diversi termini dell'analogia successione sottostante che affiora con più regolarità. I blocchi di dimensione maggiore, estesi per diverse centinaia di metri e distinti in carta, sono dati da successioni quarzarenitico-argillose analoghe a quelle attribuite al Flysch di M. Soro, da cui si distinguono unicamente sulla base della loro posizione geometrica.

Le “Argille Scagliose Superiori” hanno un'età non più recente dell'Aptiano nelle zone settentrionali, mentre nei settori meridionali l'età si estende al Campaniano.

Questa unità è stata distinta sulla base del diverso grado di deformazione, dalle successioni più regolari del Flysch di Monte Soro e denominato da LENTINI *et alii* (1996a,b) Unità delle “Argille Scagliose Superiori” riproponendo l’originario termine di OGNIBEN (1960). La posizione geometrica di tale unità è confermata dall’appoggio diretto su di essa dei terreni delle unità calabridi. Rimane tuttavia da chiarire se il contatto tra “Argille Scagliose superiori” e Unità di M. Soro costituisca un ricoprimento tra successioni adiacenti, o piuttosto corrisponda ad una superficie di scollamento sviluppatasi all’interno di un’unica successione originaria. I pochi dati biostratigrafici significativi disponibili per la litofacies quarzarenitica del Flysch, mostrerebbero una loro età analoga a quella della matrice del sovrastante *mélange* ed indicherebbero una ripetizione tettonica per ricoprimento.

“*Argille Scagliose Superiori*” (ASF). È costituita da una litofacies principale argilloso-marnoso-calcareo (ASF), cui si intercala nella parte alta una argilloso-arenacea (ASF<sub>a</sub>).

La litofacies ASF è caratterizzata da argille marnose e marne argillose grigio-nerastre con livelli medio-sottili di torbiditi calcareo-marnose grigiastre, avana all’alterazione, a prevalenti laminazioni ondulate e convolute e strati da molto sottili a sottili di torbiditi calcaree grigiastre, spesso con l’intervallo Ta della sequenza di Bouma a granulometria grossolana gradato. Sono presenti talora brecciole a tintinnidi.

Nelle argille marnose COCCIONI & MONECHI (1994) segnalano microfaune piuttosto scarse dell’intervallo compreso tra la Zona a *Hedbergella similis* e la Zona a *Schackoina cabri* (SIGAL, 1977) e nannoflore delle Zone a *Lithraphidites bollii* e a *Chiastozygus litterarius* (SISSINGH, 1977; PERCH-NIELSEN, 1985a) dell’intervallo Hauteriviano-Aptiano.

In località Iardini, tra Serra dei Ladri e Serra Corona alla base di un livello calcareo-marnoso è stato segnalato il rinvenimento di un esemplare di *Macroscaphites yvani* (Puzos), descritto da LENTINI (1973b). L’esemplare è intero e discretamente conservato per cui si esclude un rimaneggiamento e ciò confermerebbe l’età Cretacico inferiore.

Sul versante est di Margio Soprano, campioni sparsi raccolti in corrispondenza delle marne contengono nannoflore a *Stradneria crenulata*, *Micrantholitus obtusus*, *Watznaueria ovata* Bukry, *Cruciellipsis cuvillieri* che ribadiscono l’età Cretacico inferiore (fino all’Aptiano, PERCH-NIELSEN, 1985a). In località Contrada Gufò, a Nord di Case Mangalavite, campioni provenienti dalla litofacies ASF hanno fornito associazioni a nannofossili a *Micula* spp., *Prediscosphaera cretacea*, *Quadrum sissinghii* Perch-Nielsen, che estenderebbero l’età della formazione al Campaniano.

La litofacies argilloso-arenacea (ASF<sub>a</sub>) è rappresentata da torbiditi silicoclastiche prevalenti al tetto della sequenza, caratterizzata da un estremo grado di tettonizzazione che difficilmente consente di ricostruire le strutture.

Le arenarie sono subarkose in strati di spessore variabile, a stratificazione piano parallela, granulometria medio-fine e composizione omogenea a quarzo prevalente e scarse percentuali di litici cristallini per lo più rudittici e rarissimi clasti carbonatici. All'interno degli strati la struttura è massiva; in presenza di addizionamenti litici, cristallini e carbonatici si può avere qualche accenno di gradazione. Sul terreno la distinzione tra queste arenarie e quelle del Flysch di M. Soro è estremamente difficile.

Le “Argille Scagliose Superiori” rappresentano terreni soggetti ad una notevolissima disestabilità, dovuta alle pessime proprietà meccaniche, al fatto che esse affiorano lungo pendii a franapoggio e, infine, alla riattivazione di strutture tettoniche. Non a caso tutte le aree di affioramento citate sono anche quelle in cui si registra la maggiore diffusione di dissesti, essenzialmente rappresentati da frane di scoscendimento di dimensioni notevoli. Le frane che hanno interessato l'abitato di S. Teodoro e il versante a nord di Cesarò, con distruzione della strada verso il Torrente Cutò, nonché le frane che hanno isolato S. Domenica Vittoria e quella che minaccia il paese di Roccella si sono sviluppate all'interno di questi terreni, in condizioni di versante rese ancora più sfavorevoli da fattori geologico-strutturali (v. oltre).

### 2.1.5. - *Unità di Troina*

Relativamente all'area esaminata, rappresenta l'unità tettonica sommitale dell'edificio maghrebide ed affiora nel settore meridionale del Foglio.

È presente ad ovest dell'abitato di S. Teodoro, lungo il Vallone Vignazza, la S.S. 120, la Fiumara Troina fino a Bolo Fiorentino e lungo i due versanti del Fiume Simeto, per estendersi nel settore compreso tra il T. Cutò e il T. della Saracena fino alla confluenza T. Favoscuro-F. Alcàntara.

Il contatto di accavallamento del Flysch di M. Soro e delle sovrastanti “Argille Scagliose Superiori” sull'Unità di Troina è di età recente, non più vecchia del Pliocene medio (CATALANO, 1996; LENTINI *et alii*, 1997). Al letto di tale sovrascorrimento, lungo l'allineamento Cavallaro-Randazzo, nel settore centro-meridionale del Foglio, sono ancora ben visibili i rapporti originari di sovrapposizione dell'Unità di Troina sull'Unità delle “Argille Scagliose Superiori” e di queste sull'Unità di M. Soro. È da sottolineare che la successione di Troina è limitata verso il basso all'intervallo oligocenico delle Argille Varicolori, per cui l'appoggio sulle sottostanti “Argille Scagliose superiori” è

caratterizzato da orizzonti recenti su orizzonti più antichi. Ciò permette di interpretare il contatto come un "contatto di scollamento" (Fig. 4).

L'Unità di Troina è rappresentata da una successione oligocenica di argille varicolori (ALV) di spessore estremamente variabile per tettonizzazione evolvente gradualmente a torbiditi pelitico-calcareo-arenitiche (FTU), anch'esse fortemente tettonizzate, costituenti interi versanti soggetti a frequenti dissesti e mascherati da coperture detritiche, che impediscono una campionatura in serie. Le esposizioni più continue e potenti si osservano su entrambi i versanti del F. Simeto, in destra orografica del F. di Troina e lungo la strada provinciale S. Teodoro-Lago d'Ancipa, sul versante destro del Vallone di Vave.

*Argille Varicolori Superiori (ALV)*. Litologicamente questa formazione è caratterizzata da argilliti verdi e rosso vinaccia con intercalazioni di siltiti micacee rosse, grigie e verdi, areniti a clasti metamorfici e calcareniti grigie in strati sottili e medi. In Contrada Feudo Amaro in sinistra del F. Alcántara, alla base della successione è presente una fitta alternanza di calcilutiti e calcareniti a macroforaminiferi e di argilliti rossastre (ALV<sub>a</sub>).

Il contenuto faunistico è dato da scarse forme agglutinanti (*Glomospira charoides* (Jones & Parker), *G. gordialis* (Jones & Parker), *Haplophragmoides glabra* Cushman & Jarvis). La parte alta delle argille contiene *Tubotomaculum* e foraminiferi planctonici quali *Globigerinoides primordius*, *Globoquadrina praedeihiscens* (Blow & Banner), assieme a forme eoceniche rimaneggiate (*Turborotalia cerroazulensis* (Cole) e *T. centralis* (Cushman & Bermudez)). Le nannoflore, piuttosto 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); nonostante tale associazione copra un intervallo cronostratigrafico piuttosto ampio (PERCH-NIELSEN, 1985b), prevalentemente Eocene-Oligocene, ma anche più esteso (ad es. nel caso di *Cyclicargolithus floridanus* e *Coccolithus pelagicus*) l'età assegnata è Oligocene, data l'assenza di forme di esclusiva età eocenica (Tav.1, pag. 73).

*Flysch di Troina-Tusa (FTU)* (cfr. TUT "Tufiti di Tusa", F° 624 M. Etna). Verso l'alto le argille evolvono al Flysch di Troina-Tusa. Sotto questo termine vengono riunite le formazioni flyschoidi sicilidi di età miocenica indicate come Flysch di Tusa da GUERRERA & WEZEL (1974), e la formazione nota col termine di Tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1964).

Litologicamente si tratta di marne grigio genere alternate a calcari marnosi biancastri in strati medio-spessi (FTU) con lenti di calcareniti e calciruditi gradate, colore nocciola, a macroforaminiferi (FTU<sub>a</sub>).



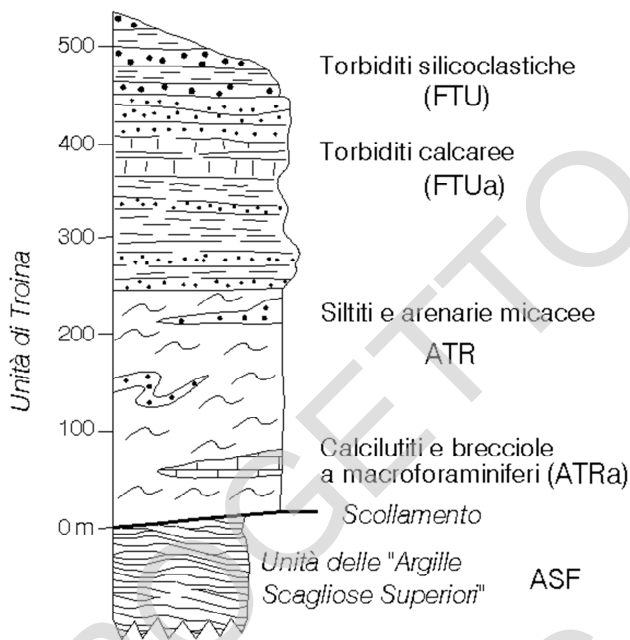


Fig. 9 – Sezione ricostruita della successione completa dell'Unità di Troina.

Nell'intervallo medio-basso sono presenti sottili livelli di siltiti e arenarie micacee grigiastre in strati medi, organizzati in banchi spessi fino a 10 m per amalgamazione. Il rapporto volumetrico tra strati a composizione carbonatica e silicoclastica è circa 1:1. I livelli carbonatici sono torbiditi calciclastiche a granulometria fine, in strati con base generalmente arenitica; le marne, più frequenti alla sommità degli strati, sono emipelagiti.

La frazione silicoclastica è rappresentata da torbiditi generalmente gradate con base a granulometria arenitico-ruditica, vistose impronte da corrente e da carico e geometria degli strati piano-parallela, la cui continuità laterale è interrotta da contatti tettonici. Al tetto degli strati torbiditici raramente sono presenti emipelagiti rappresentate da argilliti nere a volte silicifere in strati molto sottili (Fig. 9). La composizione delle arenarie è litarenitico-feldspatica con evoluzione ad arkose, scarsamente mature con costante arricchimento vulcanico di tipo andesitico frammisto a detrito quarzoso-feldspatico di derivazione da plutoniti e/o metamorfiti di grado intermedio-alto.

Nei diversi campioni analizzati il contenuto a foraminiferi mostra una mescolanza di faune di età supracretacica ed eo-oligocenica con altre di età oligo-miocenica. Le associazioni più significative rinvenute nei livelli apicali

sono costituite da *Globorotalia* cfr. *praescitula* Blow, *Globigerinoides subquadratus*, *G. trilobus*, *Globoquadrina dehiscens*, *Globigerinita glutinata* e *Catapsydrax stainforthi*.

La formazione è stata campionata in dettaglio, per lo studio dei nannofossili calcarei in località Bolo Fiorentino (nei pressi della Casa Cantoniera, Tav. Serra di Vito), dove poggia in continuità sulle Argille Varicolori Superiori. Tutti i campioni esaminati contengono un'elevata percentuale di specie riferibili all'Eocene (*Ericsonia formosa* (Kamptner), *Isthmolithus recurvus* Deflandre, *Chiasmolithus* spp.) e all'Oligocene (*Dictyococcites bisectus*, *Ericsonia obruta*, *Zygrhablithus bijugatus*, *Reticulofenestra umbilica* (Levin), *Sphenolithus distentus* (Martini). La presenza di *Sphenolithus ciperoensis* Bramlette & Wilcoxon, permette l'attribuzione al Chattiano (zona MNP25a, FORNACIARI & RIO, 1996); la presenza di *Sphenolithus delphix* Bukry (rinvenuto in uno dei campioni sommitali) indica invece un intervallo di transizione tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (zona MNN1b, FORNACIARI & RIO, 1996) (Tav. 1).

I livelli sommitali del Flysch di Troina-Tusa sono stati campionati nei pressi del Castello di Maniace (basso corso del T. della Saracena) dove sono stati raccolti 8 campioni. Le associazioni a nannoflore sono sempre dominate da specie eo-oligoceniche (*Chiasmolithus* spp., *Cyclicargolithus abisectus* (Müller), *Dictyococcites bisectus*, *Ericsonia formosa*, *E. obruta*, *Helicosphaera compacta* Bramlette & Wilcoxon, *H. perch-nielseniae* Haq, *H. recta* Haq, *Reticulofenestra umbilica*, *Sphenolithus ciperoensis*, *S. distentus*, *Zygrhablithus bijugatus*), oltre a una piccola percentuale di forme cretache (*Arkhangelskiella cymbiformis*, *Micula* spp.). Sono comunque presenti alcune specie, quali ad esempio *Helicosphaera carteri* (Wallich), abbastanza comune nell'associazione, che consente di riferire i livelli campionati al Miocene inferiore (limite Aquitaniano-Burdigaliano) (Biozona MNN2a, FORNACIARI & RIO, 1996) (Tav. 1).

L'età complessiva della formazione è Chattiano-Burdigaliano basale.

### 3. – UNITÀ DELLA CATENA KABILO–CALABRIDE

Le Unità Kabilo-Calabridi comprendono tutte le falde di basamento ercinico con resti delle originarie coperture meso-cenozoiche deformate in età paleogenica e suture da livelli tardorogeni a partire dall'Oligocene. Queste costituiscono un edificio a *thrust* accavallato sulle unità appenninico-maghrebidi mediante una superficie di sovrascorrimento principale affiorante lungo l'allineamento S. Fratello-F. Alcàntara, cioè dalla costa tirrenica a quella ionica, e nota in letteratura con il nome di "Linea di Taormina" (AMODIO-

MORELLI *et alii*, 1976). Le Unità Kabilo-Calabridi erano state raggruppate da OGNIBEN (1960) nel “Complesso Calabride”, che includeva anche le coperture terrigene oligo-mioceniche, in queste Note separate e descritte come coperture tardorogene. Pertanto il termine di Unità Kabilo-Calabridi viene ristretto alle sole falde comprendenti il basamento metamorfico e, ove presenti, le relative coperture meso-cenozoiche. Queste unità affiorano in tutto l'Arco calabro-peloritano, esteso fino all'estremità nord-orientale della Sicilia, ma sono state riconosciute da dati di sismica a mare lungo tutto il settore meridionale del Bacino Tirrenico, secondo una fascia che si prolunga fino al Nord Africa, dove riaffiorano in corrispondenza delle Kabilidi.

Le Unità Kabilo-Calabridi derivano dalla delaminazione, a partire dall'Eocene superiore, di un originario basamento ercinico, costituito da termini metamorfici di vario grado, su cui si erano deposte coperture meso-cenozoiche, con caratteristiche che hanno permesso di collocarle su un originario margine passivo europeo (LENTINI & VEZZANI, 1975), la cui geometria doveva essere tale da consentire l'esposizione in superficie, durante il Lias inferiore, di livelli cristallini profondi. La posizione strutturale attuale delle falde è tale che i termini più alti sono anche quelli che presentano metamorfiti di grado più elevato.

Le Unità Kabilo-Calabridi più profonde sono costituite da un basamento epimetamorfico ricoperto da successioni sedimentarie di margine continentale (Unità di Capo S. Andrea, U. di Longi-Taormina ed U. di S. Marco d'Alunzio; LENTINI & VEZZANI, 1975). Queste unità formano l'apparato frontale della catena e si estendono in sottosuolo, individuando livelli strutturali sovrapposti con andamento complessivamente suborizzontale nel settore meridionale dei Monti Peloritani.

Le epimetamorfiti più profonde sono caratterizzate da un grado metamorfico molto basso e da grande omogeneità dei litotipi nelle diverse unità tettoniche, tanto da giustificare il loro riconoscimento solo in funzione della diversa evoluzione delle coperture sedimentarie.

- L'Unità di Capo S. Andrea, non affiorante nell'area del Foglio, è costituita da anchi- fino ad epimetamorfiti e da una successione sedimentaria prevalentemente carbonatica, con spessori ridotti e ripetute lacune, estesa dal Lias inferiore all'Eocene.

- L'Unità di Longi-Taormina è caratterizzata invece da epimetamorfiti e da una successione sedimentaria continua con passaggi nei livelli medio-liassici da depositi di piattaforma carbonatica a pelagiti.

- L'Unità di S. Marco d'Alunzio è rappresentata da un potente basamento epimetamorfico e da una successione sedimentaria lacunosa e condensata interamente carbonatica di ridotto spessore.

Secondo AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) e BONARDI *et alii* (1976, 1996) i terreni già ascritti da LENTINI & VEZZANI (1975) alle Unità di Capo S. Andrea, Longi-Taormina e S. Marco d'Alunzio, costituiscono un'unica unità alpina, l'Unità di Longi-Taormina, anche se in essa sono individuabili più scaglie tettoniche caratterizzate da diversa evoluzione della copertura sedimentaria.

Il motivo per cui questi terreni vengono descritti in unità tettoniche distinte, piuttosto che in termini di scaglie di una medesima unità, come suggerirebbe il basamento cristallino comune, deriva essenzialmente dal riconoscimento alla base di ognuna di esse di un contatto di ricoprimento che marca accavallamenti di notevole estensione areale. Inoltre l'analisi delle facies delle coperture sedimentarie ha messo in luce che tra le differenti sequenze bacinali e di *seamount* non compaiono termini transizionali, probabilmente perché obliterati dall'entità dei ricoprimenti.

Al di fuori dell'area del Foglio Randazzo le unità sopra descritte sono ricoperte tettonicamente da terreni metamorfici di medio-basso grado, e subordinatamente da resti di successioni sedimentarie mesozoico-terziarie e infine da terreni cristallini di alto grado.

Al tetto delle unità metamorfiche affiorano i depositi terrigeni tardorogeni, organizzati in successioni sovrapposte e delimitate alla base da discordanze angolari, che marciano i diversi stadi della deformazione. La composizione di tali coperture suggerisce una provenienza del detrito dalle aree del Blocco Sardo-Corso (CHERCHI & MONTADERT, 1982; REAULT *et alii*, 1984; CARMIGNANI *et alii*, 1986; LENTINI *et alii*, 1995a). Le formazioni terrigene oligo-mioceniche affioranti al tetto delle unità calabridi si estendono anche su quelle maghrebidi più interne. I depositi più vecchi sono parzialmente ripresi dai movimenti tardivi lungo l'accavallamento delle Unità Kabilo-Calabridi sulle Unità Maghrebidi. Gli orizzonti del Burdigaliano superiore sanciscono la definitiva saldatura tra i due domini strutturali.

Un'importante discordanza è posta alla base delle successioni del Flysch di Capo d'Orlando di età Oligocene superiore-Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996). I rapporti geometrici di questi depositi con il substrato testimoniano che la loro deposizione è avvenuta all'interno di depocentri controllati da scaglie tettoniche embricate, posteriori ai contatti di ricoprimento tra le unità cristalline, impostatesi nelle fasi finali della tettonica di *breaching* dell'edificio kabilo-calabride (CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996). Le successioni più esterne di questa formazione poggiano in discordanza al tetto delle unità appenninico-maghrebidi più interne. La formazione è interessata da locali discordanze angolari lungo orizzonti chattiani a dimostrazione di una deposizione sintettonica.

La sedimentazione tardorogena è stata interrotta dall'arrivo delle Argille Scagliose dell'Unità tettonica Antisicilide (LENTINI & VEZZANI, 1978) sui livelli burdigaliani del Flysch di Capo d'Orlando. La messa in posto di questa falda coincide con la definitiva saldatura tra il dominio kabilo-calabride e quello appenninico-maghrebide.

Sulle Argille Scagliose dei Peloritani poggiano le Calcareniti di Floresta (OGNIBEN, 1960) di età Burdigaliano superiore-Langhiano inferiore (CARBONE *et alii*, 1993).

A seguire verranno dapprima descritte le formazioni appartenenti alle Unità Kabilo-Calabridi, nell'ordine di sovrapposizione riconosciuto in affioramento. Le coperture tardorogene saranno trattate in un paragrafo successivo in accordo con il loro significato tettono-sedimentario estraneo ai ricoprimenti delle unità tettoniche.

### 3.1 - UNITÀ TETTONICA DI LONGI-TAORMINA

Questa unità affiora in modo discontinuo al fronte del ricoprimento calabride da Portella Gazzana, dove sono presenti solo i termini più alti dell'intera sequenza (Flysch di Frazzanò) a Portella Chiesa con la medesima formazione, ad ovest di Monte del Moro, lungo il versante orientale di M. S. Antonino e l'omonima Costa, per riaffiorare in modo continuo da Contrada Pomarazzita fino al T. Masinaro al di sotto del contatto di ricoprimento delle epimetamorfiti dell'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio.

#### 3.1.1. - *Basamento Ercinico*

*Epimetamorfiti di Longi-Taormina (TAM)*. Il basamento dell'Unità tettonica di Longi-Taormina è rappresentato da una sequenza paleozoica con tracce di fossili devoniani, interessata da metamorfismo ercinico (da semi- fino a metamorfiti in facies di scisti verdi di BP e BT).

Nell'area del Foglio Randazzo questi terreni affiorano in limitatissimi lembi di spessore non superiore a 30 m ad ovest di Serra Corona e a nord-ovest di Pagliara li Ceusi, lungo il margine centro-settentrionale del Foglio.

I litotipi più comuni sono metasiltiti, metapeliti e metareniti con colorazione grigio-verdastra per alto contenuto in clorite, grana da fine a media, tessitura da massiva a scistosa, bassissimo grado di cristallinità, con più o meno abbondanti amigdale di quarzo.

La successione è interessata da effetti deformativi alpini che originano stiramento della foliazione regionale e/o crenulazione e piani di taglio.

### 3.1.2. - *Successione meso-cenozoica*

*Calcari e dolomie di Taormina (DOA)*. Si tratta di calcari bianco-grigiastri massivi o stratificati in grossi banchi, che sfumano lateralmente e verso l'alto a dolomie saccaroidi giallastre (Fig. 10). I calcari sono detritici con abbondanti clasti arenitico-ruditici di quarzo alla base dello strato e/o oolitici e stromatolitici. Nei calcari si rinvengono scarsi frammenti di gusci di ammoniti, lamellibranchi e gasteropodi non classificabili. Affiorano in limitati lembi in destra del Vallone S. Pietro e a nord di Pagliara li Ceusi, lungo il margine settentrionale del Foglio. L'età pertanto è dedotta per correlazione con livelli datati, al di fuori del Foglio Randazzo, al Sinemuriano–Pliensbachiano inferiore. Lo spessore complessivo è di circa 100 m. La formazione rappresenta una sequenza in facies di piattaforma carbonatica in progressivo annegamento.

*“Medolo” (MED)*. I calcari di piattaforma prima descritti passano gradualmente ad una fitta alternanza calcareo-marnosa con selce, fortemente ridotta e lacunosa, corrispondente al “Domeriano” in facies di “Medolo” di FUCINI (1920 - 1935).

Si tratta di un'alternanza di calcari marnosi e marne di colore grigio o grigio-bluastro a patina avana, talora con liste e lenti di selce bianca e contenenti frequenti noduli ferro-manganesiferi di colore giallo ocra, resti di fucoidi e impronte di ammoniti. La stratificazione è netta con spessore di 10–40 cm degli strati calcareo-marnosi (Fig. 10). La componente carbonatica è rappresentata da calcilutiti a radiolari e spicole di spugne e calcareniti fini gradate con modesta frazione detritica a granuli di quarzo. In zone esterne al Foglio Randazzo ed in particolare poco più a nord, a Pizzo Ucina, sono state rinvenute faune ad ammoniti dei generi *Coeloceras* e *Juraphyllites*, che permettono un'attribuzione della formazione al Pliensbachiano (Carixiano-Domeriano, LENTINI, 1975).

La formazione affiora solo in località a nord di Serra Corona, in sovrascorrimento fuori sequenza sul Flysch di Capo d'Orlando che originariamente suturava il contatto tra le due unità tettoniche di S. Marco d'Alunzio e di Longi-Taormina, e a Serra Pulici in continuità sui Calcari e dolomie di Taormina.

Lo spessore si aggira sui 100 m, ma è talora difficilmente valutabile a causa di disturbi tettonici.

“*Biancone*” (**BIA**). La formazione affiora soprattutto lungo il "fronte" calabride, dove s'interpone spesso tettonicamente tra esso e l'Unità delle “Argille Scagliose Superiori”. Ciò si può osservare bene sulla strada che congiunge S. Domenica Vittoria a Floresta in corrispondenza del ponte che attraversa il Torrente Favoscuro. Da qui verso SE lungo il Torrente Masinaro quasi ininterrottamente fino a Roccella Valdemone questa formazione costituisce la base con cui le Unità Calabridi si sovrappongono tettonicamente alle “Argille Scagliose Superiori”. Lembi isolati inoltre si rinvengono verso ovest lungo il "fronte" calabride a sud di Punta Randazzo Vecchio in Contrada Pomarazzita e ad ovest di M. del Moro e ad est di M. S. Antonino.

Gli spessori variano dai pochi metri dei blocchi isolati fino a un massimo di circa 100 m.

Litologicamente la formazione è costituita da pelagiti carbonatiche caratterizzate da calcilutiti grigio-biancastre e calcari marnosi bianchi a frattura concoide con noduli e lenti di selce nera, in strati medio-sottili alternati a sottili giunti argillosi nerastri (Fig. 10). Contengono aptici, belemniti e rari resti di ammoniti.

Riguardo alle associazioni a microfossili, i tintinnidi presenti (*Tintinnopsella carpathica* Murgeanu & Filipescu e *Remaniella cadischiana* (Colom)) indicano un'età Berriasiano-Valanginiano inferiore. Nella zona di Pizzo Leo, l'associazione a nannofossili più completa è data da *Watznaueria barnesae*, *Nannoconus steinmannii* Kamptner, *Nannoconus* spp., *Braarudospaera batilliformis* Troelsen & Quadros, *Cruciellipsis cuvillieri*, *Stradneria crenulata*, *Micrantholithus hoschulzii* (Reinhardt), *M. obtusus* indicativa di un'età compresa tra il Giurassico superiore (Titonico) e il Cretacico inferiore (Barremiano-Aptiano).

“*Scaglia*” (**SCA**). Al "Biancone" seguono bruscamente calcari e calcari marnosi rossi, verdi e giallastri e subordinate calcareniti fini intraclastiche in facies di "Scaglia" (Fig. 10). I livelli si presentano estremamente scagliettati con piani di scistosità sia paralleli alla stratificazione che obliqui. Tutto l'intervallo è sovente interessato da superfici di scollamento con sovrapposizione anomala sui termini liassici, ovvero più antichi, e può inglobare lembi di altre formazioni, che in passato sono stati attribuiti a "klippen sedimentari" (STURANI, 1967; DUEE, 1969), oppure a “megabrecce” (MONTANARI, 1989), cioè blocchi scivolati nel bacino originario della Scaglia durante la sedimentazione. Si tratta invece in gran parte di contatti meccanici e le ripetizioni all'interno della formazione dimostrano che ci si trova dinanzi ad una serie di laminazioni. Ciò ha comportato delle difficoltà nel rilevamento geologico e si è seguito il criterio di cartografare i termini prevalenti.

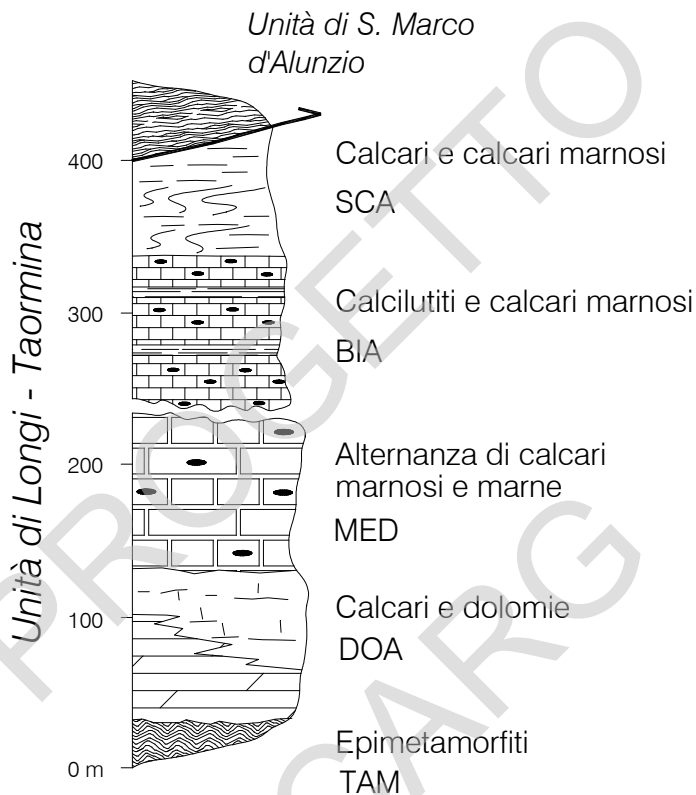


Fig. 10 – Colonna stratigrafica ricostruita della sequenza mesozoica dell'Unità tettonica di Longi – Taormina, considerando gli spessori massimi affioranti. L'originario contatto stratigrafico dei calcari e dolomie (DOA) sulle epimetamorfiti del relativo basamento è osservabile solo lungo il Vallone a nord di Pagliara li Ceusi. Il passaggio stratigrafico tra il Medolo e il Biancone non è osservabile in carta. Le due formazioni sono interessate da un sovrascorrimento che porta il Medolo sul Biancone (Serra Pulici a nord di Pagliara li Ceusi).

La formazione affiora in lembi di limitata estensione a Pomarazzita e al



Torrente Favoscuro dove raggiunge lo spessore massimo di 50 m.

Sulla base del contenuto fossilifero a *Inoceramus*, segnalato da MAUGERI PATANÈ (1932) nella zona di Galati Mamertino, e microfaunistico a *Globotruncana* spp. (SIRNA, 1962) gli Autori propongono un'età Turoniano-Senoniano. Campioni raccolti durante le campagne di rilevamento hanno permesso di riconoscere microfaune a *Contusotruncana contusa* (Cushman), *C. plicata* (White), *Globotruncanita stuarti* (de Lapparent), *G. stuartiformis* (Dalbiez), *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi), *Gansserina* sp e *Racemiguembelina fructicosa* (Egger) e scarse nannoflore con *Watznaueria barnesae*, *Micula decussata* e *Micula* spp.

Sulla base di questi dati biostratigrafici recenti l'età è Coniaciano-Maastrichtiano, che corrisponderebbe, almeno in parte, all'età attribuita dai precedenti Autori.

Si sottolinea comunque, che nell'area del Foglio questa formazione è presente in limitati lembi, smembrati dalla tettonica e che l'età complessiva di questo intervallo, nelle aree dove affiora la successione completa, raggiunge l'Eocene inferiore, data la presenza di foraminiferi quali *Morozovella* cf. *rex* (cfr. F° 599 Patti).

*Flysch di Frazzanò (FRZ)*. Col termine di Flysch di Frazzanò OGNIBEN (1960) indica un deposito terrigeno soprastante alla "Formazione calcescistosa di Militello", equivalente della "Scaglia", e il cui significato geotettonico sarebbe quello di un deposito immediatamente precedente la messa in posto delle falde cristalline calabridi. I rapporti con la "Scaglia", almeno originariamente, dovevano essere stratigrafici.

Si tratta di un'alternanza arenaceo-pelitico-conglomeratica caratterizzata da litofacies arenitiche alla base evolventi rapidamente a litofacies arenitico-conglomeratiche ed infine esclusivamente conglomeratiche nei livelli apicali; inoltre le varie litofacies mostrano eteropie latero-verticali.

Nell'area del Foglio è presente una litofacies arenaceo-pelitico-conglomeratica (**FRZ<sub>a</sub>**), che affiora esclusivamente nel settore nord-occidentale tra S. Giorgio-Portella Gazzana e a nord di Serra Corona, ed una conglomeratico-arenitica (**FRZ<sub>b</sub>**), presente in lembi isolati di modesto spessore a Contrada Cartolari Faranda, lungo il Vallone di Frogane tra M. del Moro e Pizzo Torretta e ancora più ad est al limite nord-orientale della carta in destra orografica del T. Masinaro (Fig. 11). Gli spessori delle due litofacies variano notevolmente; la prima raggiunge i 200 m, la seconda non eccede i 70 m, e non sono osservabili i rapporti di eteropia.

La composizione delle arenarie varia da litareniti feldspatiche nei livelli basali, ad arkose litiche fino ad arkose in quelli medio-alti; si presentano in strati da medi a spessi a granulometria medio-grossolana, gradati e laminati,

intercalati a sottili livelli pelitici. La geometria degli strati è lenticolare a base erosiva; per amalgamazione possono raggiungere spessori decametrici, mostrando apparente gradazione inversa e/o scarsa classazione. La litofacies conglomeratica è costituita da grossi banchi lenticolari con base fortemente erosiva. La composizione dei ciottoli è data da elementi cristallini prevalenti (rocce metamorfiche di grado intermedio e alto, e da rocce granitoidi) e subordinatamente da clasti carbonatici e/o arenitici.

Le litologie e i caratteri tessiturali della formazione sono riferibili a torbiditi le cui facies ed associazioni di facies sono relative ad ambiente di base scarpata con carattere regressivo marcato da sequenze di facies negative (*coarsening-upward*). CARMISCIANO & PUGLISI (1978) descrivono i caratteri petrografici delle arenarie ed evidenziano un'evoluzione composizionale dal basso verso l'alto da litareniti feldspatiche e da arkose litiche, particolarmente ricche di

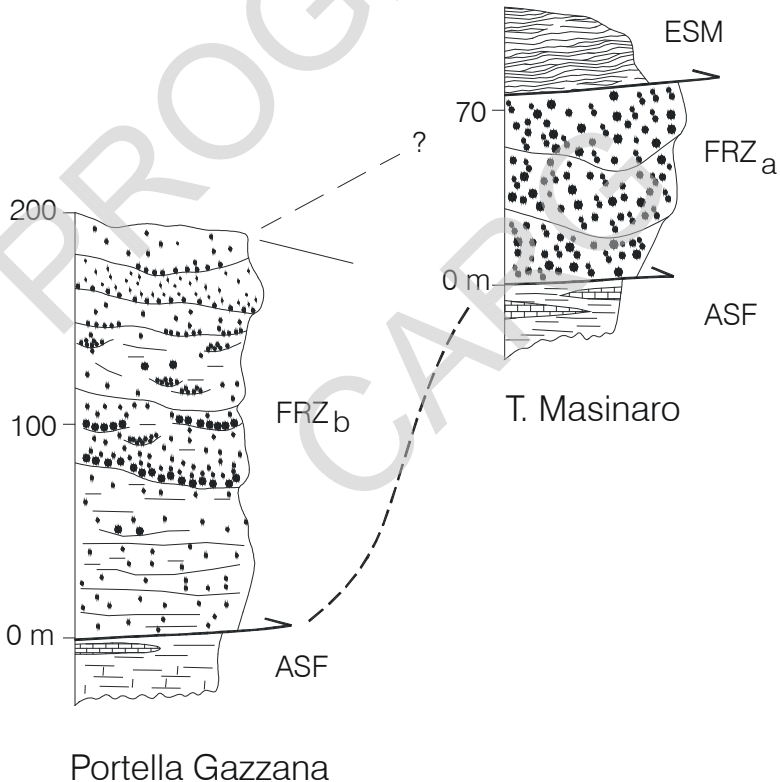


Fig. 11 – Colonne litostratigrafiche ricostruite del Flysch di Frazzanò in località Portella Gazzana – T. Masinaro.

frammenti carbonatici ed epimetamorfici, derivanti dallo smantellamento dell'originario basamento e dalla sua copertura sedimentaria, ad arkose feldspatiche con frammenti cristallini di medio-alto grado, derivanti da un basamento in via di erosione. Queste ultime presentano spiccate analogie con le arenarie del soprastante Flysch di Capo d'Orlando.

Tutti i campioni prelevati negli interstrati pelitici si sono mostrati sterili alle analisi micropaleontologiche. In assenza di microfossili indicativi, l'età viene pertanto definita dai rapporti stratigrafici, che la formazione mostra alla base con la "Scaglia" e al tetto con il Flysch di Capo d'Orlando. Nell'area del F. Patti, nella Valle del T. Rosmarino e lungo la strada che da Terranova porta a S. Marco d'Alunzio, è possibile osservare una graduale transizione dalle marne rosse della Scaglia, di età Eocene inferiore, al Flysch di Frazzanò, che si realizza attraverso un incremento della frazione arenitica silicoclastica. La discordanza tra il Flysch di Frazzanò e il soprastante Flysch di Capo d'Orlando è osservabile in località Portella Gazzana e a NO di Serra Corona (settore NO del Foglio Randazzo). L'età pertanto risulterebbe confinata in un intervallo compreso tra l'Eocene medio e l'Oligocene inferiore (Tav. 1).

Gli originari rapporti stratigrafici tra le formazioni sono stati notevolmente modificati dalla tettonica, che ha prodotto ripetizioni di scaglie tettoniche lungo piani circa paralleli alla stratificazione. Talora si osservano appoggi del Flysch di Frazzanò direttamente su termini più antichi e interpretabili come contatti di scollamento. Nei dintorni di Longi, lembi flyscioidi ridotti in "truciolii" estremamente caoticizzati sono sovrapposti direttamente ai calcari liassici.

### 3.2. - UNITÀ TETTONICA DI S. MARCO D'ALUNZIO

Al disopra del Flysch di Frazzanò, o direttamente sulla Scaglia o sui termini più antichi poggia un'ulteriore unità tettonica, in gran parte corrispondente alla Falda di Galati di OGNIBEN (1960). Essa è caratterizzata da un basamento cristallino di basso grado metamorfico, sormontato da una sequenza mesocenozoica condensata e lacunosa. La copertura sedimentaria relativamente all'area del Foglio Randazzo è limitata solo all'intervallo Lias medio-inferiore, generalmente ridotta in lembi o blocchi isolati ad eccezione di quelli che affiorano a Monte Acquafredda-M. di Pietre Bianche direttamente in ricoprimento sulle "Argille Scagliose Superiori" della Catena Appenninico-Maghrebide, e tra S. Giacomo-Punta Randazzo Vecchio-T. Favoscuoro in appoggio discordante sulle metamorfite del relativo basamento.

### 3.2.1. - *Basamento Ercinico*

*Epimetamorfiti di San Marco (ESM)*. Si tratta di metamorfiti in facies di scisti verdi di BP e BT. Affiorano in modo discontinuo lungo il “fronte calabride”, rappresentando localmente il termine cristallino a diretto contatto sulle “Argille Scagliose Superiori” (tra Contrada Portale e Contrada della Rocca–Contrada S. Giacomo) o in *klippen* isolati come a Portella Dagara e tra Portella di Testa–Portella Chiesa–Portella Torretta, dove è presente anche la originaria copertura del Lias medio-inferiore, o in ricoprimento su vari termini dell’Unità tettonica di Longi–Taormina, alla base della monoclinale immergente a nord, che da Punta Randazzo Vecchio attraverso Pizzo Leo si estende fino alla confluenza T. Roccella–T. Masinaro, al limite nord–orientale del Foglio.

I litotipi più comuni sono dati da metapeliti e metareniti grigio-verdastre a prevalente sericite, clorite e quarzo, a tessitura scistosa con basso grado di cristallinità, cui si associano filladi e metareniti grafitose con grado di cristallinità più elevato rispetto ai litotipi sericitico/cloritici, oltre a metagrovacche e/o metarose con evidenti relitti clastici (porfiroclasti) arenitici e in matrice ricristallizzata. Sono molto comuni in tutti i litotipi lenti e noduli di quarzo.

L’irregolarità delle alternanze litologiche descritte, associata ad un’intensa deformazione strutturale, impedisce la ricostruzione dell’originaria successione stratigrafica. Lo spessore è difficilmente valutabile, ma non superiore a 100 m.

Piani di taglio alpini originano effetti milonitici, con stiramento della foliazione regionale, accompagnati da blandi fenomeni cataclastici e/o di ricristallizzazione di sericite. Si osservano fratture tardive con quarzo e/o calcite.

Sono presenti locali mineralizzazioni a solfuri, ossidi e idrossidi per processi idrotermali e di alterazione meteorica (OTERI *et alii*, 1986; DE VIVO *et alii*, 1996).

### 3.2.2. - *Successione mesozoica*

La successione mesozoica dell’Unità tettonica di S. Marco d’Alunzio è caratterizzata, nell’area tipo localizzata poco a NO del Foglio Randazzo, da una sequenza notevolmente condensata e lacunosa costituita da calcari arenacei, da encriniti rosse e da calcari ad ammoniti (*Tropidoceras*, *Gemmellaroceras*, *Galaticeras*), note per gli studi paleontologici di GEMMELLARO (1884) e di MAUGERI PATANÈ (1932), che assegnano un’età carixiano-domeriana. A questi seguono sottili lenti di lumachella a *Bositra*

*buchi* e un "Rosso Ammonitico" calcareo del Giurassico superiore. La sequenza è chiusa verso l'alto da un sottile orizzonte di calcari marnosi in facies di "Scaglia" di età Cretacico superiore (LENTINI & VEZZANI, 1975; CARBONE *et alii*, 1998).

### Sezione Molino di S. Giacomo

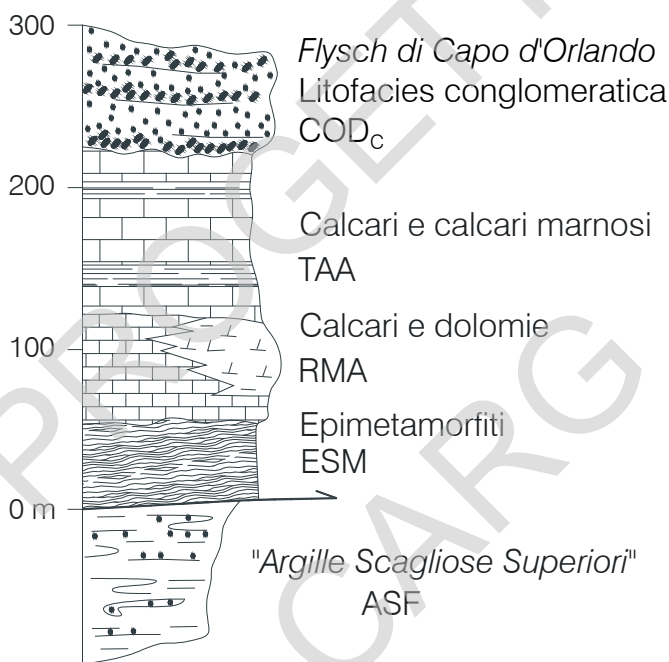


Fig. 12 – Colonna litostratigrafica dell'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio a Molino di S. Giacomo, a nord di Punta Randazzo Vecchio, dal contatto di ricoprimento della successione sulle "Argille Scagliose Superiori" delle Unità tettoniche Sicilidi, al *Flysch di Capo d'Orlando* al tetto, lungo un tracciato orientato OSO – ENE.

Nel Foglio Randazzo la successione descritta è rappresentata solo dai Calcari del Lias inferiore–medio, qui denominati "Rosso di S. Marco", per riprendere un termine in uso tra gli isolani, che utilizzano questa roccia come "marmo" a scopi ornamentali.

Altra sostanziale differenza dalla successione tipo è la presenza al tetto dei calcari sotto descritti di un intervallo calcareo-marnoso con caratteristiche litologiche analoghe al Medolo dell'Unità tettonica di Longi-Taormina.

*Rosso di S. Marco (RMA)*. A questa formazione sono stati attribuiti modesti lembi di calcari grigio-rossastri, massivi, intersecati da un fitto reticolo di fratture ricementate da calcite, che conferiscono alla roccia un aspetto venato disomogeneo. Affiorano a Pizzo Mueli, a Serra Corona e Serra dei Ladri, tra M. Formisia e Pagliara li Ceusi, oltre a tutti i livelli discontinui e blocchi più o meno estesi che si rinvengono, come olistoliti (cm), inseriti a più altezze stratigrafiche nel Flysch di Capo d'Orlando, tra Portella di Testa e Rocca Gatto.

L'attribuzione è stata fatta più per la posizione strutturale al di sotto dei vari termini dell'Unità tettonica di Longi-Taormina, che per le caratteristiche litologiche.

Da M. Acquafredda alla confluenza T. Roccella-T. Masinaro la formazione affiora con maggiore continuità e nella prima località raggiunge lo spessore massimo di 100 m.

Si tratta di calcari algali grigi, calcari dolarenitici e dolomie cristalline grigio-biancastre (M. delle Pietre Bianche, in destra orografica dell'alto corso del F. Alcàntara) passanti a calcari encrinurici rossi e calcari con modelli di brachiopodi e ammoniti non classificabili per l'alto grado di ricristallizzazione, intensamente venati e spatizzati, in strati e banchi di spessore variabile (Fig. 12). Al di fuori del Foglio sono state riconosciute macrofaune a *Spiriferina rostrata* Schlotheim, *Nucleata aspasia* (Meneghini), *Juraphyllites* spp. e *Tropidoceras* spp., che permettono di assegnare la formazione al Lias inferiore-medio.

*Calcari e marne ad Ammoniti (TAA)*. In continuità di sedimentazione sui calcari RMA, ma con passaggio netto per la diversa stratificazione e composizione dei carbonati, segue un'alternanza di calcari marnosi e marne grigi al taglio e avana all'alterazione, a frattura concoide, in strati paralleli da 10 a 50 cm (Fig. 12), affiorante sul versante occidentale di Punta Randazzo Vecchio e tra Rocche Palazzolo e T. Masinaro. A nord di Pizzo Mueli, nella parte mediana della formazione, si intercalano alcuni livelli sottili di breccie a clasti carbonatici di diametro fino a 2-3 cm.

In questa formazione, relativamente all'area del Foglio, non sono state rinvenute faune ad eccezione di qualche impronta di ammonite non classificabile. La posizione stratigrafica e le caratteristiche litologiche permettono di correlare la formazione al "Medolo" dell'Unità tettonica di

Longi-Taormina, dove ammoniti riferibili ai generi *Coeloceras* e *Juraphyllites* consentono di assegnare un'età pliensbachiana.

Lo spessore della formazione varia da pochi metri a un massimo di 100 m.

### 3.3. - SUCCESSIONE TARDOROGENA DELL'OLIGOCENE-MIOCENE INFERIORE

Con questo termine vengono indicati quei terreni depositatisi successivamente alle prime fasi di ricoprimento e riconoscibili sul terreno per l'appoggio discordante sulle unità del substrato. Nel Foglio Randazzo, tali depositi sono rappresentati dal Flysch di Capo d'Orlando di età Chattiano-Burdigaliano inferiore, estesamente affiorante in Sicilia nord-orientale nei M. Peloritani. Poggia in discordanza al tetto delle unità cristalline della Catena Kabilo-Calabride, suturandone i relativi contatti tettonici, e marginalmente si estende al tetto delle unità caotiche più interne della Catena Appenninico-Maghrebide. Il Flysch di Capo d'Orlando si è depositato sulla paleosutura tra i due domini strutturali durante fasi tardive del ricoprimento della Catena Kabilo-Calabride sulla Catena Appenninico-Maghrebide; seppur smembrato in più scaglie tettoniche, esso conserva gli originari contatti su ambedue gli edifici ed è ricoperto dalla coltre retrovergente delle Argille Scagliose dei Peloritani (v. oltre).

Il Flysch di Capo d'Orlando si estende in ampie fasce da Taormina a Floresta e più ad ovest fino ai dintorni di S. Agata di Militello. Relativamente all'area del Foglio, è ben rappresentato lungo tutto il settore nord - orientale da Serra Corona a Rocca Pizzicata in sinistra orografica del F. Alcàntara.

La sua attuale distribuzione è il risultato dell'attivazione, a partire dal Tortoniano, di imponenti sistemi di faglie trascorrenti destre, che hanno deformato profondamente la geometria del sistema a thrust infra-miocenico.

I depositi terrigeni del Complesso Calabride erano stati distinti da OGNIBEN (1960) in tre formazioni considerate sinorogene: il Flysch di Frazzanò in sequenza sopra la "Falda di Longi", il Flysch di Capo d'Orlando trasgressivo sulla "Falda di Galati" ed il Flysch di Pizzo Lando trasgressivo sulla Falda dell'Aspromonte. Il carattere postorogeno rispetto alle falde cristalline, invece, già riconosciuto da LIMANOWSKY (1909) fu confermato a scala regionale durante gli anni sessanta dagli Autori francesi.

TRUILLET (1968) afferma che l'"oligo-miocène molassique" si sarebbe deposto nel dominio peloritano dopo una fase tettonica ascrivibile all'Eocene inferiore-medio (Ypresiano-Luteziano), mentre più tardi, nel Miocene inferiore-medio, una fase tettonica minore avrebbe causato il trasporto delle unità nell'attuale posizione. In tal senso l'Autore parla di "oligo-miocène molassique", generato dallo smantellamento dei rilievi formati durante la fase

ypreso-luteziana, prima della ripresa dei movimenti che portarono alla messa in posto delle Argille Variegate e nel Miocene inferiore-medio all'accavallamento del dominio peloritano sulle unità ancora più esterne (Unità Sicilidi).

Anche OGNIBEN (1970), rivedendo la sua posizione precedente, conferma il carattere molassico di questi depositi terrigeni ed in particolare unifica il Flysch di Capo d'Orlando ed il Flysch di Pizzo Lando in un solo "flysch tardorogeno calabride" con il termine di Flysch di Capo d'Orlando.

LENTINI & VEZZANI (1975, 1978) considerano il Flysch di Capo d'Orlando come la copertura terrigena oligomiocenica "trasgressiva" su tutte le unità stratigrafico-strutturali già sovrapposte. Inoltre tale flysch rappresenterebbe la prosecuzione della sedimentazione detritica iniziata nel bacino eo-oligocenico con il Flysch di Frazzanò. Pertanto il Flysch di Capo d'Orlando assumerebbe il carattere di un postorogeno rispetto all'accavallamento delle varie falde calabridi (ipotesi confermata dal "carattere molassico" di questa formazione nella sua porzione basale conglomeratica), evolvente verso l'alto ad una facies flyscioide legata a fasi tettoniche più recenti.

BONARDI *et alii* (1980) unificano il Flysch di Stilo (BONARDI *et alii*, 1971), affiorante in Calabria, con il Flysch di Capo d'Orlando e istituiscono così la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, non utilizzando più il termine flysch o molassa, perché a loro giudizio inadeguato a caratterizzare una formazione postorogena rispetto ad alcune fasi tettoniche e preorogena rispetto ad altre. Inoltre per quanto concerne l'età, escludono la presenza di livelli oligocenici, collocando l'inizio della sedimentazione nell'Aquitano, poi bruscamente interrotta nel Langhiano dall'arrivo delle Antisicilidi.

I rilievi condotti nell'area della Provincia di Messina (LENTINI *et alii*, 2000) hanno accertato che in alcune zone, come nei dintorni di Roccella Valdemone, poco al di fuori del Foglio Randazzo, le coperture terrigene oligo-mioceniche localizzate all'esterno rispetto all'originario fronte calabride e ascrivibili al Flysch di Capo d'Orlando, vanno interpretate come appartenenti alle Unità Maghrebidi. Ciò permette di confermare l'interpretazione di CASSOLA *et alii* (1990), che post-datano così all'Oligocene superiore il ricoprimento della Catena Calabride su quella Maghrebide.

### 3.3.1. - *Flysch di Capo d'Orlando (COD)*.

Dal punto di vista litologico, il Flysch di Capo d'Orlando generalmente è caratterizzato da facies torbiditiche conglomeratico-arenacee evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee o arenaceo-pelitiche, più raramente a facies pelitiche.



La base è sovente rappresentata da una facies conglomeratica (**COD<sub>c</sub>**) potente fino al centinaio di metri, anche se raddoppi tettonici possono dare spessori apparentemente maggiori. Il conglomerato è costituito da clasti, variabili da pochi centimetri a 40-50 cm e talora anche fino al metro, di natura metamorfica di vario grado, di granitoidi, di granuli arrotondati di quarzo e raramente di calcari. La matrice è generalmente arenitica di colore grigio-giallastro, diagenizzata e con scarsa frazione argillosa. Questi conglomerati sono stati interpretati da GUERRERA & WEZEL (1974) come dei depositi di base di scarpata, che precedono l'arrivo di torbiditi arenacee.

Da Serra Corona a Costa di Malle-Punta dell'Inferno il conglomerato basale giace direttamente sulla successione metamorfica e carbonatica dell'Unità di S. Marco d'Alunzio. Il colore è bruno e i ciottoli mal assortiti e di dimensione tra i pochi cm e il mezzo metro sono costituiti da quarzo, semiscisti, filladi, calcari e dolomie.

La litofacies arenacea (**COD<sub>b</sub>**) è costituita da arkose-litiche grigio-giallastre in strati da decimetrici a metrici, cui si intercalano livelli decimetrici argilloso-marnosi.

Si estende con continuità da M. Mallaro a Floresta fino a Rocche Palazzolo, e in posizione più meridionale fino a Rocca Pizzicata sull'alta valle del F. Alcàntara.

La composizione delle arenarie secondo CARMISCIANO & PUGLISI (1979) è arkosica a due feldspati (potassici e sodico-calcici) con abbondanti miche. Questo dato compositivo insieme con le variazioni osservate lungo la successione, dai livelli basali a quelli apicali, suggerisce una provenienza da un'area d'erosione corrispondente alla paleocatena a falde di ricoprimento, rappresentata dal massiccio cristallino interno.

La litofacies pelitica (**COD<sub>a</sub>**) è molto meno diffusa delle due precedenti. Essa caratterizza la parte mediana della sequenza anche se, in virtù del generale contatto "on-lap", si registra l'appoggio discordante di questa porzione su varie unità del substrato sia "appenninico" che "calabride".

Si sviluppa con continuità tra la zona di M. Mallaro e Punta dell'Inferno, a sud di Floresta, costituendo i rilievi di Serra di Cipri, M. S. Antonio, Costa del Sàlice fino a sud di M. Azzarello, ed è caratterizzata da una fitta alternanza di argille e argille marnose colore avana e di arenarie fini debolmente gradate e/o laminate, con sequenze di Bouma Tb-c o Tb-d, in strati medio-sottili.

I passaggi alle altre facies sono sovente gradualmente e il limite ne risulta incerto. In carta sono stati distinti gli affioramenti, dove si aveva una netta prevalenza della facies pelitica.

Questa litofacies è caratterizzata prevalentemente, ma non esclusivamente, dalla presenza, a più altezze stratigrafiche, di olistoliti carbonatici (**cm**), spesso anche di notevoli dimensioni, che sono stati attribuiti alla formazione Rosso di

## SEZIONE di ROCCA PIZZICATA

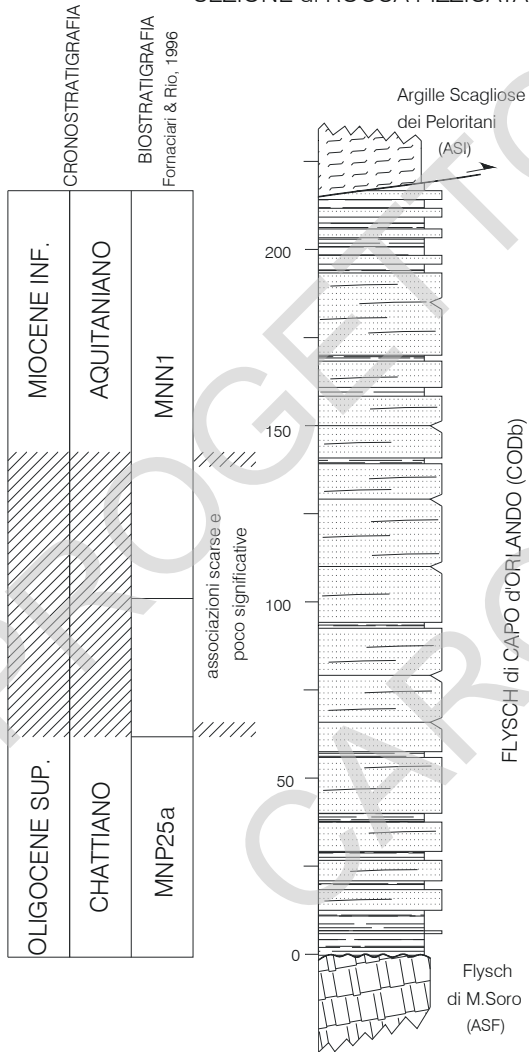


Fig. 13 – Colonna stratigrafica del Flysch di Capo d'Orlando in località Rocca Pizzicata e suddivisione biostratigrafica basata sui nannofossili calcarei.

S. Marco (RMA). Nella carta geologica sono stati cartografati solo i maggiori, come quello di M. Sciacca Batessa, tra Case Batessa e M. del Moro, costituente

l'intera rupe di q. 1326 e quello di M. S. Antonio, tra q. 1319 e q.1263-1300, per citare i più estesi. Sciami di olistoliti di minore dimensione sono stati segnalati tra Rocca Gatto e M. Acquafredda. La composizione degli olistoliti varia da calcari algali a calcari dolomitici e dolomie da grigi a rossastri, intensamente spatzzati e venati, fino a breccie calcaree oltre a calcari marnosi e marne rosate, probabilmente della Formazione dei Calcari e Marne ad Ammoniti (TAA).

Per quanto riguarda l'età della formazione, la letteratura geologica presenta moderate difformità: LENTINI & VEZZANI (1975) ascrivono il Flysch di Capo d'Orlando all'intervallo Oligocene superiore-Miocene inferiore, BONARDI *et alii* (1980) assegnano la Formazione Stilo-Capo d'Orlando al Miocene inferiore-medio.

Recentemente, sulla base di una accurata revisione dei dati biostratigrafici basati sia sui foraminiferi che sui nannofossili calcarei, il Flysch di Capo d'Orlando viene attribuito all'intervallo Chattiano-Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996).

La medesima età è confermata nell'area del Foglio Randazzo; la formazione è stata campionata in località Rocca Pizzicata (Tav. Malvagna) (Fig. 13), dove è rappresentata da prevalenti arenarie con intercalazioni di argille marnose. Lo spessore totale in questa zona è di circa 250 m. In totale sono stati analizzati 12 campioni, raccolti nella porzione basale e sommitale dell'affioramento. La porzione intermedia, infatti, è esclusivamente costituita da banconi arenacei.

I campioni basali contengono un'associazione piuttosto abbondante, caratterizzate da specie tipiche dell'Oligocene superiore (Chattiano). In particolare sono stati rinvenuti *Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera euphratis* Haq, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. abisectus* (>10 µm), *Sphenolithus moriformis* (Brönnimann & Stradner), *S. ciperoensis*, associazione che caratterizza la biozona MNP25a (FORNACIARI & RIO, 1996) (Tav. 1). I campioni dei livelli sommitali contengono associazioni meno abbondanti. Un dato rilevante è l'assenza di *Sphenolithus ciperoensis*, evento utilizzato da alcuni Autori per definire il limite Oligocene-Miocene. In un unico campione sono stati rinvenuti rarissimi individui di *Helicosphaera carteri*, specie segnalata a partire dal Miocene basale. I livelli sommitali sono dunque attribuibili all'Aquitano. Nei dintorni di Roccella Valdemone (alla confluenza del T. Roccella col F. Alcàntara) gli orizzonti argillosi sommitali, immediatamente sotto al contatto con le Argille Scagliose dei Peloritani, contengono nannoflore a *Helicosphaera carteri* (comune) e rari esemplari di *H. ampliapertura* Bramlette &

Wilcoxon (Biozona MNN2b di FORNACIARI & RIO, 1996) che permettono di estendere l'età della formazione al Burdigaliano inferiore (Tav. 1).

I rilievi geologici condotti in tutta l'area della Provincia di Messina (LENTINI *et alii*, 2000) hanno permesso di confermare che il Flysch di Capo d'Orlando sutura i contatti tettonici tra le varie unità cristalline calabridi, consentendo di post-datare le fasi tettoniche responsabili della messa in posto delle falde. Tuttavia la distribuzione delle varie facies ha evidenziato che la deposizione del flysch ha avuto luogo in un bacino caratterizzato da più depocentri, individuati dai sistemi a thrust che hanno ulteriormente interessato l'edificio orogenico preesistente. Durante la deposizione del flysch si sono realizzati ulteriori raccorciamenti, manifestatisi sotto forma di strutture di *breaching* "fuori sequenza", che hanno localmente modificato la configurazione del bacino. A questi fenomeni è corrisposta una tendenza regionale alla progressiva subsidenza di sempre più ampi settori del massiccio kabilo-calabride, tale da favorire la deposizione delle successioni flyschoidi in aree sempre più interne, precedentemente soggette ad erosione. In generale, poichè le giaciture della formazione mantengono una certa integrità, che consente una completa ricostruzione degli originari rapporti con il substrato, si può osservare un ringiovanimento della formazione verso nord, nei settori più interni dell'edificio kabilo-calabride, con un'aggradazione delle facies arenacee sul substrato cristallino, come evidenziato da appoggi discordanti in *on-lap* e dal ringiovanimento dei livelli basali procedendo verso il Tirreno. In particolare gli orizzonti supraoligocenici del flysch, caratterizzati da potenti successioni conglomeratiche, sono limitati alle aree più esterne dell'edificio kabilo-calabride ed al tetto della Formazione di Piedimonte (affiorante al di fuori del Foglio, a sud del F. Alcàntara), mentre le sequenze prevalentemente arenacee inframioceniche sono ampiamente distribuite anche sul versante settentrionale dell'edificio cristallino (LENTINI *et alii*, 1995a,b; 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CATALANO *et alii*, 1996).

Gli spessori sono estremamente variabili, così come la distribuzione delle facies, e ciò in dipendenza dell'originaria morfologia dei paleobacini.

#### 4. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

##### 4.1 - UNITÀ TETTONICA ANTISICILIDE

In contatto tettonico sul Flysch di Capo d'Orlando e localmente sul basamento cristallino poggiano le Argille Scagliose dei Peloritani. Talora si tratta di lembi isolati, ma la loro diffusione su tutta la catena peloritana, oltre

che in Calabria, fa pensare che si estendessero a mantello prima di essere ridotte in lembi dall'erosione.

OGNIBEN (1960) indicò queste argille col termine di Complesso Sud-Liguride e le considerò identiche a quelle del Complesso Sicilide, ipotizzando una provenienza dalla stessa area occupata dalle Argille Variegate del Complesso Sicilide, con un "retrocolamento gravitativo" delle A.S. sicilidi sulla copertura tardorogena del Complesso Calabride. Per questo motivo OGNIBEN (1969) contraddistinse questi terreni col termine di "antiscilidi", per evidenziare le analogie litostratigrafiche con le Argille Scagliose sicilidi, dalle quali però differiscono per la posizione strutturale.

*Slumps* e olistostromi di Argille Scagliose al tetto del Flysch di Capo d'Orlando sono interpretabili come precursori dell'arrivo delle Argille Scagliose nel bacino, che ha interrotto la sedimentazione terrigena (OGNIBEN, 1960; BONARDI *et alii*, 1980), ripresa successivamente nel Burdigaliano superiore con la deposizione delle Calcareniti di Floresta.

In letteratura sulla provenienza e sulla modalità di messa in posto vi sono alcune opinioni differenti. Secondo TRUILLET (1968) le A.S. avrebbero una provenienza "tirrenica", perché interpretate come lembi residui della falda dei "flysch interni", accavallatasi durante il Miocene inferiore sul dominio peloritano, per poi essere traslata ulteriormente sui "flysch esterni". Analoga interpretazione viene data da CAIRE (1973); OGNIBEN (1969) invece e, con modalità differenti, GUERRERA & WEZEL (1974) propongono una provenienza esterna con un fenomeno di antiricoprimento ed una traslazione da est verso ovest. Anche LENTINI *et alii* (1987) confermano l'origine esterna delle Argille Scagliose, in quanto la presenza di blocchi di quarzareniti del Flysch Numidico, in origine depositatisi nei domini esterni, sembra far escludere una provenienza delle Argille Scagliose stesse da domini paleogeografici ancora più interni di quello calabride. Infine, alcuni Autori come PATA (1955) e HUGHES (1968) considerano le A.S. autoctone.

#### 4.1.1. - Argille Scagliose dei Peloritani (ASI)

La formazione è caratterizzata da argille policrome a tessitura scagliosa, sovente in giacitura caotica, cui s'intercalano argilloscisti bituminosi alternati a radiolariti varicolori, e strati sottili argilloso-arenacei. Nell'intera massa sono dispersi frammenti centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie. La formazione ingloba blocchi di quarzareniti giallastre, identiche a quelle del flysch numidico, di dimensione variabile da pochi decimetri fino a decine di metri. Di questi i maggiori sono stati cartografati e sono ben visibili a nord di M. Polverello, nel settore NE del Foglio.

ACCORDI (1960) e LEONARDI (1965) hanno descritto gli affioramenti di ASI dei dintorni di Floresta, costituiti da argilloscisti e radiolariti di colore nerastro o grigio-verde. Gli argilloscisti bituminosi presentano una stratificazione ritmica in lamine fissili e si alternano a radiolariti in straterelli centimetrici di colore bruno, grigio chiaro o giallastro o bianco sporco.

L'età delle Argille Scagliose dei Peloritani risulterebbe cretacea (LENTINI *et alii*, 1987), anche sulla base di quanto osservato da LEONARDI (1965), che riferisce al Cenomaniano le tredici specie di pesci fossili rinvenuti negli scisti bituminosi di Floresta.

Per CAMPISI (1977) l'età della formazione, oltre che sulle ittiofaune, si basa sulle associazioni a *Rotalipora*, *Guembelina*, *Ticinella* e *Pithonella* riferite al Cenomaniano, presenti nelle biocalcareni apicali.

In Calabria sono segnalate anche faune ad ostreidi del Cenomaniano, radiolariti, calcari neri e noduli ferromagnesiaci (BARRIER, 1987).

Le associazioni a nanfossili, presenti nei campioni prelevati nella formazione all'interno del Foglio, sono rappresentate da *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera bigelowii* (Gran & Braarud), *Calculites obscurus* (Deflandre), *Ceratolithoides aculeus* (Stradner), *Micula concava* (Stradner), *M. decussata*, *Watznaueria barnesae* che estendono l'età al Campaniano.

La discreta erodibilità delle ASI produce una morfologia generalmente blanda, data da pianori e colline. L'intensa tettonizzazione e l'eterogeneità della massa rendono questa formazione particolarmente instabile, specialmente se concorrono anche l'acclività e le condizioni idrogeologiche. Si è notato infatti come la presenza delle Calcareni di Floresta al tetto, che costituisce un discreto acquifero con manifestazioni sorgentizie al contatto con le ASI, favorisca l'instabilità con fenomeni di colamento delle argille e crollo delle soprastanti bancate arenacee.

## 5. - SUCCESSIONI TARDOROGENE MIOCENICHE

### 5.1. - DEPOSITI DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO DEI M. PELORITANI

Le ASI sono spesso sormontate da una sequenza terrigena costituita generalmente da arenarie arkosiche fossilifere a cemento carbonatico, note in letteratura col termine di Calcareni di Floresta. Si tratta di lembi più o meno isolati dall'erosione, ma diffusi su quasi tutta la catena peloritana, dal versante tirrenico a quello ionico.

Le Calcareniti di Floresta corrispondono al Complesso Post-Sudliguride di OGNIBEN (1960), che incluse questi terreni nella successione calabride, considerando la “Formazione delle Argille Scagliose Antisicilidi” soltanto un'intercalazione per trasporto orogenico. Egli interpretò quindi questa formazione come postorogena rispetto al ricoprimento tettonico delle ASI, ma più antica del trasporto orogenico delle unità calabridi nella posizione attuale. Sempre OGNIBEN (1969) definisce ulteriormente le Calcareniti di Floresta come Complesso Post-Antisicilide, data la loro posizione trasgressiva sulle ASI e successivamente traslate con esse, ciò perché l'alto contenuto di clasti carbonatici sembrerebbe legato ad un substrato ben diverso da quello silicoclastico del cristallino calabride. Allo stato odierno delle conoscenze, l'elevata frazione carbonatica è perfettamente spiegabile con l'erosione e risedimentazione di costruzioni organogene di mare basso (CARBONE *et alii*, 1993; LENTINI *et alii*, 1995a); pertanto essa non costituisce prova per un'allocatione delle calcareniti.

Nei M. Peloritani le Calcareniti di Floresta nella maggior parte dei casi poggiano in discordanza con giacitura di tipo *down-lap* sulle ASI, ma talora anche direttamente sul Flysch di Capo d'Orlando e più raramente sul substrato cristallino. Ciò dimostrerebbe che si tratta di un deposito autoctono, che sutura il contatto tettonico tra le ASI e il Flysch di Capo d'Orlando, postdatandolo al Burdigaliano superiore.

Viene confermato quindi che le Calcareniti di Floresta rappresentano la ripresa della sedimentazione detritica nel dominio calabride dopo l'anticoprimento delle ASI (CARMISCIANO *et alii*, 1981; LENTINI *et alii*, 1987). Anche in Calabria secondo BARRIER (1987) l'appoggio delle Calcareniti di Floresta sul cristallino della Falda dell'Aspromonte è di carattere trasgressivo.

#### 5.1.1. - *Calcareniti di Floresta (CFL)*

Affiorano da Pizzo Mitta (NO di Floresta) a M. Castellazzo sul margine NE del Foglio. La formazione è caratterizzata da bioalcareniti bianco-grigiastre, a stratificazione talora incrociata, a frammenti di alghe, briozoi e amphistegine e da arkosi glauconitiche a cemento spatico in strati da 20 cm a 2 m circa, alternate a livelli sottili argillosi talora debolmente marnosi. Gli strati a granulometria più grossolana mostrano contatti erosionali alla base e si osservano talora corpi canalizzati e slumps (versante NE di Serra Baratta).

Nella parte medio-alta della formazione i livelli argilloso-marnosi divengono più frequenti. Lo spessore massimo misurato in affioramento non supera i 100 m.

## SEZIONE di M.POLVERELLO-S.BARATTA

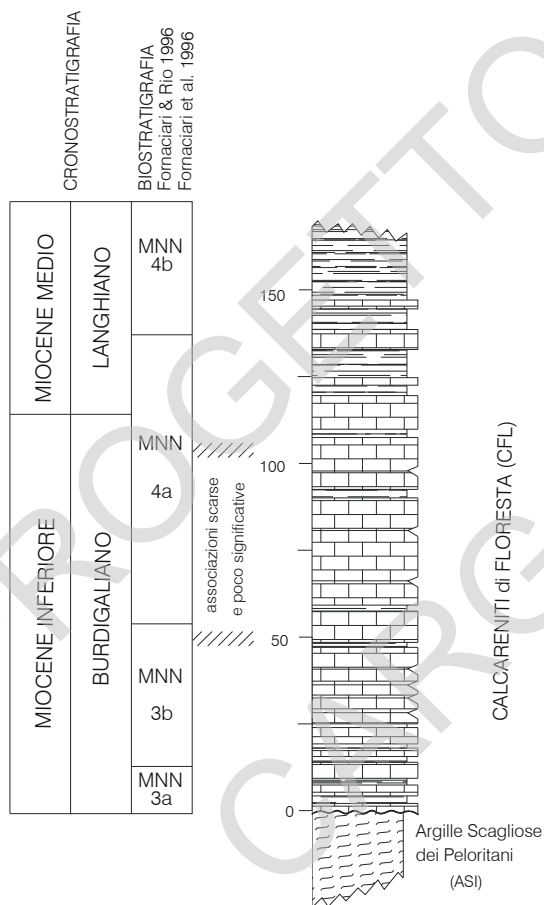


Fig. 14 – Colonna stratigrafica delle Calcareniti di Floresta ricostruita nel settore nord-orientale del Foglio (Monte Polverello-Monte Castellazzo-Serra di Baratta-Monte Calarvello) e suddivisione biostratigrafica basata sui nanofossili calcarei.

Dal punto di vista petrografico si tratta di arenarie arkosiche con abbondanti





CARMISCIANO *et alii* (1981) e BARRIER *et alii* (1987) assegnano la formazione al Langhiano. CARBONE *et alii* (1993), sulla base di sezioni stratigrafiche effettuate in tutti i principali affioramenti, segnalano nei livelli basali associazioni a *Globigerinoides trilobus*, *Paragloborotalia siakensis* e *P. acrostoma* (Wezel), indicanti il Burdigaliano superiore (IACCARINO, 1985); nei livelli alti associazioni faunistiche a *Globigerinoides irregularis* Le Roy, *Praeorbulina glomerata glomerata* (Blow) e *P. glomerata circularis* (Blow), che assegnano un'età langhiana.

Le Calcareniti di Floresta sono state campionate nell'area tipo di affioramento, a cavallo tra le Tavv. Floresta e Roccella Valdemone. Sono stati raccolti in totale 13 campioni nelle zone di Monte Polverello, Monte Castellazzo, Serra di Baratta e Monte Calarvello, ubicati lungo un'unica sezione stratigrafica (Fig. 14).

I campioni basali, prelevati a pochi metri dal limite col Flysch di Capo d'Orlando, sono stati raccolti in corrispondenza di rari livelli argillosi intercalati a banchi di arenarie. Nei livelli medio-alti della formazione, i livelli argilloso-marnosi divengono più comuni; la parte sommitale, infine è caratterizzata da una litologia prevalentemente argillosa.

Tra i campioni basali i migliori contengono un'associazione costituita da *Helicosphaera carteri*, *H. ampliaptera*, *Calcidiscus leptoporus* (Murray & Blackman), *Geminilithella rotula* (Kamptner), *Sphenolithus moriformis*, *S. dissimilis* Bukry & Percival, *S. belemnos* Bramlette & Wilcoxon riferibili alle biozone MNN3a e MNN3b di FORNACIARI & RIO (1996) del Burdigaliano medio-superiore (Tav. 1). I campioni provenienti dai livelli medio-alti della formazione contengono nannoflore caratterizzate dalla presenza di *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre; presenti anche *Helicosphaera carteri*, *H. ampliaptera*, *Calcidiscus leptoporus*, *Geminilithella rotula*, *Sphenolithus moriformis*. Questa associazione è riferibile alla biozona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996) del Burdigaliano superiore, mentre i livelli sommitali sono attribuibili alla successiva biozona MNN4b del Langhiano inferiore, caratterizzata dal paracme di *Sphenolithus heteromorphus* (DI STEFANO, 1995; FORNACIARI *et alii*, 1996) (Tav. 1).

Le osservazioni stratigrafiche e sedimentologiche effettuate durante i rilevamenti del Foglio Randazzo e della CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000), supportate anche dalle analisi di laboratorio eseguite nell'ambito di programmi di ricerca (CARBONE *et alii*, 1993), permettono di riconoscere tre facies delle Calcareniti di Floresta legate ad eventi tettonici, nonché alle oscillazioni eustatiche. La prima facies è data da biocalcareniti e da biolititi a briozoi e rodoliti di piattaforma carbonatica in lembi sparsi lungo la fascia peritirrenica da Patti fino a S. Pier Niceto; la seconda è rappresentata da calcareniti a stratificazione incrociata, diffuse nel versante settentrionale da

Maraffino (a sud di Falcone) fino ai dintorni di Messina; infine la terza, molto più estesa in tutto il settore meridionale tra Floresta e Novara di Sicilia e ben rappresentata nel Foglio Randazzo, è caratterizzata da arenarie arkosiche in grossi banchi con blanda giacitura *down-lap*, indicante una direzione di apporto dei sedimenti dai quadranti settentrionali verso sud. Ciò consente di ricostruire sia l'originaria architettura del paleoambiente, sia l'evoluzione tettonico-sedimentaria. Si ritiene infatti che durante il Burdigaliano superiore si sia avuto lo sviluppo di *patch-reefs* testimoniati dai corpi biolititici, oggi conservati in lembi isolati lungo il versante peritirrenico. La facies a stratificazione incrociata invece disegna una fascia intermedia di raccordo tra i sedimenti di piattaforma e quelli pelagici. Questi ultimi sono rappresentati dall'intervallo marnoso campionato alla base delle sequenze più esterne di Floresta, Basicò, Tripi. Nel Langhiano inferiore, per effetto di una caduta eustatica (*lowstand*), le aree interne, caratterizzate dai corpi biolitici depositatisi direttamente sul basamento cristallino, subirono un'emersione e una conseguente cannibalizzazione. I bioclasti carbonatici derivanti dall'erosione insieme a quelli del substrato cristallino diedero origine ai sedimenti clastico-organogeni particolarmente sviluppati nei settori meridionali (Floresta, M. Polverello e M. Castellazzo).

## 5.2. - DEPOSITI DEL MIOCENE MEDIO-SUPERIORE DEI M. NEBRODI

### 5.2.1. - Arenarie e argille del T. della Saracena (ARI)

Nell'area pedemontana dei M. Nebrodi, lungo una fascia estesa dalla confluenza T. Cutò–T. della Saracena al versante nord etneo da Valle Bruna al F. Flascio–Contrada Scarrara, affiora una sequenza prevalentemente argilloso-marnosa con intercalazioni arenitiche poste lungo un allineamento strutturale ad orientazione E–O, corrispondente al letto di un sovrascorrimento recente, responsabile dell'accavallamento delle sequenze delle “Argille Scagliose Superiori” sui termini sicilidi più recenti (Unità di Troina) o delle ripetizioni anti e retro vergenti all'interno della medesima unità.

La formazione giace in discordanza sia sulle “Argille Scagliose Superiori” (Poggio Campana, Pizzo Scarzone e a sud di Serra Candela), che sui vari termini dell'Unità di Troina (da ovest verso est a Costa Fondaco, sulla terminazione meridionale della dorsale di Poggio Monaco e ad est di Case del Flascio sull'omonimo fiume).

La formazione è caratterizzata da notevole varietà dei caratteri composizionali e tessiturali e discontinuità di affioramento, con spessori che variano da pochi metri a un massimo di 70 m.

Si tratta di arenarie a grana medio-fine grigio-giallastre friabili, argille e marne argillose grigio-azzurre o brune con sottili interstrati arenitici.

Nei campioni analizzati sono state riconosciute microfaune della Zona a *Globorotalia menardii* e nannofossili *Helicosphaera carteri*, *H. stalis* Theodoridis, *H. walbersdorfensis* (Müller), *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, *D. icarus* Stradner, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner) (Biozone MNN7 – MNN8 di FORNACIARI *et alii*, 1996), che permettono di attribuire la formazione al Serravalliano-Tortoniano inferiore (Tav. 1).

## 6. - DEPOSITI CONTINENTALI QUATERNARI

I depositi continentali quaternari sono stati distinti in:

- depositi alluvionali relativi ai bacini *p.p.* dei due principali corsi fluviali presenti nell'area del Foglio Randazzo e cioè del F. Simeto e del F. Alcàntara, distinti in: depositi alluvionali attuali, depositi alluvionali recenti e depositi alluvionali antichi, costituiti da depositi alluvionali terrazzati e da depositi alluvionali di Pizzo della Campana.

- unità caratterizzate da sedimenti attribuiti ad eventi erosivi-deposizionali a carattere locale (es. dissesti dovuti a fenomeni gravitativi, a instabilità dei versanti con formazione di coltri detritiche) svincolati da fattori di controllo connessi all'evoluzione strutturale e morfotettonica dei bacini o sottobacini. Queste "unità" deposizionali sono comunque legate a processi fisici riattivabili nel tempo.

L'area interessata da fenomeni di dissesto, nell'ambito del Foglio Randazzo, ricade principalmente lungo il settore meridionale della catena nebrodica, caratterizzato da un'evoluzione morfotettonica complessa con evidenze geomorfologiche riferibili a processi deformativi continui e neotettonici. In questo contesto si inquadrano le potenti coltri detritiche presenti sia lungo i versanti che in zone pianeggianti, soggette a frequenti movimenti di massa di varia entità, determinati dai forti tassi di sollevamento dell'area ed i conseguenti elevati tassi di erosione.

L'assenza invece di fenomeni di dissesto recente o di coltri alluvionali sul versante settentrionale del M. Etna, testimonia la continua evoluzione dell'apparato vulcanico che comporta modificazioni nella morfologia in tempi brevi.

Per quanto concerne l'età non esistono per questi depositi quaternari datazioni dirette basate su studi paleontologici, palinologici o anche radiometrici

che consentano una scansione temporale di maggiore dettaglio, nè tali studi sono stati effettuati nell'ambito del progetto CARG per il Foglio in esame. I dati di letteratura non permettono che una datazione indiretta di questi depositi, con tutto il grado di incertezza che ne deriva, specialmente se si tiene conto che essi poggiano su terreni del substrato generalmente di età variabile, ma non più giovani del Miocene superiore.

I depositi clastici "antichi", interpretati come prodotti di apparati fluviali e riferiti a sistemi indipendenti, localmente coalescenti, alimentati dalla dorsale peloritana e nebrodica, si sono sviluppati durante le fasi di surrezione dell'area. Essi pertanto potrebbero appartenere a sistemi deposizionali diacroni.

La mancanza di datazioni di questi depositi, la loro enorme variabilità nella dislocazione altimetrica, la diversità tra gli elementi fluviali più antichi e gli attuali profili di equilibrio dei corsi d'acqua, non hanno permesso neppure una correlazione esclusivamente su base geometrica, ma solo il riconoscimento di superfici di discontinuità stratigrafica non correlabili fisicamente.

*Depositi alluvionali di Pizzo della Campana (UPC).* Affiorano esclusivamente alla confluenza T. Cutò-T. Martello, in Contrada S. Andrea e immediatamente più a nord a Pizzo della Campana. Sono rappresentati da ghiaie prevalenti a struttura massiva, di colore rosso, in abbondante matrice sabbiosa e da conglomerati giallastri mal classati, debolmente cementati. I clasti, di dimensione variabile da 2 a 50 cm, hanno forma da sub-arrotondata ad arrotondata se sedimentari, o sono appiattiti se metamorfici. Sono rappresentati, in ordine di abbondanza, da quarzareniti, calcari, marne e scisti. Gli elementi di minore dimensione presentano, generalmente, forma arrotondata, i grossi blocchi invece sono debolmente spigolosi. La porzione inferiore del deposito si presenta clinostratificata e all'interno degli strati i ciottoli minori sono embricati verso monte. L'inclinazione degli strati diminuisce rapidamente verso l'alto della formazione, fino a raggiungere inclinazioni di pochi gradi. Lo spessore è variabile, ma non supera i 40 m.

Trattandosi di sedimenti totalmente sterili in facies di conoide alluvionale, la formazione è dubitativamente attribuita al Pleistocene, sulla base di considerazioni di carattere generale. Si tratta infatti di sedimenti posteriori alla sequenza messiniano-pleistocena e probabilmente più antichi dei depositi medio-pleistocenici terrazzati, perché essi risultano intrappolati in una depressione strutturale al fronte dei thrust della catena. Ciò si osserva in località S. Andrea, dove il deposito è piegato a formare una blanda sinclinale con asse N-S, localizzata a letto di un sovrascorrimento secondario orientato E-O e delimitata verso sud da una faglia normale orientata NO-SE.

*Depositi alluvionali terrazzati (b<sub>nb</sub>)*. Sono costituiti da ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a clasti prevalentemente arrotondati di diametro da 2-3 cm fino a 15-20 cm, sabbie e limi argillosi e suolo agrario, in spessori generalmente modesti, di facies fluvio lacustri o soltanto fluviali, ubicati ad altezze diverse sugli attuali alvei fluviali.

Localmente sono presenti spianate d'erosione debolmente inclinate verso valle, disposte in più ordini lungo i settori di confluenza delle aste tributarie dei corsi principali. Non si è potuto procedere a una suddivisione degli ordini di maggiore dettaglio, in quanto non è stato possibile correlare i diversi depositi, talora di limitata estensione, spesso notevolmente distanziati tra loro. In questo caso solo le condizioni morfologiche lasciano presumere l'esistenza di un deposito fluviale antico (per lo più rappresentato da limi), che risulta svincolato dall'idrografia attuale, essendo localizzato nelle aree attualmente più elevate (versante meridionale di Serra del Re) a seguito di un continuo ringiovanimento in risposta ad un notevole sollevamento regionale in età plio-pleistocenica (DI GERONIMO *et alii*, 1978; SCHILIRÒ, 1985) e con un tasso stimato a 1-1.1 mm/a nel Pleistocene medio (CATALANO, 1996; CATALANO & DI STEFANO, 1997).

Sul versante nord-etneo, a est di Randazzo, in prossimità della confluenza col T. Favoscuro-F. Alcàntara, i due depositi terrazzati presenti sono caratterizzati, quello a quota più alta da ciottoli prevalentemente sedimentari in una matrice sabbioso-siltitica, mentre in quello di quota inferiore appare nettamente più abbondante la componente ruditica di origine vulcanica.

*Depositi alluvionali recenti (b<sub>na</sub>)*. Trattasi di limi e sabbie con livelli di ghiaie, talora terrazzati, localizzati nelle aree più elevate rispetto agli alvei fluviali attuali.

Questi depositi si trovano a varie quote al di sopra dell'alveo (generalmente tra 1 m ed i 13-15 m), sono fissati da vegetazione ad arbusti ed ampiamente coltivati ad agrumeti e solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie. Anche in questo caso si sono presentate difficoltà nella loro correlazione, poiché costituiscono spianate che in senso longitudinale tendono ad interdigitarsi.

Costituiscono anche il deposito di conoidi alluvionali più o meno estese, distribuito lungo tutti i corsi d'acqua. In questo caso il litotipo prevalente è rappresentato da ghiaie poligeniche ed eterometriche in abbondante matrice sabbiosa con blocchi angolosi e con intercalazioni sabbioso-ghiaiose. Questi depositi sovente si interdigitano ai corpi detritici posti alla base delle pareti rocciose, in altri casi si sovrappongono ai sedimenti alluvionali che costituiscono le alluvioni dei corsi tributari minori, da questi reincise e ormai sospese rispetto all'alveo attuale. L'esempio più vistoso di deposito alluvionale recente è offerto dalla conoide stabilizzata localizzata alla confluenza T. Cutò-T. Martello-T.

della Saracena sull'alto corso del F. Simeto, su cui si sviluppano attività umane, da quelle agro-forestali a insediative, fino a industriali con una rete viaria di collegamento diretta sia in senso N-S che E-O.

Sul versante nord occidentale dell'edificio etneo questi depositi alluvionali costituiscono ampi spianamenti pianeggianti, fortemente antropizzati e/o coltivati. A bassa quota, a sud di M. la Nave, intorno a 1200 m, sono dati da breccie gradate con clasti vulcanici decimetrici in matrice sabbiosa; a quote più alte, ad ovest di M. S. Maria, tra 1600 e 1500 m, sono presenti tre distinti affioramenti di deposito epiclastico caratterizzato da matrice prevalente, costituita da frazione sabbioso-limosa, con dispersi clasti eterometrici spigolosi, con sporadiche intercalazioni siltoso-sabbiose. Questi ultimi depositi colmano una blanda depressione morfologica, probabilmente determinata da sovraescavazione o da sbarramento lavico di più antiche aste tributarie dei corsi principali.

Le zone dove sono presenti questi terreni usufruiscono di una buona rete viaria di servizio, oltre a quella podereale e interpodereale. Tali aree sono adibite principalmente a pascolo, a forestazione o ad agricoltura e nelle loro porzioni periferiche si è sviluppato ad esempio il paese di Maletto.

*Depositi di travertino (f<sub>1</sub>).* Sono presenti due limitati lembi di travertino bianco-giallastro, friabile e cariato, affioranti uno su epimetamorfiti (ESM) a costituire un corpo lenticolare di spessore da 0 a 5 m e di estensione non superiore a qualche decina di metri (Contrada Solazzo), l'altro a Nord di Pizzo Torretta a formare incrostazioni sulle rocce marnoso-calcaree delle "Argille Scagliose Superiori" (ASF).

Le due masse di travertino sono associate a manifestazioni sorgentizie a regime stagionale e si collocano in corrispondenza dell'acquedotto sotterraneo che, con decorso meridiano parallelo al F. Flascio, attraversa tutto il Foglio Randazzo, da Pizzo Torretta e oltre l'abitato di Maletto. Esse interessano terreni prevalentemente calcareo-marnosi fino a Contrada Parapasci e argilloso-arenitici, parzialmente al di sotto della copertura lavica, da quest'ultima località a fine Foglio.

*Depositi di versante (a).* Si tratta di depositi detritici costituiti da materiali eterometrici, spigolosi, generalmente non cementati e localmente a grossi blocchi, accumulati essenzialmente per gravità alla base di versanti più o meno acclivi, o legati a processi di alterazione esogena di particolare significato.

Lo spessore di questi depositi può raggiungere valori fino a 10 m.

In destra orografica del T. Cutò e su entrambi i versanti del F. Flascio il detrito è organizzato in prismi di sedimenti di dimensioni e forma variabile, frammisti a scarsa matrice, da mal stratificati a clinostratificati, con inclinazione

degli strati che localmente, specialmente in corrispondenza di direttrici tettoniche, possono superare i 30°.

Localmente, allo sbocco di incisioni minori, formano conoidi che si interdigitano ai detriti localizzati lungo le pareti o alla base delle masse rocciose, oppure si sovrappongono ai sedimenti alluvionali del fondo valle.

Gli affioramenti più estesi e diffusi di questi depositi sono stati cartografati lungo i versanti dei bacini dei torrenti Cutò e Martello. Il detrito è costituito prevalentemente da pezzame quarzarenitico e subordinatamente calcareo, con dimensione e forma variabile a seconda dello stato di fratturazione delle rocce del substrato; prevalgono gli elementi grossolani di forma angolosa fino a grossi blocchi, frammisti a scarsa matrice sabbioso-siltosa.

Caratteristiche litologiche più omogenee presentano le masse detritiche, che si localizzano ai piedi dei costoni calcarei del versante orientale di M. Polverello Nord, sull'estremo settore NE del Foglio Randazzo. Qui lo spessore del detrito è modesto, ma costituisce una cintura continua alla base della parete rocciosa. Si tratta di detrito costituito esclusivamente da pezzame eterometrico calcareo con frazione sabbiosa poco significativa, distribuito alla base della parete, lungo il contatto delle Calcareniti di Floresta sulle Argille Scagliose dei Peloritani. La parete rocciosa mostra chiari segni di riattivazione a causa di processi di erosione al piede del versante ad opera delle acque incanalate e, principalmente, a causa dell'estrazione abusiva del pezzame utilizzato come materiale da rivestimento per l'edilizia o per massicciate stradali.

*Depositi lacustri attuali (e<sub>2</sub>).* Si tratta di limi con una modesta frazione siltosa, di colore grigiastro per la presenza di materiale organico, per lo più vegetale, a struttura varvata e con sporadiche intercalazioni sabbioso-conglomeratiche quarzose. Le strutture sono effimere; esse periodicamente vengono distrutte dall'erosione esercitata dai corsi d'acqua a carattere torrentizio che, nel corso delle piene stagionali, presentano un carico solido più grossolano o dall'erosione delle acque di ruscellamento che, a valle dei versanti che insistono sulla depressione morfologica, provocano accumulo di sedimenti di dimensione variabile. La loro estensione areale è piuttosto limitata e non sempre cartografabile essendo localizzati solo lungo le sponde del Lago Biviere o in aree debolmente depresse, costituite da sedimenti impermeabili argilloso-quarzosiltitici, lungo la dorsale M. Scafi-Portella Biviere.

*Depositi alluvionali attuali (b).* Costituiscono il materiale dell'alveo attuale in continua elaborazione da parte del corso d'acqua e sono separati dai depositi alluvionali recenti (**b<sub>na</sub>**) da una balza da 1 a 3 metri. In certi tratti delle valli alluvionali, i limiti esterni dei depositi alluvionali attuali rimangono non chiaramente definibili nei rapporti con le alluvioni recenti (**b<sub>na</sub>**) immediatamente



soprastanti. Trattasi di ghiaie e limi argillosi; la frazione grossolana è eterometrica e poligenica, essendo costituita da clasti sedimentari prevalenti, a spigoli vivi e cristallini di vario grado metamorfico bene appiattiti e arrotondati.

Sono privi di insediamenti e coltivazioni, eccezione fatta per quella ad arbusti.

Lungo l'alto corso del F. Simeto prevalgono alluvioni sabbioso-ghiaiose reincise da eventi di piena.

Lungo il versante etneo e nei tributari del F. Alcàntara i depositi alluvionali sono caratterizzati da una frazione medio-grossolana vulcanica e subordinatamente da limi argillosi, oltre a clasti eterometrici di varia natura.

## 7. – PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA (R. Cristofolini e C. Ferlito)

### 7.1. – PREMessa

Con riferimento agli schemi esistenti sulla successione vulcanica Etnea (cfr. ROMANO, 1982), nella zona oggetto del rilevamento erano segnalate manifestazioni riferibili alle Unità dei Centri Alcalini Antichi (CAA) e dei Centri dell'Ellittico (CE) e del Mongibello Recente (CMR).

Per quanto si riferisce allo sviluppo dell'attività vulcanica sopra accennata nel tempo, secondo recenti datazioni radiometriche (GILLOT *et alii*, 1994; CHESTER *et alii*, 1987; CONDOMINES *et alii*, 1982; CORTESI *et alii*, 1988; COLTELLI *et alii*, 1995; FRAZZETTA *et alii*, 1997) gli edifici dei CAA si sarebbero formati tra i 220 ka ed i circa 100 ka fa, mentre l'attività di CE avrebbe avuto luogo a partire da circa 35 ka al Presente. Nel periodo intercorrente tra la fine dell'attività dei CAA e l'inizio di quella di CE, si è avuta la formazione nella zona centro-orientale del distretto Etneo, oggi in gran parte occupata dalla Valle del Bove, di centri attribuiti all'Unità del Trifoglietto (sec. ROMANO, 1982) ed assegnati a diverse unità sintemiche o litosomatiche (cfr. LA VOLPE *et alii*, 1992; CALVARI *et alii*, 1994; COLTELLI *et alii*, 1994), i cui prodotti non sono agevolmente correlabili con quelli affioranti nella zona rilevata.

Sulla base di dati relativi a sondaggi, per indagini idrogeologiche, eseguiti in zone contermini a sud (ad ovest di Bronte; ca. 1300 m s.l.m.) ed a est (in prossimità di Passopisciaro; ca. 700 m s.l.m.) dell'area considerata, la successione di vulcaniti si sviluppa rispettivamente per circa 240 e 170 m di spessore. Indagini petrografiche, chimiche e geochimiche su una campionatura relativa al primo dei sondaggi sopra indicati (CRISTOFOLINI *et alii*, 1991; FINOCCHIARO, 1995) ha mostrato l'esistenza di un intervallo potente circa 160 m

di lave con caratteri compatibili con l'attribuzione a prodotti dei CAA, cui seguono, al di sopra di una lacuna di carotaggio (piroclastiti sciolte?), livelli riferibili all'attività del CE per 50 m e del CMR per 20 m di spessore. Dati analoghi sulla successione attraversata si sono riscontrati per la campionatura di un sondaggio eseguito in prossimità di Solicchiata (ca. 800 m s.l.m.), perforato fino ad una profondità di 270, senza raggiungere il substrato sedimentario.

Per quanto si riferisce alla successione vulcanica affiorante, alle caratteristiche morfologiche e strutturali della zona e alla definizione petrografica e chimica dei prodotti si può fare riferimento ai lavori di CARAPEZZA (1962), SCHILIRÒ (1984), CHESTER & DUNCAN (1982), ROMANO & GUEST (1979) oltre che alla Carta Geologica dell'Etna (CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA, 1979) e, per un inquadramento generale, a ROMANO (1982), CRISTOFOLINI *et alii* (1981, 1982), CRISTOFOLINI & ROMANO (1982), LO GIUDICE *et alii* (1982).

Nella zona interessata dalla copertura vulcanica oggetto del rilevamento sono stati individuati, da indagini di campagna e dall'esame di stereocopie aerofotografiche, diversi morfolineamenti (CRISTOFOLINI *et alii*, 1981; LO GIUDICE *et alii*, 1982), interpretati come flessi morfologici, che per il loro sviluppo e la loro orientazione potrebbero essere ricondotti alla presenza di elementi di origine strutturale (scarpate di faglia) sepolti sotto la coltre di lave etnee delle ultime migliaia di anni. In corrispondenza degli apparati avventizi sono anche individuabili elementi a sviluppo lineare identificabili come fratture eruttive, la cui presenza è mascherata dall'accumulo di prodotti piroclastici connessi con l'attività delle stesse.

L'andamento morfologico del versante e la distribuzione delle linee di massima pendenza e dei campi di acclività (CRISTOFOLINI *et alii*, 1982) hanno suggerito l'esistenza di un edificio vulcanico, i cui prodotti sono del tutto ricoperti dalle manifestazioni successive, culminante in corrispondenza di Sciare del Follone a quote attorno a 2000 m, in prossimità del bordo meridionale del Foglio Randazzo.

I prodotti affioranti sono inquadrabili, secondo i più comuni e recenti schemi di classificazione (LE MAITRE, 1989; ZANETTIN, 1984; IRVINE & BARAGAR, 1971) tra le manifestazioni di serie alcalino-sodica, di sorgente mantellica, sia pure con caratteristiche petrochimiche e geochemiche specifiche del magmatismo Etneo, come il basso tenore in  $TiO_2$  o il relativamente alto contenuto in  $Al_2O_3$  (cf. CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982), che ne evidenziano una modesta affinità verso termini di serie calc-alcalina. In particolare, nella generalità dei casi le vulcaniti sono sottosature in silice, con presenza di olivina modale e nefelina normativa, ed hanno una paragenesi a prevalenti plagioclasio ed augite; le manifestazioni più comuni sono classificabili tra le *hawaiiiti* e le *mugeariti* - *benmoreiti*, mentre nettamente più rari sono i termini estremi francamente

*basaltici* o *trachitici*. In taluni casi, il rapporto silice-alcali o quello tra i due ossidi alcalini indicano una blanda tendenza verso varietà subalcaline e/o potassiche.

In maggiore dettaglio si può segnalare che i termini della successione etnea riferibili, secondo i riferimenti bibliografici recenti (v. ROMANO, 1982), ai CAA sono generalmente porfirici e tra i più basici (*hawaiiiti - basalti alcalini*), mentre quelli del CE mostrano la maggior variabilità, coprendo tutto l'intervallo composizionale da *hawaiiiti* fino a *trachiti*. Le manifestazioni del CMR contrassegnano un ritorno a una maggiore omogeneità composizionale, con una prevalenza di termini *hawaiiitici* tra i prodotti più recenti, e *mugearitici* tra i più antichi (CORSARO & CRISTOFOLINI, 1993, 1996).

Secondo ARMIENTI *et alii* (1988), nel settore etneo esaminato sono presenti tra i termini della successione recente anche alcune lave oligofiriche, che sono tra i prodotti più femici dell'intera successione etnea.

## 7.2. – CENNI SUI CARATTERI MORFOLOGICI DEI TERRENI VULCANICI

Dal punto di vista morfologico nella zona rilevata prevalgono forme primarie, dipendenti cioè dalla messa in posto delle colate laviche, quindi intrinsecamente connesse con i caratteri originari della lava durante le fasi eruttive, in particolare la viscosità e il tasso di emissione, e dalle caratteristiche del pendio su cui le colate fluivano. Nel dettaglio, a tal proposito, le morfologie primarie riconoscibili alla superficie dei campi di lava sono riconducibili a due termini estremi: le morfologie “*aa*” e quelle “*pahoehoe*”. Le prime sono caratteristiche di lave relativamente viscose o che scorrono su pendii la cui inclinazione aumenta le forze di taglio agenti sui flussi lavici, estendendo le superfici esposte così da incrementare la perdita di energia termica per irraggiamento e accrescendo in tal modo il tasso di raffreddamento. La conseguenza più evidente della maggiore viscosità del fuso è l'elevato tasso di frammentazione della porzione superficiale con la creazione di blocchi scoriacei che hanno in media dimensioni decimetriche. Caratteristiche delle lave *aa* sono, oltre che la presenza di livelli scoriacei al tetto e al letto delle singole unità di flusso, e conseguente riduzione di spessore delle porzioni massive, anche gli argini di scorie, alti fino ad alcune decine di metri, che delimitano i canali di deflusso, ed i fronti lavici acclivi, con inclinazione vicina a quella dell'angolo di riposo delle scorie sciolte, cioè intorno ai 30°.

Le morfologie *pahoehoe* si producono invece con fusi poco viscosi, quando i tassi di emissione relativamente alti e/o i pendii poco acclivi consentono una perdita di calore più lenta. Ciò ha come risultato un comportamento più fluido della colata che si mantiene plastica sulle superfici esterne, quando la lava

sottostante fluisce anche a velocità molto basse, inferiori al metro al secondo. Le forme che si producono riflettono il comportamento plastico di questi flussi. Sono tipiche le lave a corda, in cui la parte superiore della colata è corrugata da pieghe con convessità rivolta nel senso di movimento della colata, le superfici lisce e continue, a volte rivestite da una trama di corrugamenti a scala centimetrica, digitazioni a sezione circolare o ellittica, lunghe fino a qualche metro, che si formano quando le superfici raffreddate si spaccano, permettendo la fuoriuscita di flussi poco alimentati. Tumuli e “*pressure ridges*” con dimensioni anche di decine di metri sono altre forme che rendono tipici e facilmente riconoscibili i campi di lava *pahoehoe*. Le colate frequentemente danno origine a canali di lava, ben riconoscibili specie in prossimità dei punti di emissione, con lunghezze variabili, che possono raggiungere anche le centinaia di metri. Spesso, nell’area rilevata e sull’Etna in genere, i canali evolvono a gallerie di scorrimento, ciò permette alla lava di mantenere il calore per periodi molto lunghi e quindi, a parità di condizioni, di percorrere distanze maggiori. Altro carattere tipico dei campi *pahoehoe* è la presenza di numerosi punti di emissione, lungo le gallerie di scorrimento (bocche effimere), anche a grandi distanze dal sistema eruttivo.

Tra i due termini estremi vi sono però delle variazioni graduali con transizioni dall’uno all’altro tipo morfologico. È comune il caso di campi di lava con morfologie *aa* che presentano in prossimità delle bocche di emissione lo sviluppo di *pressure ridges* o di lave a corda, ma anche di campi lavici *pahoehoe* che sviluppano, in corrispondenza di aumenti di inclinazione del pendio, superfici scoriacee, tipicamente *aa*.

Le morfologie erosive caratterizzano invece i prodotti più antichi e gli orizzonti piroclastici ed epiclastici, dove la facile erodibilità dei depositi ha prodotto una morfologia fortemente incisa, benché in parte tali incisioni siano state successivamente ricoperte e colmate da colate laviche più recenti.

### 7.3. – QUADRO COMPARATIVO TRA LE UNITÀ

Nell’area rilevata affiorano i prodotti vulcanici riferibili all’attività di più centri di emissione che, in base ai criteri proposti per il rilevamento geologico dei fogli della nuova Carta Geologica d’Italia sono raggruppati in sintemi e/o litosomi. Gli Autori che nell’ultimo ventennio hanno descritto i prodotti vulcanici ricadenti nel Foglio Randazzo, e in generale nell’area etnea, hanno usato come base della loro classificazione unità vulcanostratigrafiche, definite informalmente in ROMANO (1982).

Nell’area del Foglio Randazzo i due termini più antichi sono qui definiti come membri Contrada Allegracorci e Contrada Marzaiola, compresi nell’Unità

Piano Provenzana del sistema Concazze. Si tratta di porzioni distali di due colate di lava che affiorano ad est dell'abitato di Randazzo, formando due distinti terrazzamenti sul Fiume Alcantara.

Nella letteratura precedente (CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA, 1979) le lave di questi "terrazzi" erano state attribuite in modo non distinto all'unità vulcanostatigrafica dei centri alcalini antichi (CAA). Tale unità (ROMANO, 1982) dovrebbe comprendere quelle rocce che stratigraficamente rappresenta i più antichi prodotti di serie alcalina eruttati da diversi apparati centrali sparsi in tutta l'area etnea, o da bocche avventizie correlate con questi. Tali prodotti hanno una connotazione petrochimica marcata, con termini costantemente poco evoluti, oscillanti da basalti transizionali o alcalini ad hawaiiiti, ma a causa della scarsità degli affioramenti, smantellati dall'erosione o sepolti, la ricostruzione delle geometrie degli apparati è alquanto difficoltosa o impossibile. Le età di tali prodotti, tra i quali si ritrovano sia vulcaniti che prodotti subvulcanici, non sono, in generale, ben definite: datazioni radiometriche esistenti indicano età tra i 224 ka ed i 100 ka fa.

I dati desumibili dal rilevamento non forniscono delle evidenze chiare che permettano di attribuire le vulcaniti di C.da Allegracori e di C.da Marzarola a

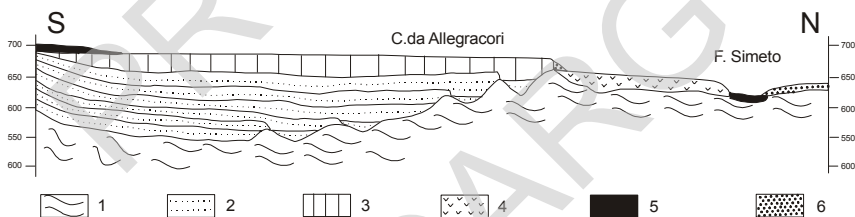


Fig. 15 – Sezione illustrativa dei rapporti di successione delle vulcaniti nei dintorni di Randazzo.

1) Terreni del substrato sedimentario; 2) Livelli vulcanici non affioranti del Sistema Concazze; 3) Colata di C.da Allegracori; 4) Colata di C.da Marzarola; 5) Lave del Sistema Il Piano; 6) Frane e detrito di falda.

manifestazioni dei CAA, come sopra definite. In questo quadro, di particolare rilievo sono i dati relativi alle quote del substrato, desumibili da studi geoelettrici o direttamente rilevabili dai pozzi carotati. Dai dati di pozzi, immediatamente ad est dell'area rilevata (Solicchiata) il substrato sedimentario, cinque km circa più a sud del limite delle vulcaniti, risulta ad una profondità di oltre 270 metri, mentre da dati geoelettrici il substrato al di sotto delle lave di S. Venera risulta inciso in tre valli con profondità massime variabili dai 70 ai 120 metri (SCHILIRÒ, 1984). Ciò indica che le lave incise dall'Alcantara, appartenenti ai membri di C.da Allegracori e Marzarola, devono essere state precedute da

numerose colate che avrebbero parzialmente colmato la valle e si sarebbero quindi riversate sul suo versante sinistro, spostando sempre più verso nord, a quote progressivamente più elevate, il corso del fiume, sbarrandolo temporaneamente e ricoprendo gli alvei più antichi a quote inferiori (BRANCA & FERRARA, 2001) (Fig. 15).

Con riferimento al membro C.da Allegracori la sua collocazione nella successione, basata sul chimismo, non è possibile per l'inadeguatezza del solo criterio petrochimico nell'attribuzione stratigrafica. Si tratta, infatti, di hawaiiiti basiche, ampiamente presenti anche tra i prodotti eruttati in momenti precedenti e successivi della storia del vulcano. La collocazione stratigrafica delle manifestazioni di C.da Allegracori e Marzarola, al di sotto di vulcaniti riferibili con maggiore sicurezza al sintema Concazze (membro C.da Ciarambella) può consentire di ascriverle, nell'area rilevata, allo stesso sintema. Un'ipotesi alternativa potrebbe considerare le vulcaniti del membro C.da Allegracori come propaggini distali di colate emesse da un centro eruttivo più recente dei CAA, ma più antico del Mongibello, lo Sciare del Follone di CRISTOFOLINI *et alii* (1982), il cui asse eruttivo è posto considerevolmente più a sud. Di tale centro comunque rimane oggi solo un'evidenza morfologica, non totalmente obliterata dalla copertura dei prodotti successivi. Tale ipotesi implicherebbe l'attività quasi contemporanea di tale centro eruttivo con quelli dell'unità del Trifoglietto, le cui manifestazioni, non riconosciute nell'area rilevata, sono localizzate esclusivamente nel settore orientale dell'edificio etneo (cfr. CRISTOFOLINI *et alii*, 1991). Tale situazione in atto non può essere compiutamente provata, e pertanto si è ritenuto di non fondare su questa ipotesi il quadro stratigrafico del Foglio Randazzo.

I restanti prodotti, qui attribuiti al Sintema Concazze, nell'ultimo ventennio sono stati considerati da Autori precedenti come emessi dal centro eruttivo del vulcano Ellittico e quindi raggruppati nell'unità vulcanostratigrafica del Mongibello Antico, secondo quanto definito nella CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA (1979) e in ROMANO (1982). Le vulcaniti affioranti nel F. Randazzo, qui riferite al Sintema il Piano, erano indicate nella letteratura precedente come più recenti di circa 5.000 anni e dovute all'attività di un centro eruttivo successivo all'Ellittico, definito Mongibello Recente. Le suddivisioni delle vulcaniti non datate all'interno di tale unità erano basate prevalentemente sullo stato di conservazione delle morfologie laviche. I criteri stratigrafici e di sovrapposizione geometrica sono stati qui presi in maggior considerazione in quanto ritenuti più oggettivi e meno soggetti alle variazioni di condizioni locali che possono modificare il tasso di degrado ed erodibilità delle superfici dei campi lavici.

#### 7.4. – UNITÀ STRATIGRAFICHE

(R. Cristofolini, R.A. Corsaro e C. Ferlito)

Seguendo i criteri indicati in LA VOLPE *et alii* (1992) e tenendo conto delle suddivisioni proposte per la successione etnea nell'area della Valle del Bove, compresa nel Foglio Acireale (CALVARI *et alii*, 1994; COLTELLI *et alii*, 1994), e nei limiti in cui essi sono risultati applicabili nell'attuale stadio delle conoscenze, la successione di vulcaniti appare costituita dal basso verso l'alto da unità di vario rango, assegnate a due diversi sintemi, Concazze e Il Piano (cfr. F° Acireale), benché nell'area rilevata non siano particolarmente evidenti superfici di discontinuità erosiva ben sviluppate che li delimitino.

##### 7.4.1 - Sintema Concazze (CZZ)

###### Vulcano Ellittico

Per questo sintema non è chiaramente accertabile l'appartenenza delle vulcaniti delle estreme pendici nord-occidentali, qui considerate, a specifiche unità litostratigrafiche con posizione definita all'interno del litosoma, dato che gli affioramenti sono molto discontinui e non correlabili con quelli delle zone sommitali, dove tali unità sono state meglio identificate (Foglio Acireale). Per tali colate, parzialmente ricoperte verso monte da prodotti più recenti, non sono individuabili le bocche eruttive, probabilmente avventizie, data la grande distanza dei fronti avanzati dall'asse centrale (circa 15 km).

A seguito delle osservazioni di campagna, che consentono di definire la successione temporale, in base a rapporti di sovrapposizione diretta e/o a relazioni con situazioni morfologiche, e delle caratteristiche petrografiche e chimiche delle lave riferibili a questo sintema, si può stabilire dal più antico al più recente la presenza di tre termini lavici (UPP), in parte ricoperti da alluvioni in prossimità del F. Alcantara, e di livelli vulcanoclastici (UCG; v. Fig. 15). I tre termini lavici, costituiti dalla porzione distale di colate distinte emesse in tempi diversi, sono stati raggruppati nell'Unità Piano Provenzana, che comprende gran parte dell'intervallo stratigrafico dell'unità litosomatica del Vulcano Ellittico, assegnando a ciascuno di essi il rango di colata:

###### **Unità Piano Provenzana (UPP)** (cfr. Foglio Acireale)

È costituita localmente da porzioni distali di colate di lava, delle quali non affiorano nell'area rilevata resti delle bocche eruttive. Si tratta di prodotti da hawaïtici a benmoreitici, a tessitura porfirica, con fenocristalli di plagioclasio,

clinopirosseno e olivina in ordine di abbondanza decrescente. L'unità è stata suddivisa in tre colate, che vengono descritte di seguito nei loro tratti salienti.

*Colata C.da Allegracori (UPPca)*. A essa è stato attribuito un limitato affioramento di bancate di lava, potenti da 3 a 6 m, immediatamente ad est di Randazzo, costituente la porzione avanzata di una colata, terrazzata e incisa da una scarpata, che rappresenta il termine più profondo della successione affiorante nella zona. Tale corpo lavico, non appare correlabile con alcuno dei termini basali, già definiti nell'area della Valle del Bove, delle manifestazioni del Sintema delle Concazze (CALVARI *et alii*, 1994; COLTELLI *et alii*, 1994).

Caratteri petrografici: le rocce hanno una composizione esclusivamente hawaiiitica basica e presentano tessitura porfirica, con valori dell'indice di porfiricità (I.P.) che superano il 30%.

Il plagioclasio e il pirosseno sono le fasi più abbondanti tra i fenocristalli; essi sono generalmente idiomorfi con dimensioni millimetriche. L'olivina, di dimensioni inferiori al millimetro e a spigoli arrotondati, presenta frequentemente tracce di alterazione iddingsitica al bordo; gli ossidi opachi, sempre di dimensioni sub-millimetriche, sono poco abbondanti (1-2% vol.).

Sono presenti glomerofiri millimetrici monomineralici formati da cristalli di pirosseno con evidenti zonature composizionali.

La pasta di fondo, a tessitura intersertale, è costituita da plagioclasio, pirosseno, olivina ed ossidi opachi.

*Colata C.da Marzarola (UPPcm)*. Si tratta di lave con morfologie superficiali degradate i cui apparati di emissione non sono più visibili in quanto sepolti dall'attività successiva.

Caratteri petrografici: le rocce sono in prevalenza mugeariti, con tessitura porfirica e valori dell'indice di porfiricità (I.P.) compresi tra 15 e 25.

Tra i fenocristalli il plagioclasio è il minerale più abbondante; è generalmente idiomorfo, raggiunge anche considerevoli dimensioni (5-6 mm) e occasionalmente presenta *sieve textures*. Il pirosseno, che talora ha abbondanza confrontabile a quella del plagioclasio, è generalmente idiomorfo, con dimensioni millimetriche e, nei cristalli più grossi (5-6 mm di lunghezza), presenta evidenti zonature composizionali. Seguono, in ordine di abbondanza, l'olivina (sub-arrotondata e dimensioni sub-millimetriche) e gli ossidi opachi.

Si osservano rari glomerofiri formati da pirosseno/magnetite oppure da olivina/ossidi opachi.



La pasta di fondo, costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli, ha tessitura prevalentemente intersertale e subordinatamente ialopilitica.

*Colata C.da Ciarambella (UPPcc)*. Si tratta di lave con superfici fortemente degradate fino a non poterne riconoscere più gli elementi morfologici originari.

Caratteri petrografici: le rocce hanno composizione esclusivamente benmoreitica. La tessitura è porfirica con valori dell'indice di porfiricità (I.P.) compresi tra 10 e 20% vol.

Il plagioclasio, generalmente idiomorfo, è la fase più abbondante tra i fenocristalli, seguito dal pirosseno e dall'olivina. Quest'ultima, che ha comunemente dimensioni inferiori a 0.5 mm, presenta frequentemente tracce di alterazione al bordo o lungo lineazioni che attraversano il cristallo stesso. Gli ossidi opachi, sempre di dimensioni sub-millimetriche, sono rari.

La pasta di fondo, a tessitura intersertale, è costituita da plagioclasio, pirosseno, olivina, ossidi opachi e diffusi microliti di apatite.

#### **Unità C.da Ragaglia (UCG)** (cfr. Foglio Acireale)

Si tratta di depositi di *debris flow* e/o *lahar*, affioranti a letto di colate del sistema il Piano in Contrada Pomarazzo e Contrada Dagaralatte. Nell'ambito dell'area di affioramento essi non appaiono ricoperti da termini riferibili all'unità Piano Provenzana e pertanto sono interpretati come situati localmente al tetto di questa unità. Sono costituiti da breccie caotiche, con blocchi lavici eterogenei di dimensioni fino a metriche, dispersi in una matrice arenitico-limosa di colore grigio. Localmente il deposito passa verso l'alto ad una successione di livelli epiclastici siltitico-sabbiosi, di colore bruno. Spessore massimo intorno ai 40 m.

Caratteri petrografici: elementi grossolani costituenti delle breccie hanno caratteri analoghi a quelli delle colate del membro C.da Ciarambella. Essi hanno composizione benmoreitica. Presentano valori dell'indice di porfiricità (I.P.) intorno a 10.

Il plagioclasio, generalmente idiomorfo, è la fase più abbondante (5% vol.) tra i fenocristalli, seguito dal pirosseno e dall'olivina. Quest'ultima, che ha comunemente dimensioni inferiori a 0.5 mm, presenta frequentemente tracce di alterazione iddingsitica al bordo o lungo fratture che attraversano il cristallo stesso. Gli ossidi opachi, sempre di dimensioni sub-millimetriche, sono rari.

La pasta di fondo, a tessitura intersertale, è costituita dalle stesse fasi dei fenocristalli oltre che da diffusi microliti di apatite.

#### 7.4.2. - *Sintema Il Piano (ILP)*

Si tratta di un'unità sintemica, istituita nel Foglio Acireale, alla quale nell'area ricadente nel Foglio Randazzo possono essere riferiti prodotti sia piroclastici che in colata dell'Unità Torre del Filosofo (UTF). Il sintema si è sviluppato, come edificio, qui definito come unità litosomatica del vulcano Mongibello, a partire da circa 15 ka fa fino ad oggi.

#### Vulcano Mongibello

#### **Unità Torre del Filosofo (UTF)** (cfr. Foglio Acireale)

Sono attribuite a quest'unità colate di lava, e piroclastiti associate, in corrispondenza di bocche eventualmente ricadenti nella zona rilevata, ritenute più recenti di 15 ka, benché nell'area rilevata non siano particolarmente evidenti superfici di discontinuità erosiva ben sviluppate che delimitino le unità del sintema sottostante. Si tratta in gran parte di prodotti storicamente non datati, per i quali l'età relativa si deduce da rapporti di sovrapposizione osservabili, tenendo anche presente lo stato di degrado delle morfologie superficiali e lo sviluppo di suolo. A tale unità sono riferite anche lave di età storica dal XVI al XX secolo e le relative piroclastiti, emesse da bocche eruttive avventizie comprese (1536, 1981 *p.p.*) nell'area del Foglio Randazzo.

Si tratta di colate da profondamente alterate in superficie, con limiti mal riconoscibili, talora affioranti in lembi limitati, non ricoperti da prodotti più recenti (localmente definiti "dagale"), a chiaramente delimitabili e riconoscibili, con superfici poco degradate; per i livelli di tali unità non si è riconosciuta una sicura e chiara correlabilità con alcuna delle Formazioni (delle Colate storiche, datate e non datate; di Contrada Cassone; di Portella Giumenta), individuate sulla base di rilievi preliminari nella Valle del Bove (cfr. LA VOLPE *et alii*, 1992). Sulla base delle evidenze di campagna osservate, i prodotti del sintema Il Piano, come sopra definito, sono stati riferiti ad un'unica unità litostratigrafica (unità Torre del Filosofo; cfr. Foglio Acireale), e suddivisi in cinque intervalli distinti (UTFi1-5), che a loro volta comprendono diversi corpi eruttivi. Gli intervalli comprendono manifestazioni via via più recenti e consentono di dare, alla scala dell'intero Distretto vulcanico, una rappresentazione del tasso di espansione dei prodotti emessi nelle ultime migliaia di anni.

*Prodotti dell'Intervallo 15 ka - 3,9 ka (UTFi1).* Il più antico intervallo è rappresentato da colate laviche con morfologie superficiali fortemente degradate che presentano un accentuato sviluppo di orizzonti pedologici con fitta vegetazione arborea. I suoli si sono, con tutta probabilità, impostati anche a spese

di orizzonti epiclastici, intercalati irregolarmente tra le colate. Si sono distinte le colate di Pianodario (Pd), C.da S. Antonio (Sa), C.da Chiusamonaca (Cn), C.da Difesa (Cd), Roggiorazzo (Rr), C.da Sciarotta (Sc), Casermetta (Ca), S. Vito (Vt) e Santa Venera (Sv). Queste sono rappresentate di norma da campi lavici affioranti per modeste estensioni, con contatti diretti generalmente mascherati da espandimenti lavici più recenti, cosicché non è possibile dare una sicura indicazione della successione temporale dei singoli termini. Manifestazioni dell'attività successiva ricoprono anche gli apparati d'emissione dei prodotti di questo intervallo. Questi hanno morfologie di superficie, prevalentemente di tipo *aa*, generalmente degradate, ma tuttavia ancora riconoscibili; esse danno indicazioni sulle direzioni di deflusso divergenti verso valle, secondo le generatrici della superficie conica, consentendo così di estrapolare verso monte, lungo direttrici diverse, la posizione delle bocche di alimentazione, benché non ubicabili con certezza.

Come eccezione, il termine definito colata di S. Venera (Sv) è rappresentato invece da un campo lavico molto esteso, le cui morfologie appaiono ben conservate; in particolare, sono riconoscibili le sue bocche di emissione, localizzate in corrispondenza dell'apparato piroclastico di M. La Nave, e le ben sviluppate morfologie "*pahoehoe*" con tumuli e *pressure ridge* che, nelle porzioni centrali del campo di lava, sono sviluppati secondo assi prevalentemente orientati nord-sud nonostante il campo di lava sia maggiormente espanso lungo una direttrice est-ovest; il fronte più avanzato di questo campo lavico si è riversato lungo il pendio in destra orografica della valle del F. Simeto, che raccorda il suo fondovalle a quello del F. Alcantara, raggiungendo la zona del Castello di Maniace. Nel campo lavico di Santa Venera si aprono numerose gallerie di scorrimento (PRIVITERA, 1999) in alcune delle quali si sono ritrovati reperti del neolitico superiore, di notevole importanza per la datazione della colata stessa, che risulterebbe di età maggiore di 5000 anni. Per i rapporti con le manifestazioni del sistema precedente e le caratteristiche complessive delle manifestazioni di questo intervallo, esso appare riferibile quindi ad attività di età compresa fra 15 e 3,9 ka.

Le superfici degradate delle lave appartenenti a questo intervallo, soprattutto in corrispondenza delle spianate prossime al fondovalle del F. Alcantara e dei suoi tributari (Lago Gurrída), sono estesamente ricoperte da depositi sabbioso-ghiaiosi poligenici, con abbondante frazione di derivazione vulcanica, che lungo il versante settentrionale etneo passano a sabbie vulcaniche rimaneggiate fino a breccie ( $b_{na}$ ). Le breccie sono caotiche con matrice sabbiosa, a tratti con cenni di gradazione inversa. I loro spessori in affioramento non superano i 5 metri, tuttavia a causa dei meccanismi trattivi di messa in posto delle breccie e della morfologia fortemente ondulata del substrato possono esistere delle variazioni di spessore anche significative.

*Prodotti dell'Intervallo 3,9 ka – 122 a.C. (UTFi2).* A tale intervallo sono attribuite lave, con morfologie e limiti ancora riconoscibili, caratterizzate da superfici prevalentemente di tipo *aa*, per le quali si possono individuare dei rapporti di successione stratigrafica: le più antiche comprendono colate relative ad espandimenti lavici distribuiti a ventaglio che costituiscono il substrato dei conii piroclastici di ceneri e scorie di M. S. Maria, M. Spagnolo, e benché fuori dal foglio in questione, M. Maletto [colate di C.da Mala Terra (Mt) e di C.da Pirao (Cp)]. I successivi conii piroclastici e colate laviche, chiaramente attribuibili all'attività degli apparati sopra citati o a bocche non individuate, sono stati distinti dal più antico al più recente in cinque termini: M. S. Maria (Sm), M. Spagnolo (Sp), Bosco di Maletto (Bm), Poggio del Monaco (Mo) e M. Maletto (Mm). Con riferimento ai due termini più antichi, l'assenza di affioramenti di prodotti piroclastici, oltre che la geometria dei loro campi lavici fanno ritenere che le loro bocche siano state molto probabilmente ricoperte da parte degli apparati eruttivi e dalle colate laviche successive, appartenenti al medesimo intervallo. Ciò indica che i punti di emissione delle manifestazioni considerate dovevano essere contigui, o che addirittura l'attività da cui hanno tratto origine sia stata alimentata attraverso le medesime strutture. Tale evidenza, insieme alla mancanza di chiare discontinuità erosive o di suoli al tetto dei due termini più antichi (Mt e Cp), porta ad ipotizzare la presenza di una importante fase di attività da bocche avventizie, concentrata su un'area ristretta ed in un intervallo temporale limitato. Pur in assenza dei depositi piroclastici che su altri versanti etnei hanno consentito la definizione dell'intervallo temporale, tenendo conto dello sviluppo dei depositi alluvionali ed epiclastici che ricoprono i termini dell'intervallo precedente, si ritiene che i prodotti compresi in questo possano essere attribuiti ad episodi avvenuti tra 3,9 ka fa e l'anno 122 a.C.

Caratteri petrografici: le lave dei due intervalli sopra descritti hanno una composizione abbastanza omogenea, quasi esclusivamente hawaiiitica e occasionalmente mugearitica. La tessitura è sempre porfirica, con valori dell'indice di porfiricità (I.P.) generalmente inferiori a 20.

Tra i fenocristalli, il plagioclasio è comunemente la fase più abbondante; è generalmente idiomorfo ed ha dimensioni che talora raggiungono 5-6-mm di lunghezza; le *sieve textures* sono rare. Segue in ordine di abbondanza il pirosseno, generalmente idiomorfo, che raggiunge occasionalmente anche 5-6 mm di lunghezza ed in tal caso mostra zonature composizionali. L'olivina ha forma sub-arrotondata e dimensioni sub-millimetriche. Tra i fenocristalli sono presenti anche gli ossidi opachi, di dimensioni sub-millimetriche (generalmente 0.1-0.2 mm).

Talora si osservano aggregati glomerofirici, di dimensioni complessive intorno ad un millimetro, formati da pirosseno, ossidi opachi e più rara olivina.

La pasta di fondo, che è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli (plagioclasio, pirosseno, olivina ed ossidi opachi), ha comunemente tessitura intersertale e più raramente intergranulare.

*Prodotti dell'Intervallo 122 a.C. – 1669 (UTFi3).* Si estende dal 122 a.C. al 1669 d.C. e nell'area che ricade nel Foglio Randazzo, comprende la lava del 1536 e quella dell'eruzione del 1614-24.

La colata del 1536 (riferita al 1607 da TANGUY *et alii*, 1985; 1999), emessa da bocche (Monte Pomiciaro) a quota 1.500 m, si estende per una lunghezza di circa 7,5 km con fronti delimitati dalla contropendenza del fianco sinistro del F. Alcantara, su un'area intorno a 10 km<sup>2</sup>, con un volume di prodotti emessi stimato in oltre 0,1 km<sup>3</sup>. Per l'estensione della superficie ricoperta, la presenza di molteplici canali di deflusso e per l'ampiezza, la colata risulta costituita da diverse unità di raffreddamento (bracci) contigue.

Il campo di lave dell'eruzione attribuita al decennio 1614-24, ha origine da bocche esterne all'area rilevata, di cui quelle a quota inferiore (Due Pizzi) ancora individuabili, ed è caratterizzato da estese superfici con morfologia *pahoehoe*, che passano in bracci distali a morfologie *aa*. Nel corpo della colata si sviluppano estesi sistemi di gallerie di scorrimento (GUEST *et alii*, 1984), con sezione trasversale molto regolare, spesso superiore a 10 m<sup>2</sup> (Grotta del Gelo). Litologicamente la lava appare molto omogenea, ricca in fenocristalli di plagioclasio, con una pasta di fondo di colore grigio-rosato. Numerose analisi chimiche inedite indicano una composizione da *hawaiiitica* a *mugearitica* che copre quasi l'intero campo di variabilità delle colate del sistema il Piano: si tratta di un carattere piuttosto comune delle vulcaniti etnee recenti (cfr. CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982).

Per quanto riguarda il decorso dell'eruzione, le notizie sono estremamente scarse e non consentono di definire la continuità dell'attività nell'arco dell'intero decennio, mentre appaiono sufficientemente sicuri l'inizio dell'eruzione (1 luglio 1614) e lo sviluppo dell'attività nei primi mesi (cfr. GEMMELLARO, 1859-60). Complessivamente il campo lavico si è esteso in un ventaglio con ampiezza massima di circa 4 km, ed ha raggiunto con limitati bracci più avanzati la quota di 975 m, coprendo una superficie totale di oltre 20 km<sup>2</sup>.

*Prodotti dell'Intervallo 1669 – 1971 (UTFi4).* Vi sono compresi prodotti emessi dal 1669 al 1971 d.C. e nell'area che ricade nel Foglio Randazzo, comprendono le lave del 1809 e del 1947. Ambedue le colate ricoprono molto marginalmente, lungo il bordo orientale del Foglio e per estensioni molto limitate

(< 1 km<sup>2</sup>), l'area interessata dal rilevamento, essendosi espanse principalmente nell'area che ricade nel Foglio Taormina.

Per tali colate e i relativi apparati eruttivi si rinvia a quanto esposto nelle note illustrative del Foglio Taormina, oltre che a ROMANO & STURIALE (1982) e ROMANO & GUEST (1979).

*Prodotti dell'Intervallo 1971 – presente (UTF<sub>15</sub>)*. Vi sono compresi prodotti emessi dal 1971 al presente e nell'area che ricade nel Foglio Randazzo, sono rappresentati solamente da quelli dell'eruzione del 1981.

Essa è stata preceduta da uno sciame sismico della durata di alcune decine di ore ed è stata alimentata essenzialmente da bocche, contrassegnate da apparati piroclastici assai modesti, ubicate all'estremità inferiore di un sistema di fratture sviluppatosi (17.3.1981) da monte verso valle lungo una direttrice NNO-SSE nel giro di poche ore, ed esteso da 2.550 fino a 1.400 m di quota. La colata si estende per una lunghezza di circa 7,5 km con fronti a quota 600 m, che hanno raggiunto l'alveo del F. Alcàntara (19.3); nei giorni immediatamente successivi il sistema di fratture, ulteriormente prolungato a valle fino a 1.300 m s.l.m., ha dato origine ad un modesto efflusso di lave esteso per poche centinaia di metri. Nel complesso le lave si sono espanse su un'area intorno a 6 km<sup>2</sup>, con un volume di prodotti stimato in circa 30.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>. L'eruzione ha avuto una durata complessiva di 7 giorni. Con riferimento alla durata ben definita e in base alla stima del volume dei prodotti emessi, il tasso di emissione medio è di oltre 30 m<sup>3</sup>/sec, con punte massime molto superiori se si considera che l'efflusso maggiore si è verificato esclusivamente nei primi due giorni.

Caratteri petrografici: data la limitata variabilità, non correlabile con una definita evoluzione temporale, dei caratteri petrografici e chimici delle lave degli ultimi 3 intervalli, esse vengono trattate qui insieme. Le rocce hanno prevalentemente composizione hawaiiitica fino a mugaritica. La tessitura è porfirica, con valori dell'indice di porfiricità (I.P.) variabili dal 15 al 30% vol.

Tra i fenocristalli, il plagioclasio è sempre la fase più abbondante, generalmente idiomorfo, di dimensioni variabili da 2 mm sino 6 mm, presenta frequenti *sieve textures*. Seguono, in ordine di abbondanza, il clinopirosseno e l'olivina che hanno dimensioni variabili da sub-millimetriche a millimetriche, e nella maggior parte dei casi sono idiomorfi. Tra i fenocristalli si osservano anche ossidi opachi, di dimensioni sub-millimetriche e isodiametrici.

Sono presenti aggregati di fenocristalli (glomerofiri) sia monomineralici (formati esclusivamente da cristalli di plagioclasio) sia, più raramente, polimineralici (costituiti da olivina/pirosseno oppure da plagioclasio/ossidi opachi).

La pasta di fondo, costituita, in ordine di abbondanza decrescente, da plagioclasio, pirosseno, olivina ed ossidi opachi, con apatite accessoria, ha generalmente tessitura intersertale.

PROGETTO  
CARG

PROGETTO  
CARG



## V – PETROGRAFIA E CHIMISMO DEI TERRENI VULCANICI (R.A. Corsaro e R. Cristofolini)

### 1. – CARATTERIZZAZIONE PETROGRAFICA E GEOCHIMICA DELLE VULCANITI

La caratterizzazione petrografica e petrochimica delle vulcaniti affioranti nella zona rilevata si è rivolta esclusivamente alle colate di lava, dato che i materiali piroclastici sono soggetti a processi di alterazione generalmente molto rapidi, che portano a significative variazioni della loro composizione. Lo studio è stato effettuato, considerando che in base ad analisi su qualche centinaio di campioni, sia pubblicate che prevalentemente inedite, riguardanti prodotti dell'intero Distretto vulcanico la variabilità risulta assai limitata, soprattutto per quelli, più rappresentati nell'area rilevata, attribuiti all'attività del Vulcano Mongibello. Si sono quindi selezionati, tra i numerosi campioni raccolti, quelli che:

- consentono di rappresentare l'intera variabilità di paragenesi e chimismo dei prodotti affioranti, senza voler necessariamente presentare dati relativi a ciascun singolo termine distinto cartograficamente;
- si distribuiscono in modo da garantire una copertura completa e sufficientemente omogenea del Foglio stesso.

Ovviamente si è privilegiata l'analisi di campioni, prelevati in corrispondenza delle porzioni più massive degli affioramenti, che generalmente corrispondono a parti più interne delle varie colate, là dove queste sono state incise da processi erosivi o artificialmente. Si è limitata la campionatura delle porzioni più

superficiali delle colate, perché in questa situazione esse sono comunemente più alterate e scoriacee, per la presenza di abbondanti cavità di degassamento, con riduzione della superficie utile allo studio petrografico e potenziali modificazioni del chimismo originario.

### 1.1. – PETROGRAFIA

Lo studio dei caratteri petrografici è stato effettuato su sezioni sottili di lava utilizzando un microscopio a luce bianca polarizzata. Le osservazioni petrografiche sono state finalizzate alla descrizione dei caratteri strutturali e delle due frazioni comunemente presenti in una roccia vulcanica: i *fenocristalli* immersi nella *pasta di fondo*.

Dei fenocristalli è stata determinata la “natura” (essenzialmente plagioclasio, clinopirosseno, olivina e ossidi opachi) e valutata la composizione sulla base dei caratteri ottici. Con riferimento ai caratteri strutturali, si è stimato il contenuto percentuale in volume dei fenocristalli rispetto alla roccia totale (I.P.: Indice di Porfiricità) ed i rapporti quantitativi tra le varie fasi presenti come fenocristalli. L'esame della pasta di fondo è stato finalizzato a determinarne la paragenesi e la tessitura.

Sono stati anche definiti i minerali secondari eventualmente originati per processi di alterazione che possono avere interessato la roccia dopo la sua messa in posto ed è stato stimato il contenuto delle vescicole di degassamento.

Elementi di maggiore dettaglio, specifici delle singole unità distinte, sono riportati nella descrizione delle Unità Stratigrafiche, mentre qui vengono esposti nelle grandi linee i caratteri generali dei prodotti affioranti.

Tutti i campioni analizzati sono *ipocristallini*, essendo costituiti sia da cristalli che da vetro (benché questo sia sempre molto scarso) ed hanno prevalentemente tessitura *porfirica*. Il contenuto dei fenocristalli (e quindi i valori dell'I.P.) è molto variabile: le lave esaminate variano da afiriche (I.P.<5) a fortemente porfiriche (I.P.>30), sebbene le più comuni siano oligo-mesofiriche (10< I.P.<20).

Le fasi minerali presenti in fenocristalli sono quelle comuni nelle rocce etnee di serie alcalina: in ordine di abbondanza decrescente si sono riscontrati plagioclasio, di norma zonato da labradorite ad andesina, clinopirosseno augitico, olivina ed ossidi opachi. In alcuni casi, in lave attribuite al litosoma Ellittico, sono stati anche osservati rari fenocristalli di anfibolo di composizione kaersutitica, dal tipico schema di pleocroismo bruno-bruno chiaro-giallo e microfenocristalli di apatite che, al solo polarizzatore si presenta debolmente colorata su tonalità bruno-rosate.

In tutti i campioni il **plagioclasio** è il minerale più abbondante. Incolore, si riconosce per la forma tabulare ed è generalmente *idiomorfo*; può raggiungere 5-6 mm di lunghezza; talvolta i cristalli di dimensioni maggiori mostrano il bordo arrotondato e/o corroso con vistose zonature composizionali. In diversi campioni abbondano le inclusioni da criptocristalline a vetrose (*sieve texture*) variamente distribuite all'interno dei singoli cristalli.

Il **clinopirosseno** si presenta generalmente in individui idiomorfi, con abito prismatico e dimensioni non superiori al millimetro, ben sfaldati; osservati a solo polarizzatore essi sono di colore giallo-verde pallido, con pleocroismo scarso o assente. Le misure dell'angolo  $c^{\wedge}\gamma'$  (40-45°) e l'insieme dei caratteri ottici consentono di stimare una composizione tendente al tipo augitico. Talvolta i cristalli raggiungono dimensioni notevoli (fino a circa 5 mm), hanno forma irregolare, presentano zonature composizionali e sono pecilitici, con inclusioni di altre fasi quali, ad esempio, il plagioclasio.

I cristalli di **olivina** si presentano incolore, con forte rilievo, privi di tracce di sfaldatura, di forma sub-arrotondata e dimensioni comprese tra 0.5 e 1 mm. In alcuni campioni i cristalli si presentano alterati in prodotti di colore brunastro di tipo iddingsitico, più frequentemente in fasce lungo il bordo o secondo fratture.

Gli **ossidi opachi** hanno dimensioni inferiori a 0.5 mm e sono generalmente isodiametrici. In base ai dati di letteratura ed a misure composizionali effettuate alla microsonda elettronica, si è determinato che gli ossidi sono costituiti di norma da magnetite titanifera.

In numerosi campioni abbondano gli aggregati tra fenocristalli (tessiture glomerofiriche). I più frequenti sono quelli costituiti da individui idiomorfi di plagioclasio, che sono formati da un numero di individui variabile da 3 a 5, spesso associati secondo i piani cristallografici (010). Sono pure frequenti aggregati di dimensioni millimetriche formati da ossidi opachi e cristalli di clinopirosseno che inglobano a loro volta degli ossidi opachi. Più rari sono gli aggregati di dimensioni millimetriche formati da plagioclasio, clinopirosseno ed olivina.

La paragenesi dei minerali presenti in pasta di fondo è comune a quella delle rocce etnee di serie alcalina: plagioclasio, clinopirosseno, olivina ed ossidi opachi con tracce di apatite aciculare. Le tessiture osservate variano sia relativamente alla dimensione dei microliti (tanto più minuti, quanto maggiore è stata la velocità di raffreddamento della roccia), sia alle loro relazioni geometriche: sono frequenti tessiture intersertali, seguite da ialopilitiche e più raramente intergranulari. Generalmente la pasta di fondo si presenta fresca tranne che in un campione, dove si osserva un processo di ossidazione in fase iniziale.

## 1.2 – CHIMISMO

La determinazione del contenuto degli ossidi principali in ciascun campione è stata effettuata utilizzando differenti metodologie:

- $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{P}_2\text{O}_5$  sono stati misurati in spettrometria di fluorescenza di raggi X su compresse di polveri,

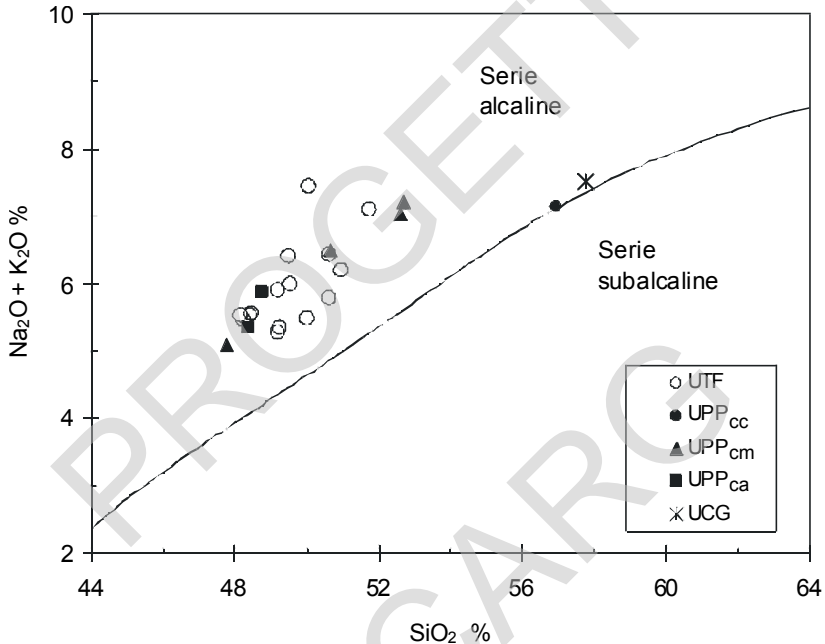


Fig.16 – Dall'osservazione del diagramma (secondo IRVINE & BARAGAR, 1971), appare chiara l'attribuzione delle vulcaniti affioranti nel F. Randazzo ai termini di serie alcalina. La maggior parte dei termini analizzati è a carattere basico o intermedio, mentre solo alcune vulcaniti del Sistema Concazze sono a tendenza acida.

con correzione degli effetti di matrice (FRANZINI *et alii*, 1972);

- FeO è stato determinato con il metodo volumetrico di titolazione con  $\text{KMnO}_4$ ;
- MgO è stato misurato tramite spettrofotometria di assorbimento (AAS);

- $H_2O^+$  (L.O.I.), ossia la perdita in peso alla calcinazione, considerata come contenuto in volatili, essenzialmente acqua, è stata determinata dopo riscaldamento in muffola a  $1000^\circ C$  e correzione per effetto dell'ossidazione di  $Fe^{2+}$ .

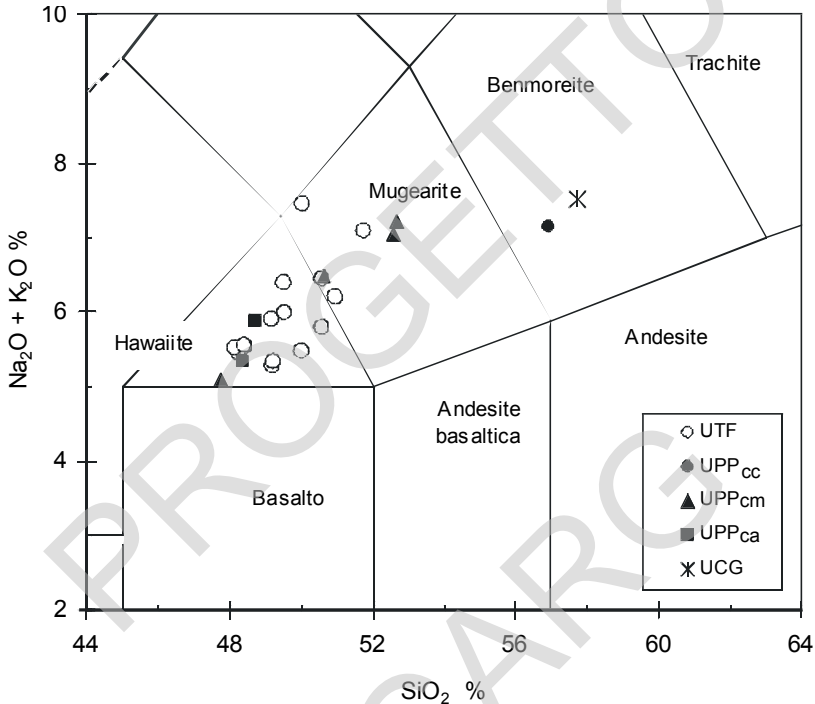


Fig. 17 – Nel diagramma classificativo TAS (Total Alkali Silica, LE MAITRE, 1989), considerato il rapporto tra gli ossidi alcalini (cf. Tab. 2), le rocce analizzate si proiettano prevalentemente nei campi delle hawaiiiti e delle mugeariti; solamente i termini attribuiti alla porzione superiore del Sistema Concazze sono definibili come benmoreiti.

Secondo i più recenti criteri di sistematica delle rocce vulcaniche, le lave esaminate sono state classificate sulla base dei dati petrochimici. Come già ampiamente noto per la maggior parte delle vulcaniti etnee (cfr. CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982), i prodotti qui esaminati si proiettano nel campo dei prodotti di serie alcalina, sia nel diagramma di Fig. 16 (sec. IRVINE & BARAGAR, 1971), che nel diagramma classificativo TAS (Fig. 17: Total Alkali-Silica, LE MAITRE,

SINIEMA	UNITA'	Membri	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI	tot
		Prod. Interv.													
Il Piano	T. del Filosofo	5 (1981)	47,87	1,78	18,54	5,45	4,19	0,16	5,25	9,69	4,10	1,38	0,48	1,12	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	4 (1947)	49,83	1,63	18,68	2,54	6,67	0,18	4,80	9,41	3,96	1,50	0,41	0,39	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	3 (1614)	51,15	1,74	19,10	4,51	3,84	0,16	2,84	7,86	4,95	2,06	0,65	1,13	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	3 (1536)	48,88	1,47	18,95	2,90	5,87	0,14	5,32	10,06	3,81	1,44	0,50	0,66	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	2	49,01	1,72	19,78	5,78	3,29	0,15	3,12	9,13	4,35	1,99	0,67	1,01	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	2	47,83	1,57	20,51	5,21	3,62	0,14	3,78	10,58	3,95	1,47	0,50	0,84	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	2	47,61	1,64	20,09	6,69	2,55	0,14	3,87	10,32	3,98	1,48	0,47	1,15	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	2	50,30	1,71	19,87	3,73	4,67	0,16	2,46	9,12	4,38	1,74	0,55	1,31	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	2	50,13	1,52	20,71	4,72	3,11	0,13	2,71	9,12	4,70	1,67	0,53	0,95	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	1	48,03	1,59	17,40	5,56	3,50	0,14	6,34	10,41	4,06	1,44	0,68	0,85	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	1	48,19	1,65	18,14	4,36	4,58	0,15	5,90	9,01	3,56	1,66	0,65	2,16	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	1	49,62	1,66	19,43	4,24	4,50	0,16	2,50	8,93	5,29	2,09	0,68	0,90	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	1	50,13	1,54	20,83	5,47	2,84	0,14	2,55	9,27	4,14	1,58	0,52	0,98	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	1	49,01	1,74	19,79	3,95	5,17	0,15	2,93	9,68	4,04	1,87	0,56	1,10	100,00
Il Piano	T. del Filosofo	1	48,55	1,89	18,73	5,10	5,01	0,16	3,15	9,69	4,09	1,73	0,61	1,30	100,00
Concazze	C.da Ragaglia	—	57,18	1,61	17,40	4,37	2,37	0,14	2,19	5,66	5,16	2,28	0,66	0,99	100,00
Concazze	P. Provenzana	UPP <sub>cc</sub>	56,53	1,71	17,30	4,54	2,65	0,14	2,48	6,16	4,95	2,14	0,67	0,73	100,00
Concazze	P. Provenzana	UPP <sub>cm</sub>	52,10	1,62	19,56	2,73	4,65	0,15	2,65	7,93	4,85	2,10	0,70	0,96	100,00
Concazze	P. Provenzana	UPP <sub>cm</sub>	52,30	1,46	19,77	4,54	2,92	0,14	2,53	7,79	5,09	2,06	0,66	0,74	100,00
Concazze	P. Provenzana	UPP <sub>cm</sub>	50,10	1,74	19,65	5,15	3,63	0,15	2,67	8,77	4,52	1,89	0,65	1,07	100,00
Concazze	P. Provenzana	UPP <sub>cm</sub>	47,29	1,63	19,09	4,91	4,63	0,15	4,80	10,92	3,55	1,48	0,54	1,00	100,00
Concazze	P. Provenzana	UPP <sub>cm</sub>	47,69	1,74	18,32	7,37	2,64	0,15	5,54	9,40	3,89	1,37	0,50	1,39	100,00

Tab. 2 - Concentrazioni degli ossidi principali nelle lave analizzate.

1989), con riferimento al contenuto di SiO<sub>2</sub> di ciascuna vulcanite analizzata rispetto alla somma degli alcali (Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O). Più precisamente, considerando che in tutti i campioni Na<sub>2</sub>O - 2 ≥ K<sub>2</sub>O, i termini analizzati possono essere assegnati alla serie alcalina sodica e pertanto le rocce ricadono nei campi delle hawaiiiti, mugeariti e benmoreiti, secondo la nomenclatura riportata nella Fig. 17.

Tutte le vulcaniti analizzate ricadono nell'intervallo di composizioni già noto in letteratura per le vulcaniti etnee, presentando una variabilità piuttosto limitata se si considera che oltre la metà di esse ha una composizione hawaiiitica. Di poco inferiore è l'abbondanza dei campioni mugearitici, mentre due sole tra le vulcaniti esaminate (riferite alle Unità Contrada Ragaglia e Contrada Ciarambella), appartenenti al litosoma Ellittico, sono benmoreiti. I dati analitici (ROMANO & GUEST, 1979; SCOTT, 1983) su lave ricadenti almeno in parte nell'area rilevata confermano i dati qui presentati in Tab. 2, come pure diverse decine di analisi inedite su lave del Vulcano Mongibello affioranti nel Foglio Randazzo, sia non datate che storiche; questi ultimi dati confermano che anche nell'area rilevata all'interno di ciascun singolo corpo lavico la variabilità petrochimica può essere significativa e dello stesso ordine di grandezza di quella

che caratterizza l'intero litosoma (Tab. 3), in accordo con quanto già segnalato (cfr. CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982). All'interno della successione dello stesso litosoma, inoltre la variabilità petrochimica riscontrata non sembra avere alcuna correlazione evidente con fattori temporali o spaziali.

SINTEMA	Il Piano	Il Piano	Il Piano	Il Piano	Il Piano
UNITA'	T. del Filosofo	T. del Filosofo	T. del Filosofo	T. del Filosofo	T. del Filosofo
Prod. interv.	UTFi4 (1947)	UTFi4 (1809)	UTFi3 (1614)	UTFi3 (1536)	UTFi1 (Sv)
SiO <sub>2</sub>	50,15 49,38-51,21	50,12 49,90-50,41	50,13 48,98-51,62	49,07 48,81-49,32	50,31 49,77-50,62
TiO <sub>2</sub>	1,68 1,60-1,67	1,46 1,43-1,49	1,45 1,30-1,75	1,43 1,39-1,51	1,57 1,48-1,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,47 18,27-18,68	19,04 19,01-19,08	18,73 17,08-19,20	18,98 18,81-19,13	17,70 17,16-18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,27 2,54-3,88	3,96 3,41-4,93	3,27 2,40-7,54	4,03 2,90-5,44	3,79 2,51-5,50
FeO	6,02 5,24-6,67	4,85 3,68-5,49	5,12 0,72-6,66	4,83 3,29-5,87	5,14 4,05-5,77
MnO	0,18 0,16-0,19	0,18 0,18	0,18 0,16-0,21	0,14 0,13-0,15	0,15 0,14-0,17
MgO	4,38 3,51-4,82	4,97 4,93-5,01	4,14 2,90-5,17	5,15 4,87-5,47	5,35 4,02-5,79
CaO	9,50 9,33-9,77	9,11 8,94-9,25	9,46 8,7-10,30	9,91 9,51-10,12	8,59 8,28-9,15
Na <sub>2</sub> O	4,09 3,96-4,62	4,07 3,97-4,24	4,75 4,30-5,30	3,97 3,73-4,33	4,12 3,87-4,49
K <sub>2</sub> O	1,52 1,36-1,57	1,42 1,38-1,50	1,60 1,51-1,89	1,47 1,43-1,52	1,74 1,67-1,87
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40 0,38-0,44	0,41 0,38-0,45	0,58 0,49-0,71	0,52 0,46-0,60	0,59 0,51-0,70
L.O.I.	0,40 0,12-0,78	0,42 0,26-0,52	0,59 0,31-0,73	0,57 0,38-0,61	0,95 0,70-1,42

Tab. 3 – Valori medi ed intervalli di variazione delle concentrazioni degli ossidi principali in lave di età storica affioranti nel F. Randazzo (da dati inediti).

PROGETTO  
CARG



## VI – TETTONICA

### 1. - INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE

L'assetto strutturale delle unità tettoniche presenti nell'area del Foglio Randazzo si inquadra nell'ampia fascia orogenica affiorante in Sicilia orientale, dove è possibile riconoscere la sovrapposizione tra strutture relative a diverse fasi deformative che si sono succedute durante la costruzione dell'edificio. Al suo interno sono conservate le geometrie relitte di un originario sistema arco-fossa di età oligo-miocenica, su cui si sono sovrainposte le strutture collisionali recenti.

A causa della complessità strutturale dell'area si è reso necessario distinguere i contatti tettonici di accavallamento in differenti categorie che riflettono diverse geometrie delle strutture stesse ed aiutano nella lettura della carta geologica. Pertanto i contatti indicati come "sovrascorrimento principale" corrispondono, generalmente, a superfici a basso angolo, estesi arealmente decine di chilometri e lungo i quali si è realizzata una notevole entità di accavallamento, solitamente tra successioni appartenenti a diverse unità tettoniche, ma anche all'interno della stessa unità tettonica (v. contatto tra Unità delle "Argille Scagliose Superiori" e Unità di Monte Soro, solo per citare un esempio). Tali contatti sono di norma relativi alle fasi precoci di deformazione e connessi ai fenomeni di scollamento degli orizzonti supra crostali dagli elementi litosferici più profondi, come le coperture sedimentarie mesozoiche rispetto al basamento cristallino, ovvero le coperture terziarie, a loro volta scollate dalle sequenze meso-cenozoiche.

La caratteristica di questi contatti è quella di mantenere inalterati per distanze notevoli i rapporti tra i terreni al letto e al tetto della struttura.

L'età dei sovrascorrimenti principali ringiovanisce nella direzione della polarità orogenica con eventi deformativi via via sempre più recenti verso i settori esterni. Nella Catena Kabilo-Calabride e nelle aree più interne della Catena Appenninico-Maghrebide questi contatti datano all'Oligocene inferiore, mentre in quelle più esterne risalgono al Miocene inferiore-medio.

Nell'assetto attuale i sovrascorrimenti principali, corrispondenti a veri e propri ricoprimenti (Fig. 4), spesso non conservano la loro giacitura originaria, ma risultano ripiegati e dislocati da strutture compressive più recenti, che mostrano marcate geometrie a rampa e sono state denominate "sovrascorrimenti secondari". A questa categoria di limiti sono state assegnate anche le superfici di accavallamento tra scaglie embricate all'interno di una medesima unità tettonica.

Il radicamento crostale di queste strutture è funzione della loro età; infatti con l'accrescimento del cuneo delle unità alloctone l'attività lungo i *thrust* si è progressivamente spostata verso *flat* posti a profondità sempre maggiore, in relazione all'ispessimento del cuneo stesso. Pertanto i sovrascorrimenti minori all'interno delle Unità Kabilo-Calabridi già strutturate, di età oligo-miocenica, sono contemporanei alla deposizione del Flysch di Capo d'Orlando e si sono originati quando era ancora attiva la superficie di *thrust* posta alla base delle Unità Calabridi e ad essa si connettono geometricamente. Tali superfici sono oggi disattivate e totalmente prive di radice crostale e si trovano traslate in posizione alloctona solidalmente con l'edificio che esse ritagliano.

Le rampe che dislocano i ricoprimenti maghrebidi si sono originati dal *sole-thrust* della Catena Appenninico-Maghrebide, attivo fino al Pliocene inferiore-medio, che oggi risulta sepolto sotto diverse migliaia di metri di coltri alloctone e totalmente sovrapposto alle successioni del Sistema a *Thrust* Esterno, affiorando in superficie come fronte dell'alloctono lungo il margine dell'Avanfossa di Gela, alla base della "Falda di Gela" (OGNIBEN, 1960).

Nella costruzione dell'edificio appenninico-maghrebide si sono registrati diversi fenomeni di antivergenza. A quello di età burdigaliana si attribuisce la messa in posto delle Unità Antisicilidi, con una traslazione di entità tale da produrre veri e propri ricoprimenti. Un'ulteriore fase retrovergente, tortoniana, è presente lungo il versante meridionale nebrodico, con formazione di embrici nord vergenti delle diverse unità (T. della Saracena). Strutture antivergenti, sinclinali rovesciate e sovrascorrimenti sono infine ascrivibili al Messiniano ed al Pliocene inferiore (per es. sinclinale di Nicosia poco a sud dell'area e zona di S. Teodoro).

Al Pliocene inferiore si è completata in Sicilia la collisione tra la crosta continentale "maghrebide" ed il margine pelagiano della placca africana (v. cap. III). Tale processo si è realizzato diacronicamente e con progressivo

ringiovanimento verso est. Alla migrazione del fronte collisionale è collegata l'attivazione delle faglie destre, ad orientazione NO-SE del “Sistema Sud-Tirrenico” (LENTINI *et alii*, 1995b; FINETTI *et alii*, 1996; GUARNIERI *et alii*, 2002).

## 2. - RELAZIONI TRA LE UNITÀ TETTONICHE ED EVOLUZIONE SPAZIO TEMPORALE DELLA DEFORMAZIONE

Nel Foglio Randazzo affiorano terreni appartenenti alla Catena Kabilo-Calabride ed alla Catena Appenninico-Maghrebide. La prima è rappresentata da unità cristalline erciniche sovrapposte lungo contatti con piani a basso angolo che coinvolgono depositi terrigeni eo-oligocenici (Flysch di Frazzanò) e suturate dall'oligo-miocenico Flysch di Capo d'Orlando. La seconda è costituita essenzialmente da Unità Sicilidi, scollate dal basamento oceanico tetideo ed embricate a formare un cuneo d'accrezione al fronte Calabride.

Relativamente all'area del Foglio Randazzo le originarie relazioni tra unità kabilo-calabridi e unità appenninico-maghrebidi sono osservabili lungo il contatto tettonico orientato NO-SE, che da Portella Gazzana si estende fino a nord dell'Etna nei pressi dell'abitato di Roccella Valdemone, contatto che talora in letteratura viene indicato come “Linea di Taormina”, termine da abbandonare in quanto induce a confondere un vecchio contatto di ricoprimento con le faglie trascorrenti del cosiddetto “Sistema Sud-Tirrenico” (v. oltre).

I rapporti geometrici determinatisi nell'Oligocene inferiore sono in parte sigillati dai depositi del Flysch di Capo d'Orlando, che poggiano in discordanza su formazioni ascrivibili all'Oligocene inferiore, ovvero sul “Conglomerato Rosso” all'interno dell'edificio kabilo-calabride e sulla Formazione di Piedimonte, ed ambedue affioranti al di fuori del Foglio. Quest'ultima è posizionata al tetto dell'edificio appenninico-maghrebide, dove forma un cuneo clastico successivamente coinvolto nel rapporto Calabridi-Maghrebidi (LENTINI *et alii*, 1995b).

Tralasciando le unità tettoniche di medio-alto e basso grado metamorfico, rispettivamente Unità dell'Aspromonte e Unità di Mandanici, che non affiorano nel Foglio, i terreni cristallini presenti nell'area, costituiti da epimetamorfiti con esigui resti delle originarie coperture meso-cenozoiche, appartengono all'Unità tettonica di S. Marco d'Alunzio e all'Unità tettonica di Longi-Taormina. Quest'ultima, geometricamente sottostante, presente lungo la terminazione del contatto di sovrapposizione principale fra le due catene, in località Serra Corona a NO e lungo il T. Masinaro a SE, è caratterizzata quasi esclusivamente da terreni di copertura.

I contatti tra queste unità tettoniche corrispondono a dei veri e propri ricoprimenti con piani a basso angolo, ma risultano frequentemente ritagliati da strutture più recenti. Il quadro tettonico è ulteriormente complicato dalla presenza, a più livelli stratigrafici, di superfici di scollamento subparallele, collocate specialmente a livello della “Scaglia” e tra il “Medolo” ed i calcari del Lias inferiore. Ciò si registra in particolar modo lungo il “fronte” di sovrascorrimento principale di tali unità sui terreni sicilidi. Il contatto talora avviene direttamente tra i termini alti dell’Unità tettonica di Longi-Taormina (Biancone, Scaglia ovvero Flysch di Frazzanò) e le “Argille Scagliose Superiori”, con l’elisione tettonica dell’intervallo giurassico (Portella Gazzana fino a M. Mallaro). Pizzo Mueli, ad esempio, è formato da un *klippe* dell’Unità di S. Marco d’Alunzio, poggiante sul Flysch di Frazzanò, a sua volta sovrascorso sulle “Argille Scagliose Superiori”. Analoga situazione si registra a Serra Corona.

Questi contatti di sovrascorrimento principale sono ulteriormente dislocati da trascorrenti destre, cui si associano *thrust* e rampe, che ritagliano i terreni calabridi, riattivando talora anche il contatto basale. Quest’ultimo va ad interessare quasi sempre le “Argille Scagliose Superiori”, i cui livelli sommitali datano al Campaniano. Poichè non può essere assegnato a questo contatto tettonico un’età post Cretacico superiore od eocenica, è necessario ipotizzare dei vistosi fenomeni di scollamento dell’intervallo terziario nella successione sicilide. Inoltre va considerata l’azione erosiva, che può avere soppresso parte delle unità calabridi con arretramento dell’originario fronte di sovrascorrimento.

Lungo il fronte delle unità calabridi il Flysch di Capo d’Orlando è ridotto in scaglie tettoniche, che interessano anche i relativi substrati cristallino e maghrebide. Una prima duplicazione al fronte delle successioni flyschoidi oligo-mioceniche è avvenuta contemporaneamente ad una fase di *breaching* dell’edificio cristallino, coincidente con la definitiva messa in posto delle unità kabilo-calabridi sulle unità appenninico-maghrebidi e la disattivazione del contatto di sovrascorrimento principale.

A questa ultima fase della traslazione delle unità cristalline hanno partecipato solidalmente anche le “Argille Scagliose Superiori” che, a partire da questo momento risultano così del tutto svincolate dalle unità maghrebidi del substrato. L’avvenuta saldatura tra i due domini è già completamente acquisita al momento della deposizione dei terreni infra-mediomiocenici, rappresentati dalle Calcareni di Floresta, sulle unità kabilo-calabridi e dal Flysch di Reitano su quelle appenninico-maghrebidi. Le prime costituiscono i depositi di piattaforma, da cui traeva alimentazione il flysch nelle antistanti aree di bacino (CARBONE *et alii*, 1993). Esse suturano i contatti di un’estesa falda retrovergente sicilide (Unità tettonica Antisicilide), e messa in posto sui livelli del Burdigaliano inferiore del Flysch di Capo d’Orlando.

I terreni sicilidi presenti nel Foglio Randazzo sono riconducibili a due unità tettoniche rappresentate da sequenze mesozoiche, “Argille Scagliose Superiori” e Flysch di M. Soro, e da almeno tre unità costituite da formazioni estese dall’Eocene superiore–Oligocene fino al Miocene inferiore. Le prime due unità sono raddoppiate mediante dei contatti di sovrascorrimento principale, poi ritagliati da sistemi di *thrust* fuori sequenza come nel caso di M. Colla (v. Fig. 4 e profilo geologico A-A’ della carta geologica) e della media valle del Flascio.

La distinzione sul terreno delle due unità mesozoiche spesso non è stata facile, specialmente laddove rappresentate da litofacies quarzarenitiche litologicamente molto simili. In genere però l’Unità di M. Soro *s.s.* costituisce monoclinali relativamente regolari, mentre nell’unità sovrastante i banconi di quarzareniti sono ridotti generalmente ad un pezzame caotico senza che sia possibile misurare la giacitura degli strati.

Nel Foglio Randazzo l’Unità di M. Soro forma una culminazione strutturale orientata OSO–ENE, che attraversa tutta l’area, ed è rivestita dai terreni dell’Unità delle “Argille Scagliose Superiori”. Il bordo meridionale tende a sovrascorrere sia sulle “Argille Scagliose Superiori”, sia sulle unità di Nicosia e di Troina. La ricostruzione della struttura nebrodica, nonché ulteriori dati stratigrafici, ottenuti anche al di fuori del Foglio, suggeriscono che queste ultime unità poggiassero originariamente sulle sequenze mesozoiche e che abbiano subito vistosi fenomeni di scollamento prima di essere sormontati dai rispettivi substrati in un generale “fuori sequenza”.

Le accurate analisi stratigrafiche inoltre consentono di ipotizzare una originaria relazione tra le “Argille Scagliose Superiori” e l’Unità di Troina e tra l’Unità di M. Soro *s.s.* e l’Unità di Nicosia.

I fenomeni di sovrascorrimento tra le unità mesozoiche non possono prescindere da uno scollamento degli intervalli oligo-miocenici e pertanto vanno datati al Miocene inferiore.

Ulteriori fasi tettoniche hanno finito con invertire l’originaria posizione, producendo anche un assetto strutturale estremamente complesso.

Esempio tipico è quello che si presenta al margine sud-occidentale del Foglio nell’area ad ovest di S. Teodoro. La sequenza tettono-sedimentaria Unità di Nicosia – Unità di Troina, già originariamente raddoppiata in una fase inframiocenica, forma una piega orientata E-O rovesciata verso nord e parzialmente sovrascorsa. Tali fenomeni di retrovergenza non sono rari ed interessano talora anche le evaporiti messiniane, come avviene poco più a sud nella sinclinale di Nicosia, e sono pertanto da imputare a fasi del Miocene superiore o del Pliocene inferiore.

La struttura in questione è poi ritagliata ampiamente dai terreni dell’Unità di M. Soro mediante un *thrust* sud vergente di notevole rigetto, databile a partire dal Pliocene medio. Tale fenomeno è riconducibile a un *breaching* dell’intero

Sistema a *Thrust* Esterno, che considerazioni di carattere regionale e ricostruzione delle deformazioni spazio-temporali, nonché la sismica profonda, farebbero ritenere presente nel sottosuolo dell'area in esame.

I caratteri strutturali riconosciuti nel Foglio Randazzo bene si inquadrano infatti in quelli regionali dell'intera Catena Appenninico-Maghrebide, dove sono evidenti le testimonianze di estesi fenomeni di *thrusting* "fuori sequenza", connessi a due distinte fasi di *breaching* dell'edificio (LENTINI *et alii*, 1995b).

Una prima serie di accavallamenti "fuori sequenza", concomitanti con la completa chiusura dei paleodomini oceanici e l'inizio del ricoprimento dell'intera catena sul Sistema a *Thrust* Esterno, ha controllato la fisiografia di bacini sospesi che, pavimentati dalle coltri caotiche sicilidi, sono state sede della deposizione di potenti successioni del Tortoniano superiore-Messiniano e del Pliocene inferiore. A questa fase sono riferibili anche gli accavallamenti retrovergenti riconosciuti nel versante meridionale dei Monti Nebrodi (allineamento S.Teodoro-Cesarò-Randazzo), responsabili della sovrapposizione con vergenza settentrionale, delle unità sicilidi "esterne" sulle "Argille Scagliose Superiori" e sull'Unità di M. Soro. Ulteriori sovrascorrimenti "fuori sequenza", indotti nell'edificio appenninico-maghrebide dalla deformazione in profondità del Sistema a *Thrust* Esterno, hanno controllato la deposizione delle successioni discordanti plio-pleistoceniche. Questa fase, relativamente alla sola area del Foglio non è documentabile.

### 3. – IL RUOLO DELLA TETTONICA TRASCORRENTE

In un quadro regionale l'orogene siciliano è caratterizzato da strutture trasversali, rappresentate da sistemi trascorrenti destri orientati NO-SE, che dislocano i vari domini strutturali, causando l'accostamento laterale tra unità originariamente appartenenti a settori crostali differenti. Tali linee hanno cumulato rigetti derivanti dal differente avanzamento delle unità alloctone tra le aree in collisione poste lungo il margine tirrenico siciliano e quelle aree della Sicilia nord-orientale e dell'Arco Calabro ancora libere di migrare verso la crosta oceanica che caratterizza il Bacino Ionico.

Questo sistema di faglie disseca l'isola a partire dal margine tirrenico, dove controlla tratti dell'attuale costa e si estende a terra, provocando un generale avanzamento delle unità orogeniche verso SE. Il loro proseguimento a mare è stato identificato tramite linee sismiche all'interno del Bacino Tirrenico (FINETTI & DEL BEN, 1986). Nel complesso questi fasci di faglie, cui si associano strutture coniugate di diversa orientazione e cinematica, formano il cosiddetto "Sistema Sud-Tirrenico" (FINETTI *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 1996a).

Il fenomeno più evidente legato a questo sistema è l'avanzamento delle unità dell'Arco calabro-peloritano, che in Sicilia ha determinato l'accostamento tra il settore orogenico dei Monti Nebrodi, costituiti da una culminazione delle unità appenninico-maghrebidi, e quello dei Monti Peloritani, costituiti dalle unità della Catena Kabilo-Calabride.

In alcune sintesi a scala regionale (SCANDONE *et alii*, 1974; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BOCCALETTI *et alii*, 1984; PATACCA & SCANDONE, 1989) lo svincolo tra l'Arco calabro-peloritano e i settori dell'orogene siciliano adiacenti è stato identificato nella cosiddetta "Linea di Taormina", ovvero l'allineamento orientato NO-SE, esteso da San Fratello, sulla costa tirrenica, a Taormina, sulla costa ionica, lungo il quale avviene il contatto tra le unità kabilo-calabridi e le unità appenninico-maghrebidi. In questo caso la Linea di Taormina è rappresentata quale zona di taglio destro attiva anche durante le fasi deformative post-tortoniane. Questa interpretazione è stata comunemente ripresa in quasi tutti gli schemi del Mediterraneo centrale proposti in letteratura.

Secondo LENTINI *et alii* (1994, 1995b) la Linea di Taormina corrisponde ad un lineamento fossile e rappresenta l'emergenza in superficie del vecchio contatto di sovrapposizione tra la Catena Kabilo-Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide, arretrato nell'attuale posizione in seguito a fenomeni di erosione. La presenza di numerose finestre tettoniche all'interno dei terreni kabilo-calabridi, infatti, testimoniano la continuità delle unità appenninico-maghrebidi al di sotto delle unità cristalline dei Monti Peloritani. Diversi *klippen* di terreni kabilo-calabridi posti al tetto delle unità della Catena Appenninico-Maghrebide, a sud della "Linea di Taormina" costituiscono lembi preservati dall'erosione dell'originario proseguimento verso sud dell'edificio kabilo-calabride. Pertanto la linea di Taormina è un lineamento morfostrutturale modellato su una struttura pellicolare (LENTINI *et alii*, 1994), come già segnalato da altri Autori, anche se in un quadro interpretativo complessivo differente (GIUNTA *et alii*, 1989; GHISSETTI *et alii*, 1991).

Attualmente le faglie del Sistema Sud-Tirrenico si collegano verso sud al fronte collisionale principale che è rappresentato da un accavallamento orientato E-O lungo il quale è riconoscibile una cinematica traspressiva. Tale fronte è esposto lungo il versante meridionale dei Monti Nebrodi e si estende dalle aree di Capizzi (ad ovest del Foglio Randazzo) fino a S. Teodoro-Cesarò, per proseguire verso est fino alle zone di Randazzo. Tale struttura è responsabile della culminazione delle unità numidiche profonde oggi affioranti nella dorsale nebrodica. Verso est il fronte collisionale è interrotto da un fascio di faglie trascorrenti destre orientate NO-SE, che formano una zona di taglio trastensivo destro ad orientazione ONO-ESE esteso da S. Fratello fino alla Valle dell'Alcàntara.

La migrazione delle unità peloritane sembra guidata da due direttrici principali disposte *en-échelon*, non coincidenti con limiti tra due differenti domini strutturali (LENTINI *et alii*, 1995b, 1996a). Un primo fascio di faglie interessa solo i terreni della Catena Appenninico-Maghrebide e si estende dal margine tirrenico verso terra nelle aree di S. Agata di Militello (settore peloritano occidentale, fuori dall'area del Foglio), proseguendo con direzione NO-SE fino alle zone di Cesarò, nelle aree pedemontane dei Monti Nebrodi (settore SO del Foglio). Un secondo fascio di faglie, parallelo al primo, affiora in posizione più orientale e disloca in superficie le unità della Catena Kabilo-Calabride, in corrispondenza della valle del F. Alcàntara, a nord dell'Etna.

L'area di sovrapposizione tra i due fasci *en-échelon* è delimitata a sud e a nord da strutture, che mostrano rispettivamente caratteri traspressivi e trastensivi. La traspressione si realizza lungo un fronte di sovrascorrimento complesso, posto nel versante meridionale dei Monti Nebrodi ed esteso da Cesarò fino a Randazzo – S. Domenica Vittoria. Al tetto di questo sovrascorrimento si registra la massima culminazione delle unità appenninico-maghrebidi dei Monti Nebrodi (dorsale di M. Soro). Tale risalita delle unità alloctone si realizza lungo un allineamento coincidente con il limite di massima estensione verso nord delle successioni del Sistema a *Thrust* Esterno sottoscorse alla catena, che sono state identificate in sottosuolo fino al bordo settentrionale dell'Etna.

Le strutture trastensive sono rappresentate da una zona di taglio formata da segmenti di faglie *en-échelon*, orientati NO-SE e disposti secondo un allineamento ONO-ESE. Queste strutture rigettano più volte il contatto di ricoprimento delle unità kabilo-calabridi.

Nell'area del Foglio il Sistema Sud-Tirrenico è quindi ben rappresentato, anche se è molto difficile rilevare indicatori cinematici sugli affioramenti, anche a causa dei litotipi interessati. Tuttavia è abbastanza evidente il rigetto cumulato dalle varie faglie, testimoniato dal progressivo avanzamento verso SE delle unità appartenenti a differenti domini strutturali, man mano che ci si sposta verso est, con un maggior avvicinamento dei settori interni a quelli di avampaese. All'interno del Foglio questo si traduce in uno spostamento di trend strutturali o di fronti di *thrust* in destra rispetto ai vecchi allineamenti; tra questi il più evidente risulta proprio il ricoprimento del Dominio Kabilo-Calabride su quello maghrebide (ex Linea di Taormina), che assume un andamento ONO-ESE, per effetto della segmentazione del Sistema Sud-Tirrenico.



## VII - ANALISI DELLA SISMICITÀ E PERICOLOSITÀ SISMICA E VULCANICA

(M.S. Barbano)

### 1. – SISMICITÀ E ZONE SISMOGENETICHE

L'area del Foglio Randazzo è localizzata nella Sicilia orientale che è una delle regioni a più alto rischio sismico dell'Italia essendo stata colpita nel passato da grandi terremoti distruttivi (magnitudo  $M = 6.4-7.3$ ). Per definire le caratteristiche della sismicità, e soprattutto per stimare la pericolosità sismica, occorre considerare anche l'influenza dei terremoti regionali.

A grande scala sono state individuate in Sicilia orientale alcune ampie zone sismogenetiche (ZS) (SCANDONE *et alii*, 1992) caratterizzate da sismicità omogenea. Nella Sicilia sud-orientale la sismicità è distribuita soprattutto in due settori: lungo la costa ionica, dove i terremoti raggiungono  $M \sim 7.0$ , e nell'area interna, con eventi di  $M \leq 5.5$  (Fig. 18). La Scarpata Ibleo-Maltese, con riattivazione neotettonica e attuale, sembra la sorgente (ZS 79) più probabile per i grandi terremoti (1169, 1693, 1818, 1848) di quest'area (AZZARO & BARBANO, 2000). La distribuzione della sismicità nel margine settentrionale e nord-occidentale dell'avampaese ibleo indica la presenza di strutture sismogenetiche minori (ZS 78) collegate alla Scarpata, cui si possono associare terremoti con magnitudo massima 6.4 (1542) e 5.4 (1624, 1698, 1818, 1959) rispettivamente. Più a nord è localizzata la ZS 73 (area etnea), caratterizzata da terremoti superficiali e di bassa magnitudo, che localmente possono produrre effetti

distruttivi, ma che vengono appena avvertiti al di fuori dell'area stessa. Nella Sicilia nord-orientale sono state individuate due zone sismogenetiche la ZS 71

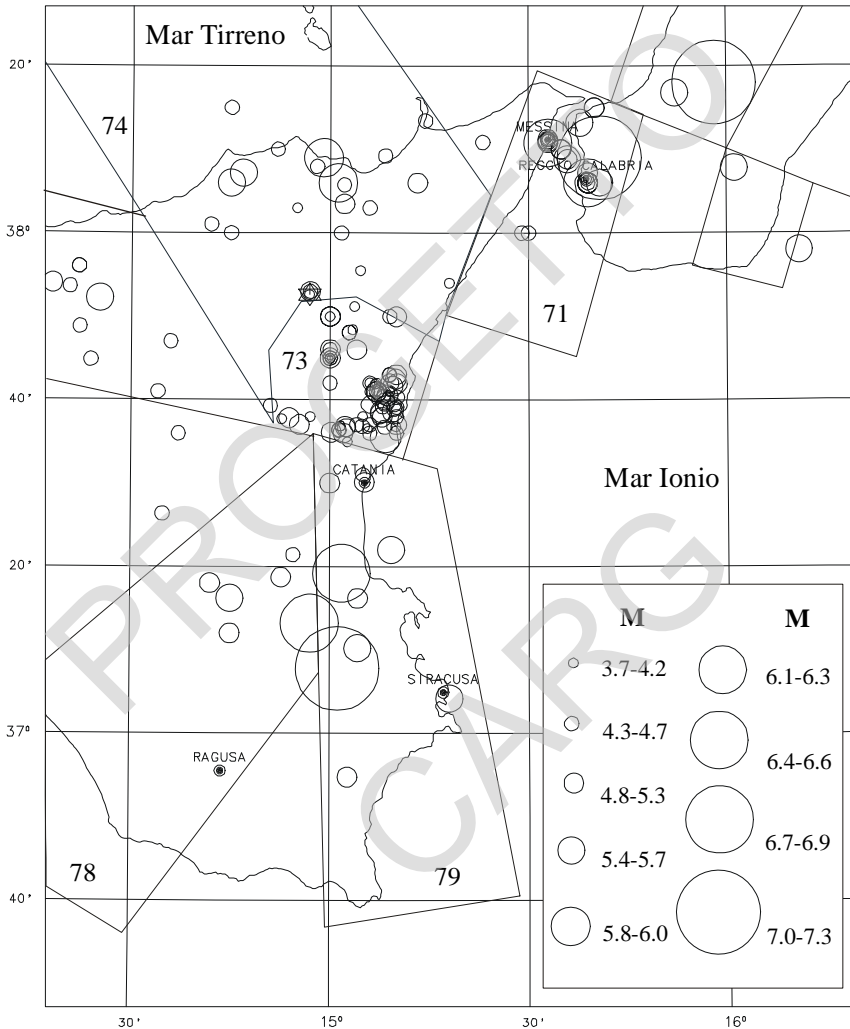


Fig. 18 - Epicentri dei terremoti della Sicilia orientale e Calabria meridionale nel periodo 1125-1990 dal catalogo parametrico dei terremoti Italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999) che hanno provocato danni o sono stati avvertiti nell'area del Foglio Randazzo. L'asterisco indica l'ubicazione di Randazzo. I poligoni rappresentano le Zone Sismogenetiche tratte da SCANDONE et alii (1992).

(Stretto di Messina), in cui è ubicato il terremoto del 1908 ( $M \sim 7.0$ ), e la ZS 74 con sismicità meno definita. Al confine fra Nebrodi e Peloritani occidentali, i terremoti sono localizzati soprattutto sul versante tirrenico, lungo l'allineamento Patti-Vulcano-Salina (AZZARO *et alii*, 2000). Questa sismicità è associabile alle strutture trascorrenti destre NO-SE (es. terremoto di Patti del 1978,  $M \sim 6.0$ ) presenti nell'area. Di magnitudo più bassa e ipocentri più superficiali, i terremoti dell'area Novara di Sicilia-Raccuia sembrano collegati a strutture esterne all'allineamento Patti-Isole Eolie. I terremoti di Naso potrebbero invece essere associati a faglie normali NE-SO responsabili del sollevamento della Catena. Le strutture peri-tirreniche (circa E-O), presenti in mare e responsabili degli eventi del settore più occidentale delle Eolie, potrebbero aver generato terremoti come quello del 1823 ( $M=5.9$ ) (AZZARO *et alii*, 2000).

L'area del Foglio Randazzo è localizzata al limite fra la ZS 74 e la ZS 73 (area etnea). Le carte degli epicentri dei terremoti sia storici (Fig. 18) che recenti (Fig. 19) mostrano che in quest'area sono localizzati pochi eventi di bassa magnitudo. Gli epicentri dei terremoti non sembrano presentare allineamenti particolari, le profondità massime sono di 50 km, ma la maggior parte dei terremoti sono localizzati nei primi 15 km (MOSTACCIO *et alii*, 1999). Le soluzioni focali disponibili (Fig. 19) mostrano meccanismi prevalentemente normali o trastensivi con piani nodali variabili da ENE-OSO a NNE-SSO e NNO-SSE (MOSTACCIO *et alii*, 1999).

## 2. - STORIE SISMICHE E PERICOLOSITÀ SISMICA

È stata eseguita l'analisi di dettaglio dei terremoti che hanno interessato alcune località che ricadono nell'area in studio (Randazzo, Bronte, Maletto, Floresta, Santa Domenica Vittoria, Cesarò) al fine di ricostruirne la storia sismica e definirne la pericolosità al sito. La storia sismica di un sito, che è l'elenco cronologico degli effetti causati dai terremoti vicini e lontani al sito stesso, valutati in intensità macrosismica, rappresenta la base essenziale per stabilire l'impatto del terremoto con il territorio nel tempo e può anche essere utilizzata per valutare la pericolosità direttamente dai dati di intensità al sito con un metodo recentemente sviluppato (MAGRI *et alii*, 1994).

Per la definizione delle storie sismiche dei siti considerati sono stati utilizzati come dati di partenza studi disponibili in letteratura, quali il database GNDT *DOM4.1* (MONACHESI & STUCCHI, 1997), il Catalogo dei Forti Terremoti Italiani (BOSCHI *et alii*, 1995; 1997) e il Catalogo dei terremoti macrosismici etnei (AZZARO *et alii*, 2000).

Gli effetti maggiori in tutte le località sono legati all'attività delle faglie regionali che si sviluppano lungo la costa ionica, come la scarpata Ibleo-Maltese con direzione NNO-SSE, il *graben* di Lentini ENE-OSO (AZZARO & BARBANO, 2000) e le faglie NNE-SSO dello Stretto di Messina e della Calabria meridionale. Danni minori sono legati ai terremoti ubicati nel Golfo di Patti e nell'area etnea.

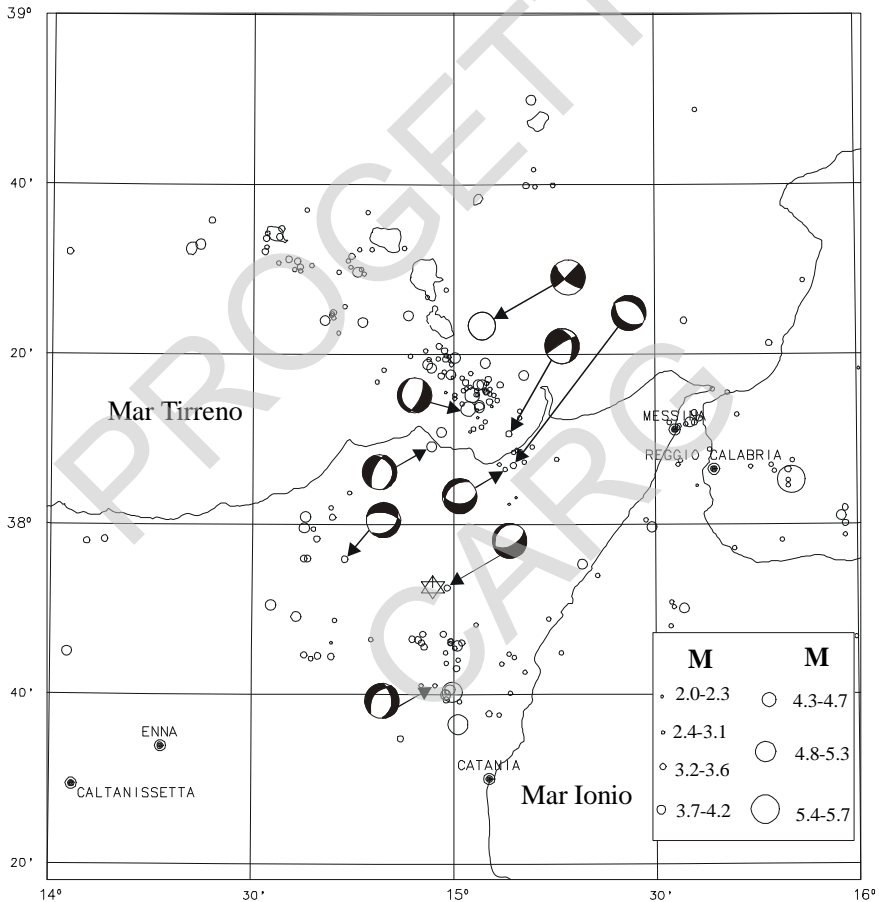


Fig. 19 - Epicentri strumentali degli eventi localizzati con incertezze ERH e ERZ non superiori a 3 km in Sicilia nord-orientale nel periodo 1978-1997 e meccanismi focali disponibili (dati tratti da MOSTACCIO *et alii*, 1999).

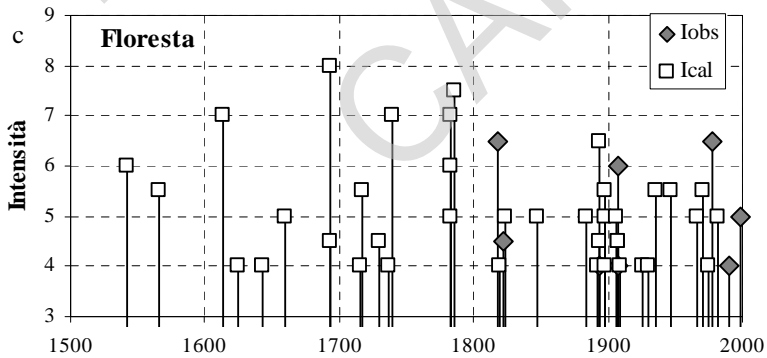
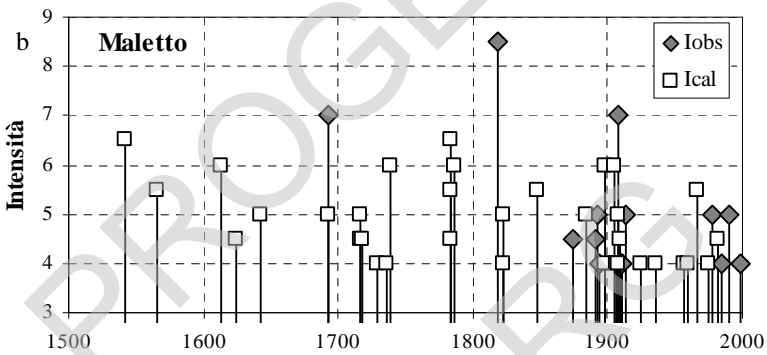
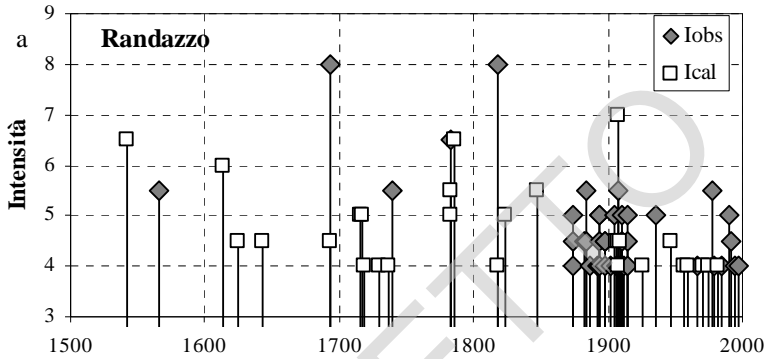
In generale per tutte le località si hanno poche informazioni sui terremoti che le hanno interessate (Fig. 20), sia perché non si ha una elevata sismicità locale sia perché si tratta di piccoli centri montani, alcuni dei quali, come per esempio Floresta (Fig. 20c), sono stati fondati alla fine del XVIII secolo (LI GRETTI & GALLO, 1991). Randazzo è il sito che ha la storia sismica più completa (Fig. 20a). Per questa località il primo terremoto di cui si ha informazione è del 1566, quando la città avrebbe subito danni gravi a causa di un terremoto legato ad un'eruzione dell'Etna.

I danni più gravi subiti dalle località analizzate ( $I = 8$  e  $I = 8-9$ ) sono legati ai terremoti dell'11 gennaio 1693 e del 20 febbraio 1818, danni minori ai terremoti del 1783, del 28 dicembre 1908 e del 15 aprile 1978. La maggior parte delle osservazioni macrosismiche di bassa intensità che compaiono nelle storie sismiche (Fig. 20) sono comuni a tutte le località e si riferiscono ad alcuni forti terremoti con epicentro in Sicilia orientale e in Calabria meridionale. I valori  $I_{cal}$  (intensità calcolata) che compaiono nei grafici sono stati ottenuti riportando al sito, mediante una legge cubica di attenuazione, le intensità epicentrali dei terremoti tratti dal catalogo (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999). Questa integrazione di dati è stata necessaria data l'incompletezza dell'informazione storica.

I cataloghi di sito sono stati adoperati per calcolare i periodi di ritorno mediante il metodo di MAGRI *et alii* (1994). L'approccio è basato sull'uso di una funzione di distribuzione discreta che, per ciascun terremoto, descrive la probabilità che gli effetti macrosismici siano più grandi o uguali a ciascun valore d'intensità della scala adottata. La probabilità è calcolata utilizzando i valori osservati al sito e per ogni classe d'intensità, trattata indipendentemente dalle altre, è stata calcolata la soglia di completezza.

Per tutte le località si ha una probabilità molto bassa del verificarsi di terremoti con effetti distruttivi ( $I \geq 9$ ). I periodi di ritorno medio (Tab. 4) ottenuti per  $I = 9$  risultano compresi fra 526 e 574 anni (Fig. 21). Di fatto questa intensità non è mai stata raggiunta in nessuna località e i periodi di ritorno sono ottenuti da un'estrapolazione delle classi inferiori. Effetti di  $I = 8$  (danni gravi) hanno una frequenza media di ricorrenza di circa 170 anni a Maletto, Randazzo, e Floresta; di circa 190 anni a Cesarò, Bronte e Santa Domenica Vittoria. Le classi di intensità  $I = 7$  (danno moderato) hanno periodi di ritorno medio fra 80 e 100 anni.

L'analisi della sismicità della zona di Randazzo ha mostrato che quest'area, rispetto ad altre della Sicilia orientale, ha una scarsa frequenza di occorrenza di terremoti locali e che questi sono di magnitudo basse. Per la sua collocazione geografica i terremoti di zone sismogenetiche vicine provocano danni relativamente gravi.



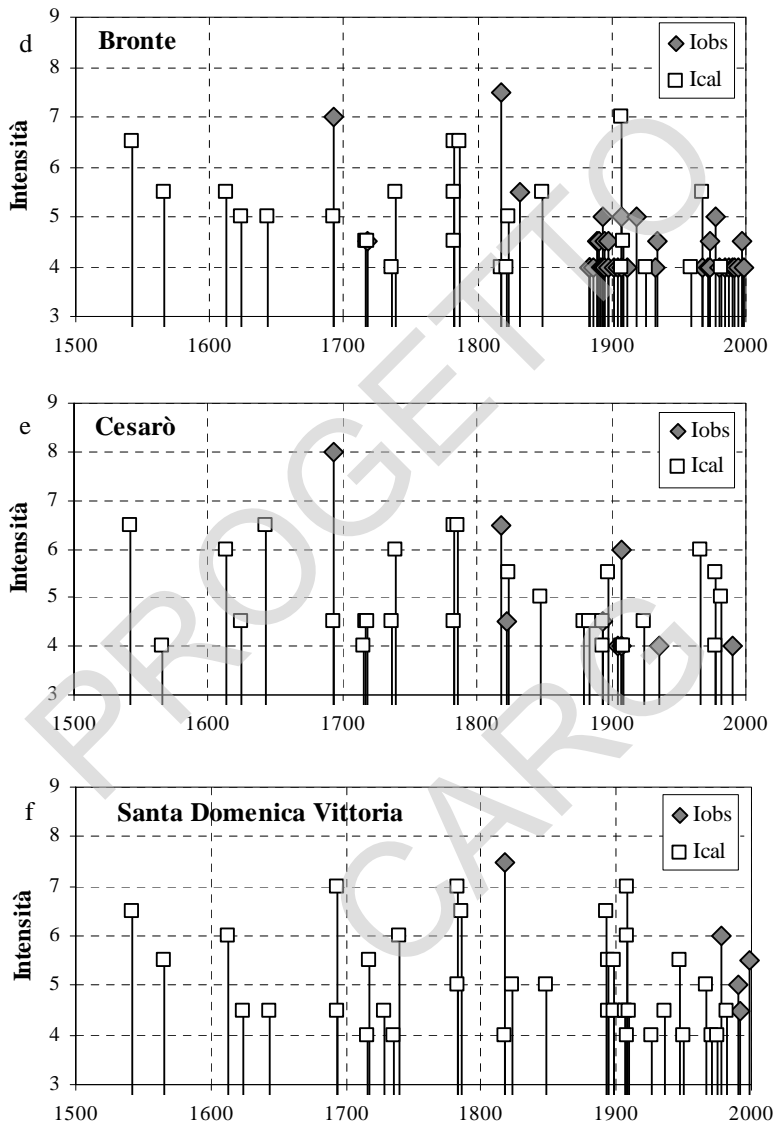
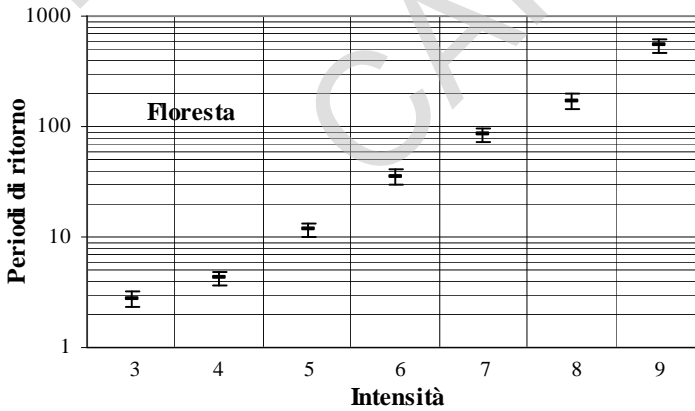
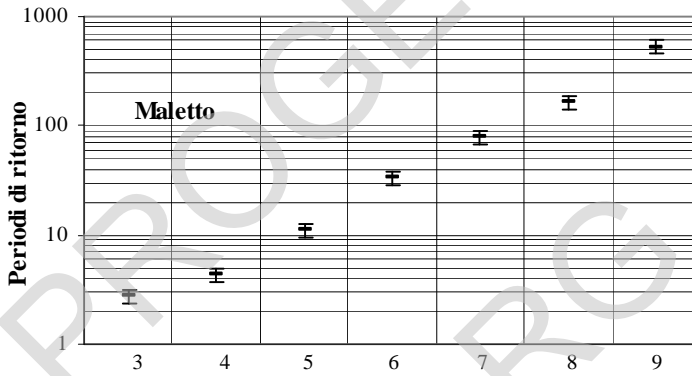
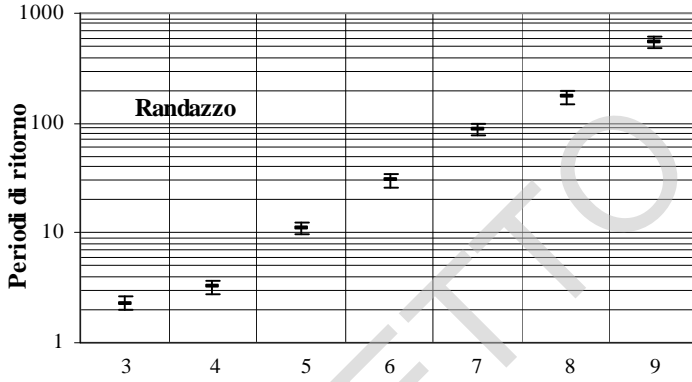


Fig. 20 - Storie sismiche dei comuni dell'area di Randazzo.  $I_{obs}$  rappresenta le intensità osservate,  $I_{cal}$  le intensità calcolate al sito mediante una legge di attenuazione cubica dalle intensità epicentrali tratte dal catalogo parametrico dei terremoti italiani (GRUPPO DI LAVORO CPTI, 1999).





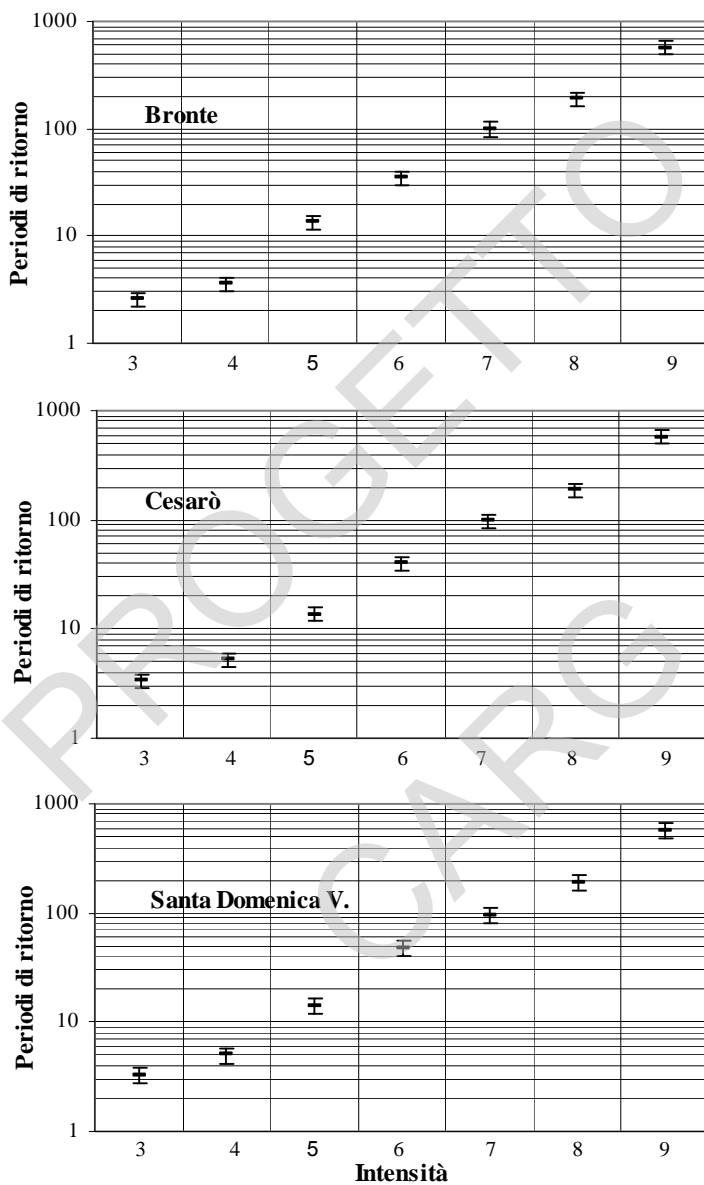


Fig. 21 - Periodi di ritorno medio (anni) con errore associato calcolati con il metodo di MAGRI et alii (1994).

Tab. 4 - Soglia di completezza per le varie intensità e periodi di ritorno medio (anni) per i comuni del Foglio Randazzo e limitrofi.

INTENSITÀ (SCALA MCS)	COMPLETO DALL'ANNO	RANDAZZO	MALETTO	BRONTE
III	1874	2.3 ± 0.3	2.8 ± 0.3	2.6 ± 0.3
IV	1874	3.2 ± 0.4	4.3 ± 0.4	3.6 ± 0.4
V	1783	11 ± 1.4	11 ± 1.4	13 ± 1.5
VI	1693	30 ± 4	23 ± 5	35 ± 7
VII	1542	88 ± 9	80 ± 11	100 ± 14
VIII	1542	173 ± 26	165 ± 30	190 ± 37
IX	1169	544 ± 106	526 ± 103	571 ± 120
INTENSITÀ (SCALA MCS)	COMPLETO DALL'ANNO	CESARÒ	FLORESTA	S. DOMENICA
III	1884	3.4 ± 0.3	2.8 ± 0.3	3.3 ± 0.4
IV	1884	5.3 ± 0.6	4.2 ± 0.4	5.0 ± 0.6
V	1783	14 ± 1.5	12 ± 1.6	14 ± 2.0
VI	1613	40 ± 5	35 ± 6	48 ± 7
VII	1542	98 ± 14	85 ± 12	95 ± 16
VIII	1542	189 ± 36	172 ± 32	188 ± 38
IX	1169	574 ± 114	544 ± 106	574 ± 147

I risultati ottenuti mostrano che l'area di Randazzo ha una bassa probabilità del verificarsi di terremoti con danno e bassissima di terremoti con danni gravi. Tenendo conto comunque che l'ultimo terremoto con effetti di danni moderati è avvenuto circa cento anni fa e con danni gravi nel 1818, e quindi all'interno del periodo di ritorno medio, considerato l'errore, non è da escludere la possibilità del verificarsi di un evento con danni in tempi brevi.

### 3. ELEMENTI PER UNA VALUTAZIONE DELLA "PERICOLOSITÀ" (HAZARD) DA ATTIVITÀ VULCANICA (a cura di R. Cristofolini)

L'area ricoperta dalle manifestazioni vulcaniche etnee, essenzialmente costituite da colate di lava, interessa una superficie di circa 100 km<sup>2</sup>, limitata alla parte sud-orientale del territorio che ricade nel Foglio Randazzo. In relazione ai vincoli morfologici determinati dall'andamento dei versanti, le possibilità di ulteriore espansione dei campi lavici sono estremamente limitate. Essa si potrebbe verificare in modo significativo esclusivamente in corrispondenza dell'estremità nord-occidentale della copertura di vulcaniti, a nord e

immediatamente a sud dell'abitato di Maletto, con colate che si riverserebbero lungo il versante sinistro della valle del F. Simeto; tuttavia le probabilità di accadimento di eventi di questo tipo appaiono assai modeste, data la modesta apertura angolare del settore in cui le colate dovrebbero defluire, la distanza dalle potenziali bocche avventizie di alimentazione e la superficie pianeggiante del campo lavico di S. Venera, su cui la colata dovrebbe eventualmente scorrere. Eventi eruttivi futuri potranno quindi interessare di norma, con modalità diverse (in funzione dell'ubicazione delle bocche, del tasso di emissione, della durata dell'eruzione, della pendenza dei versanti), superfici già in precedenza ricoperte da vulcaniti.

Per oltre il 90% gli espandimenti lavici ed i limitati affioramenti di materiali piroclastici, in corrispondenza di apparati eruttivi avventizi, sono riferibili ad attività più recenti di 15.000 anni, qui attribuite al sintema il Piano. Più in dettaglio, facendo riferimento alla colata S. Venera da considerare come tra i più recenti dei prodotti dell'Intervallo 1 dell'Unità Torre del Filosofo, la cui età è valutabile, da un lato per la buona conservazione delle morfologie superficiali e dall'altro per il reperimento di materiali archeologici di età neolitica in gallerie di scorrimento lavico, i prodotti sovrastanti sono da considerare più recenti di circa 5.000 anni dal presente. Tra questi si individuano alcune colate attribuite ad eventi di età storica dal 1536 (? 1607 sec. TANGUY *et alii*, 1985, 1999) al 1981, emesse nell'arco degli ultimi cinque secoli da apparati eruttivi avventizi ubicati in parte a monte della zona considerata, o comunque esterni alla stessa, a quote comprese tra circa 2.500 e 1.300 m, delle quali vengono esposti di seguito alcuni dati:

Anno	Durata (giorni)	Quota bocche m s.l.m	Quota fronti m s.l.m	Lunghezza (km)	Superficie (km <sup>2</sup> )	Volume (10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )
1536 (?)	-(?)-	1500	600	7,5	10	111
1614-24 (?)	3650 (?)	2515*	975	7,5	12,6	1280
1809	13	1300*	670*	6,5	10	36
1947	16	2225*	900*	6	1,8	10,5
1981	7	1400	600	7,5	6	30

\* Bocche e/o fronti ricadenti fuori dell'area del F. Randazzo; la lunghezza e la superficie delle colate che interessano solo marginalmente l'area rilevata sono indicate in corsivo. Nel caso di apparati eruttivi ubicati lungo fratture, viene indicata la quota delle bocche più basse.

Nel Foglio Randazzo le colate sopra indicate dal XVI al XX secolo si estendono complessivamente su una superficie pari ad un terzo (circa 20 km<sup>2</sup>) dell'area complessiva oggi coperta da vulcaniti. In tale superficie su meno di 5 km<sup>2</sup> si è verificata nell'intervallo di tempo considerato la parziale

sovrapposizione di una colata su un'altra. In particolare le colate del 1809 e del 1947 si espandono nell'area rilevata solo per estensioni inferiori ad 1 km<sup>2</sup>.

Una valutazione sommaria del tasso di copertura da parte di colate, estrapolata al futuro, sulla base dei dati relativi agli ultimi cinque secoli, porta quindi, per il settore interessato, ad una stima intorno a 4 km<sup>2</sup> di territorio ricoperto da nuove colate per ogni secolo. Tenendo conto della lunghezza delle colate, le fasce altimetriche più basse, sede di più intensa attività antropica e più densamente popolate, presentano una significativa probabilità di essere invase da parte di flussi lavici emessi esclusivamente da bocche avventizie situate a quote non superiori a 2000 m.

## VIII – GEOMORFOLOGIA (V. Ferrara e G. Pappalardo)

### 1. - MORFOLOGIA VALLIVA

Le valli dei principali corsi d'acqua dell'area in esame mostrano profili trasversali caratterizzati da forti anomalie, con brusche rotture di pendio ed evidenti contropendenze, originate da fattori tettonici o geomorfologici, nonché da fenomeni di accentuata erosione indotti dal ringiovanimento del profilo di equilibrio.

Alcuni di questi corsi d'acqua, in particolare nel settore nord-orientale, incidono profondamente i versanti, presentano alvei incassati, talora tra sponde più o meno ripide, ed andamento rettilineo essendo impostati su direttrici tettoniche. Queste evidenze suggeriscono che l'area è interessata da fenomeni tettonici recenti, i quali condizionano l'assetto dei reticoli fluviali e le forme del paesaggio in generale. Uno dei fattori che incrementa l'azione erosiva dei corsi d'acqua è rappresentato dal sollevamento tettonico, tuttora in atto, che impone un adeguamento rispetto al livello di base. In corrispondenza degli affioramenti di terreni a componente argillosa prevalente, l'erosione fluviale determina un profilo di valle a V, con accentuazione delle pendenze alla base dei versanti che costituiscono i fianchi delle valli e talora dissimmetria associata a migrazione dell'alveo.

Depositi alluvionali attuali (**b**) sono generalmente presenti negli alvei di tutti i corsi d'acqua dell'area, seppure con spessori molto diversi principalmente tra settori vallivi e settori montani. Questi depositi (**b**) assieme alle alluvioni recenti

talora terrazzate ( $b_{na}$ ), raggiungono gli spessori massimi nei bacini del F. Simeto e del F. Alcántara.

In località Gurrída, ad ovest dell'abitato di Randazzo, questi ultimi depositi, originati dallo sbarramento ad opera di colate laviche del T. Flascio, antico affluente del F. Alcántara, presentano una significativa estensione ed uno spessore consistente. Detto sbarramento è avvenuto in tempi diversi ad opera di più colate laviche. Infatti, in base alla ricostruzione morfologica (SCHILIRÒ, 1984), il substrato sedimentario, originariamente rappresentato da una superficie ondulata e poco acclive, è stato "invaso" dalla colata di S. Venera (Sv dei prodotti UTF<sup>1</sup>), che ha modificato il tracciato dei Torrenti della Saracena e Flascio, dando origine al "Lago Gurrída". Il lago così formatosi avrebbe superato lo spartiacque occidentale, invadendo la valle del T. Saracena. Successivamente altre colate avrebbero sbarrato anche la valle del T. Saracena, aumentando così la superficie del lago. La situazione attuale deriverebbe da successive tracimazioni delle acque, cui è seguita l'erosione regressiva della soglia e lo svuotamento della porzione occidentale del lago, mentre lo svuotamento della sua parte orientale è stato impedito da successive colate laviche.

Depositi alluvionali terrazzati ( $b_{na}$ ) affiorano alla confluenza dei torrenti Cutò e Martello, mentre in destra del F. Alcántara, sulle estreme propaggini degli espandimenti lavici, a varie quote, pochi metri al di sopra dell'alveo, si riscontrano spianate di abrasione con locali depositi sabbioso-ciottolosi di modesto spessore; la loro origine si collega spesso a fenomeni di sbarramento del corso d'acqua principale ad opera di colate laviche, come si osserva più frequentemente oltre il limite orientale del Foglio (DI GRANDE, 1987).

Attraverso l'utilizzo di sondaggi geognostici e di indagini geoelettriche per scopi idrogeologici, è stato ricostruito l'andamento della paleoidrografia del F. Alcántara (AURELI & MUSARRA, 1975). Questa, attualmente sepolta dalle diverse colate laviche, si sviluppava parallelamente all'attuale asse vallivo, circa tre chilometri più a sud. Nelle ultime migliaia di anni quindi l'accumulo di colate di lava in corrispondenza dell'asse vallivo del F. Alcántara, anche ad est dell'area rilevata, ha attivamente bilanciato gli effetti dell'erosione fluviale, portando le quote del fondo vallivo a livelli assai più elevati di quelli che si sarebbero raggiunti in condizioni normali e "fossilizzando" la morfologia valliva precedente, incisa nei terreni del substrato.

## 2. - FRANE

L'area del Foglio Randazzo è caratterizzata da fenomeni franosi che interessano il 25% circa dell'intera area rilevata, soprattutto nel settore

occidentale. L'intensità del fenomeno franoso dipende dalle caratteristiche morfologiche del territorio, caratterizzato da versanti ad accentuata acclività, dalle caratteristiche litologiche delle formazioni affioranti, rappresentate per la maggior parte da alternanze flyschoidi (con prevalenza di termini pelitici) e dalle condizioni strutturali dell'area, influenzate da eventi tettonici anche recenti. 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. Dalla distribuzione dei fenomeni franosi appare evidente come tutta l'area sia interessata da forme di dissesto in atto o quiescenti, ad eccezione dei settori nord-orientale e sud-orientale dove prevalgono litologie più resistenti all'azione di degrado operata da fattori fisici e antropici, quali le facies carbonatiche e marnoso-calcaree delle unità Kabilo-Calabridi, quelle arenaceo-conglomeratiche del Flysch di Capo d'Orlando ed i prodotti effusivi dell'Etna.

Nel Foglio sono cartografati sotto la voce "unità non distinte in base al bacino di appartenenza" i corpi di frana ( $a_1$ ) e i corpi di frana antichi ( $a_{1a}$ ). La categoria "corpi di frane" comprende sia quelle senza indizi di evoluzione e/o stabilizzate, sia quelle con evidenze di movimento negli ultimi cicli stagionali, o che si riattivano per le stesse cause che le hanno innescate. Per "frane antiche" si intendono quelle prodottesi in condizioni morfoclimatiche diverse dalle attuali, generalmente stabilizzate, anche se parti di esse presentano indizi di riattivazione.

Lo stato di attività delle frane è stato evidenziato attraverso il rilievo geomorfologico, la fotointerpretazione e, per quelle che minacciano i centri abitati e le infrastrutture, sono stati utilizzati dati strumentali di diverse campagne geognostiche, ottenuti da Enti Pubblici.

Le tipologie di movimento presenti nell'area sono state classificate secondo VARNES (1978) in CARRARO *et alii* (1983). Queste sono di vario tipo, ma la prevalenza è data da "scorrimenti rotazionali", spesso caratterizzate da superfici di scivolamento profonde che coinvolgono, oltre alla coltre detritica superficiale, anche parte del substrato con scadenti caratteristiche geomeccaniche.

Altra importante tipologia di frane, ben rappresentata anch'essa nell'area in esame, è data da "colamenti di terra e di detrito", che interessano i primi metri dal piano di campagna. L'associazione delle due predette tipologie dà origine a "frane complesse", in quanto gli scorrimenti rotazionali spesso evolvono in colate, soprattutto quando vengono coinvolti termini pelitici a giacitura caotica. Esempi di frane del genere sono presenti in tutta l'area del Foglio.

"Frane di crollo" sono frequenti invece sugli affioramenti di formazioni prevalentemente lapidee, più resistenti ai processi di degrado. Queste, non cartografabili alla scala del Foglio, sono particolarmente evidenti lungo l'intero

sviluppo del costone lavico, costituito da banchi diffusamente fessurati, che borda in destra l'alveo del F. Alcàntara nel settore sud-orientale del Foglio, dove affiorano i prodotti vulcanici etnei.

Le litologie maggiormente interessate da fenomeni franosi ed i bacini idrografici in cui restano comprese sono così identificabili:

- *T. Favoscuro e F. Alcantara*: le frane si innescano sulle alternanze del Flysch di Monte Soro (**SOR**) e sui termini prevalentemente pelitici delle formazioni delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**) e delle "Argille Scagliose Superiori" (**ASF**). Estesi accumuli di detrito di versante (**a**), costituiti da materiale eterometrico spigoloso, localmente a grossi blocchi, sono inoltre frequenti su tali terreni.

- *T. Flascio e T. Saracena*: numerose frane sono presenti nella parte valliva dei bacini, sugli affioramenti del Flysch di M. Soro (**SOR**) e delle argille marnose e marne argillose grigio-nerastre delle "Argille Scagliose Superiori" (**ASF**).

- *T. Martello e T. Cutò*: frane di varie dimensioni interessano i fianchi delle valli lungo l'intero sviluppo dei corsi d'acqua; queste coinvolgono terreni flyschoidi del Monte Soro (**SOR**), del Flysch Numidico (**FNN**), del Flysch di Troina-Tusa (**FTU**) e sono altresì presenti sui termini prevalentemente pelitici delle formazioni delle Argille Varicolori Superiori (**ALV**) e delle Argille Varicolori di Nicosia (**ANU**) e delle Argille Scagliose Superiori (**ASF**).

- *T. Troina e F. Simeto*: le frane sono numerose soprattutto sui versanti compresi tra i centri abitati di Cesarò e di San Teodoro. I terreni interessati da tali fenomeni sono in prevalenza sempre di natura flyschoidi, ossia alternanze di arenarie ed argille appartenenti alle due sottounità del Flysch Numidico (Monte Salici, **FNS** e Nicosia, **FNN**) ed alternanze di marne grigio-cenere e calcari marnosi biancastri del Flysch di Troina-Tusa (**FTU**). Sono altresì interessati dalle frane i termini caotici delle Argille Varicolori Superiori e delle Argille Varicolori di Nicosia (**ALV**, **ANU**).

- *T. Cuderì*: la porzione montana del bacino idrografico (settore NO del Foglio), solcata dai vari rami che formano il corso d'acqua (che appena a nord del limite del Foglio prende il nome di T. Rosmarino) con foce al litorale tirrenico, presenta uno stato di dissesto particolarmente diffuso e accentuato. Frane di grandi dimensioni sono presenti lungo il T. Fiumetto e nel sottobacino del V.ne Ruta, interessando principalmente le "Argille Scagliose Superiori" (**ASF**) e marginalmente i termini flyschoidi del Monte Soro (**SOR**).



## 2.1 - FRANA DI RANDAZZO

Fra le maggiori manifestazioni di dissesto recente va segnalata in particolare la “frana di Randazzo”, la quale ha interessato estesamente il versante sinistro della valle del Fiume Alcàntara, nel settore a sud-est del Foglio. Si tratta di un imponente movimento di massa verificatosi nel marzo del 1996, il quale ha distrutto un tratto di quasi 1 Km della S.S. 116 che collega gli abitati di Randazzo e di S. Domenica Vittoria.

Si tratta di una frana complessa a sviluppo retrogressivo e avanzante, con scorrimenti rotazionali nelle zone di distacco e colate a valle della nicchia, estesa complessivamente 135 Ha circa (Fig. 22) (BASILE *et alii*, 1996).

Il coronamento (esteso circa 800 m) appare unico, ma comprende più nicchie di distacco, cui si attestano due bracci di colata (individuati come corpo A e corpo B) di dimensioni analoghe (200-400 m di larghezza e 1400-1600 m di lunghezza). L'estensione longitudinale complessiva dell'area destabilizzata, dalla nicchia, che borda l'area a franosità incipiente, al piede, situato nell'alveo del Fiume Alcantara, è di circa 2200 m (FERRARA & PAPPALARDO, 1998).

L'evoluzione del fenomeno è stata relativamente rapida; la prima manifestazione si è avuta il 20 marzo con la formazione di scorrimenti

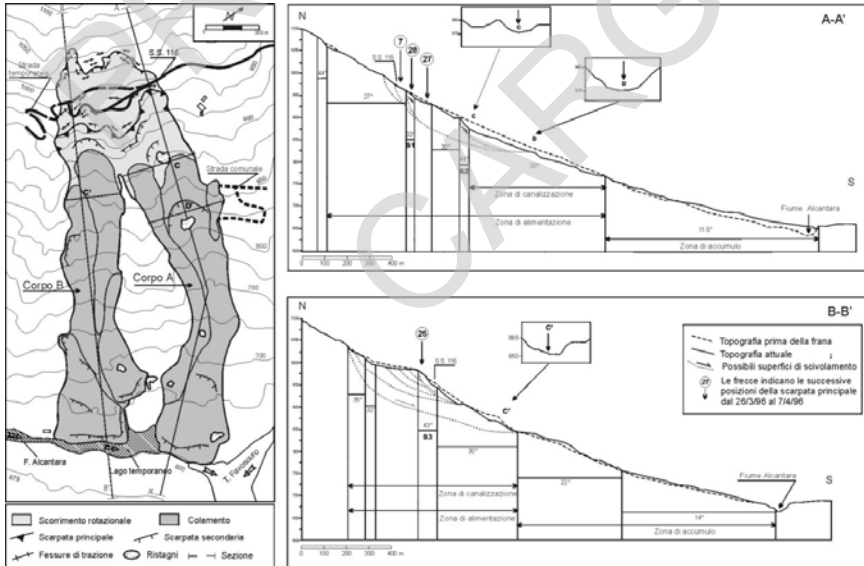


Fig. 22 – Carta geomorfologica della frana di Randazzo. Da FERRARA & PAPPALARDO, 1998.

rotazionali a monte e dopo circa una settimana (26 marzo) la massa in movimento, rappresentata dal corpo A, ha assunto l'aspetto di una colata che ha raggiunto l'alveo del F. Alcàntara il 29 marzo, ostruendolo e impedendo così il normale deflusso delle acque. A causa di tale ostruzione si è formato un invaso, il cui livello si è progressivamente innalzato fino a raggiungere un'altezza massima di 17,50 m in prossimità dello sbarramento e un volume di circa 375.000 m<sup>3</sup>. Contemporaneamente si è attivato l'altro braccio di colata, rappresentato dal corpo B, che ha raggiunto l'alveo del Fiume Alcàntara il 30 aprile, senza però provocare ulteriori ostruzioni (Fig. 23).

Lo studio del fenomeno franoso ha permesso di individuare nelle condizioni litostratigrafiche, geotettoniche, morfologiche e idrogeologiche del versante interessato, nonché nelle caratteristiche geologico-tecniche dei terreni che lo costituiscono, le cause predisponenti il dissesto. Il fenomeno, peraltro, si inserisce bene nel quadro morfoevolutivo di tale versante, derivante dall'azione combinata dei predetti fattori, ed è chiaramente riconducibile all'insieme dei processi dinamici recenti e attuali, tra cui spiccano quelli gravitativi. La complessa litologia delle unità geotettoniche affioranti gioca un ruolo importante nel predisporre i terreni all'erosione e al dissesto, data la presenza di una componente lapidea e di una componente argillosa in rapporti di alternanza regolare, ma anche di mescolanza disordinata a causa delle deformazioni tettoniche o di precedenti movimenti traslativi che hanno interessato gli ammassi rocciosi. Determinante risulta anche l'esistenza di una diffusa circolazione idrica all'interno dei termini lapidei e delle coperture detritiche rimaneggiate, cui sono legate le numerose manifestazioni sorgentizie di contatto localizzate a quote diverse e particolarmente attorno a quota 1000 (BASILE *et alii*, 1996).

Le cause scatenanti il dissesto si individuano principalmente nell'azione delle acque, che hanno saturato o fortemente imbibito i terreni in relazione all'abbondanza ed alla continuità delle precipitazioni meteoriche durante i mesi precedenti l'innescarsi del movimento franoso. Dai valori di precipitazione rilevati nella stazione pluviometrica di Randazzo (720 m slm) nel periodo 1956-1996 risulta che l'anno 1996, in cui si è verificata la frana, non è stato particolarmente piovoso, anche se si è registrato un alto numero di giorni piovosi. Nel mese di agosto del 1995 si è verificata però una piovosità eccezionale (153,4 mm), mai riscontrata nell'intero periodo analizzato; ciò ha certamente avuto un'influenza sui processi di degradazione e di progressivo decadimento delle forze di coesione dei terreni. Tali condizioni determinano infatti elevate pressioni idrauliche all'interno delle discontinuità, con effetti destabilizzanti sulla struttura dei terreni. Dall'analisi delle precipitazioni nei 90 giorni precedenti l'innescarsi del movimento di massa si rileva come il primo trimestre dell'anno 1996, con 400 mm di pioggia, si ponga al secondo posto

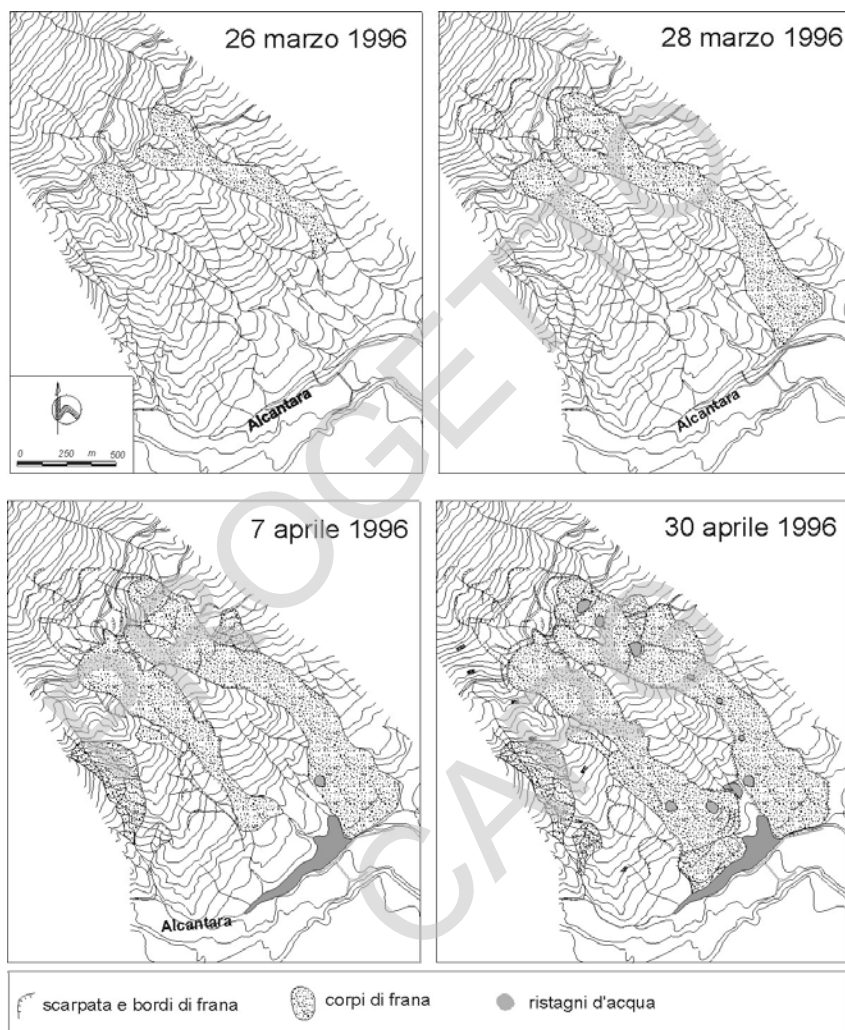


Fig. 23 -Evoluzione cronologica della frana di Randazzo (modificata da BASILE et alii, 1996).

dopo quello del 1973, anno in cui si sono verificati in Sicilia eventi alluvionali a carattere eccezionale (FERRARA & PAPPALARDO, 1998).

Un'ulteriore causa di innesco della frana, in aggiunta a quanto detto, può essere ricondotta alle frequenti sollecitazioni derivanti dall'elevata sismicità

della zona, adiacente all'area vulcanica etnea, ma che caratterizza lo stesso settore della catena Peloritani-Nebrodi. La mancanza di adeguate registrazioni strumentali non ha permesso tuttavia di verificare tale ipotesi, in relazione ad eventi sismici verificatisi nel periodo precedente la mobilitazione della frana (BASILE *et alii*, 1996).

## 2.2. – FRANA DI SAN TEODORO

Il fenomeno franoso che ha interessato la periferia meridionale dell'abitato di San Teodoro nel febbraio 1994 si è attivato in corrispondenza del contatto tettonico tra il Flysch Numidico e le sottostanti Argille Varicolori Superiori. Tale contatto tettonico, orientato NNE-SSO, costituisce un limite di permeabilità indefinito, lungo cui si determinano condizioni di flusso idrico sotterraneo a potenziale variabile, proveniente dai termini flyschoidi presenti a monte. Questo ha contribuito a determinare una forte imbibizione dei sottostanti terreni argillosi e dei materiali detritici che li ricoprono, con il conseguente rapido aumento delle pressioni interstiziali che hanno favorito l'instabilità del versante, già penalizzato da condizioni litomorfologiche sfavorevoli.

Il fenomeno viene classificato come una frana rototraslativa, con superfici multiple a prevalente componente rotazionale, evolvente a forme di colamento per fluidificazione di masse ad elevata componente pelitica. La lunghezza del corpo di frana è di circa 500 m, con larghezza massima di circa 200 m; complessivamente essa investe una superficie di circa 10 Ha. Gli effetti più vistosi sono consistiti nel cedimento del corpo stradale della circonvallazione posta a valle dell'abitato e a mezza costa del pendio sottostante, con un abbassamento rispetto alla quota originaria di circa 8 metri ed una traslazione di circa 3 metri. Alcuni fabbricati, ubicati alla periferia sud-occidentale dell'abitato in prossimità della corona di frana, sono stati sfiorati dal dissesto, riportando evidenti lesioni determinate dalle fratture di tensione formatesi in prossimità della corona di frana (FERRARA & PENNISI, 1997).

L'analisi degli eventi meteorici dell'inverno 1993-94 ha messo in evidenza come le abbondanti precipitazioni verificatesi in tale periodo stagionale abbiano posto fine ad un lungo periodo di siccità che perdurava dal 1989; inoltre, le precipitazioni del mese di febbraio'94 sono state superiori rispetto alla media dello stesso mese nel trentennio 1964-93. La causa scatenante il movimento di massa è quindi da ricollegare alle intense precipitazioni del predetto periodo, con la concorrenza del fattore antropico come elemento predisponente, che si è riconosciuto nella presenza del manufatto stradale realizzato con criteri non idonei su terreni in precario equilibrio per condizioni morfologiche e caratteristiche litotecniche.

Il fenomeno in questione costituisce un tipico esempio di dissesto, frequente nelle aree montane e collinari della catena Peloritani-Nebrodi, che spesso incide sulla stabilità di centri abitati della zona situati alla sommità di rilievi o lungo versanti a sensibile acclività di infrastrutture viarie, che attraversano terreni caratterizzati da potenziale instabilità.

### 3. - PROPENSIONE AL DISSESTO

L'area di catena, in cui resta compresa la maggior parte del territorio, risulta caratterizzata da diffuse condizioni di instabilità, determinate dalla frequente presenza di antichi corpi di frana, talora di notevole dimensioni e apparentemente quiescenti, e di accentuati fenomeni di erosione lungo i versanti e di scalzamento al piede degli stessi ad opera delle acque di deflusso superficiale. Tali condizioni sono chiaramente desumibili dalla diffusione dei fenomeni di dissesto, anche in atto, che appaiono nella carta geologica e che sono più dettagliatamente analizzati e descritti nella documentazione redatta a seguito delle ricerche condotte nell'area orientale della Sicilia dall'U.O. 2.55 nell'ambito del Progetto SCAI del CNR-GNDICI (FERRARA & PAPPALARDO, 1998).

Le principali cause predisponenti al dissesto si riconoscono nella netta prevalenza di formazioni flyschoidi e di argille a struttura caotica, in un contesto geodinamico di recente sollevamento dell'intera area e di intensa tettonizzazione delle formazioni (LENTINI *et alii*, 2000; CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA, 2000).

Assenza di dissesti e di instabilità latente si riscontrano invece nel limitato settore sud-orientale, in cui affiorano le vulcaniti etnee, fatta eccezione per locali fenomeni di crollo presenti lungo le pareti laviche originate dall'azione erosiva del F. Alcàntara al margine di tali affioramenti.

Le formazioni affioranti nell'area del Foglio possono raggrupparsi in relazione alla loro propensione al dissesto, valutata in base a diversi fattori tra i quali principalmente la morfologia, la litologia, lo stato di tettonizzazione, le caratteristiche geomeccaniche e idrogeologiche, nonché la frequenza dei fenomeni gravitativi in atto e quiescenti.

Sono stati così definiti quattro gruppi (A - B - C - D), caratterizzati da crescente propensione al dissesto, ossia:

#### Gruppo A

Comprende formazioni sia arenitiche, sia in alternanza flyschoidi con prevalenza di grossi banchi arenacei, sia calcareo-marnose e calcareo-dolomitiche. La stabilità dei versanti costituiti da tali terreni è fortemente

condizionata dall'acclività, dalla giacitura degli strati e dallo stato di fratturazione dei litotipi. I fenomeni gravitativi, cui più frequentemente possono essere soggette queste formazioni sono i crolli di masse lapidee di varie dimensioni.

I componenti il gruppo sono:

**CFL** - Calcareniti di Floresta

**COD<sub>a</sub>, COD<sub>b</sub>, COD<sub>c</sub>** - Flysch di Capo d'Orlando

**TAA, MED** - Alternanza di calcari marnosi e marne ("Medolo")

**RMA** - Calcari algali grigi e dolomie (Rosso di S. Marco)

**DOA** - Calcari e dolomie di Taormina

### Gruppo B

Comprende metamorfiti, alternanze flyschoidi e termini calcareo-marnosi. I fenomeni di instabilità sono determinati dagli stessi fattori indicati per il gruppo precedente, con una frequenza maggiore delle discontinuità generate dall'intenso stato di tettonizzazione e con la diffusa presenza di coperture detritiche sciolte lungo i versanti. I movimenti di massa, cui vanno soggetti questi litotipi, sono, anche in questo caso, principalmente i fenomeni di crollo, cui si associano scivolamenti rotazionali nelle coperture detritiche.

I componenti il gruppo sono:

**ESM** - Metamorfiti

**FRZ** - Flysch di Frazzanò

**SCA** - Calcari, calcari marnosi e calcareniti ("Scaglia")

**BIA** - Calcilutiti e calcari marnosi ("Biancone")

### Gruppo C

Comprende termini argillosi con frequenti intercalazioni arenitiche e termini prevalentemente arenacei in alternanza con argille. La stratificazione sempre ben evidente determina condizioni di instabilità per potenziale scivolamento planare di pacchi di strati, talora di notevole spessore, in presenza di giaciture a franapoggio con inclinazione minore del pendio. Tali condizioni vengono aggravate dallo stato di imbibizione degli orizzonti arenacei, permeabili per porosità o per fratturazione, e dalla conseguente plasticizzazione degli orizzonti pelitici. I fenomeni gravitativi, cui sono soggetti questi litotipi sono, oltre gli scivolamenti planari, i crolli e gli scorrimenti rotazionali nelle coperture di alterazione.

I componenti il gruppo sono:

**ARI** - Argille con intercalazioni arenitiche

**FNN** - Flysch Numidico arenaceo

## Gruppo D

Comprende formazioni argillose, generalmente tettonizzate a struttura caotica, e alternanze flyschoidi con prevalenza di termini pelitici. I fenomeni gravitativi, cui sono più frequentemente soggetti questi litotipi, sono costituiti da scorrimenti rotazionali di masse di dimensioni diverse, che evolvono a colate di fango e di detriti, configurando generalmente delle frane complesse. Elemento scatenante di tali fenomeni è costituito quasi sempre da un eccesso d'acqua, che imbibisce questi terreni e le soprastanti coperture detritiche, facendone scadere le proprietà meccaniche.

I componenti il gruppo sono:

**FTU** - Flysch di Troina - Tusa

**ALV, ANU** - Argille varicolori s.l.

**ASI, ASF-ASF<sub>a</sub>** - Argille scagliose s.l.

**SOR<sub>a</sub>, SOR<sub>b</sub>** - Flysch di Monte Soro

**FNS** - Flysch Numidico (argilloso)

PROGETTO  
CARG



## **IX - RISORSE GEOLOGICHE**

(V. Ferrara)

### **1. - ATTIVITA' ESTRATTIVE**

L'attività di cava è regolata da leggi regionali e viene praticata sotto il controllo del Distretto Minerario di Catania, che dipende dal Corpo Regionale delle Miniere, organo tecnico dell'Assessorato Regionale all'Industria.

L'attività estrattiva presente nell'area del Foglio Randazzo è in pratica limitata al settore in cui affiorano i prodotti vulcanici etnei. Qui infatti le attività di cava hanno avuto, specie nei tempi passati, un certo sviluppo in relazione principalmente all'uso delle lave basaltiche come pietra da costruzione. Piccole cave a conduzione quasi familiare erano un tempo parecchio diffuse, mentre oggi sono quasi del tutto abbandonate. Queste fornivano materiale utilizzato ai fini sia costruttivi che ornamentali per l'edilizia locale. Rinomati erano in particolare i conci utilizzati per le pavimentazioni stradali, denominati localmente "basole".

Le cave, dalle quali veniva estratto il materiale per i predetti usi, erano localizzate principalmente nel territorio del comune di Bronte, ai margini degli espandimenti lavici.

Attualmente l'attività estrattiva di questi materiali è praticata nelle località Gurrída e Sciarrelle, a sud ovest dell'abitato di Randazzo, dove sono attive soltanto due cave in cui si produce pietrisco per frantumazione dei materiali lavici o viene lavorata la roccia più compatta come pietra da taglio. In particolare, i materiali trattati per frantumazione vengono prelevati dalle parti

superiore e inferiore delle colate, dove queste sono prevalentemente scoriacee e a volte autobrecciate. Mediante la frantumazione si produce materiale con diversa granulometria (pietrisco e sabbia), utilizzato nell'edilizia. La parte centrale delle colate ("nucleo"), qualora compatta e scarsamente fessurata, viene segata in lastre di varia forma e dimensione e utilizzata per rivestimenti e per scopi ornamentali.

Sabbie e ghiaie impiegate come inerti per calcestruzzo o malta sono state in passato oggetto di prelievi occasionali, e quasi sempre non autorizzati, dagli alvei dei principali corsi d'acqua, in particolare dai torrenti Cutò e Saracena e dal Fiume Flascio.

Nella maggior parte dell'area del Foglio, in cui affiorano terreni sedimentari, l'attività estrattiva è assente e lo è stata anche nel passato.

## 2. - RISORSE IDRICHE SOTTERRANEE

Le risorse idriche del territorio sono localizzate essenzialmente nel settore sud-orientale, dove affiorano i prodotti vulcanici etnei, caratterizzati da elevata permeabilità principalmente per fessurazione; a questa contribuiscono tuttavia anche le porzioni scoriacee delle colate e i prodotti piroclastici sciolti e non alterati, permeabili per porosità. Ciò determina l'esistenza, in seno a tali prodotti, di corpi idrici di significativa potenzialità, dai quali vengono tratte le risorse idriche utilizzate in gran parte dell'area orientale dell'Isola.

Nel settore in questione, comprendente un ampio tratto del versante settentrionale etneo, si riconoscono falde alimentate da estese aree a monte, fino ai più alti versanti del vulcano, i cui deflussi si dirigono sia a NE che a NO, regolati dalla morfologia del basamento sedimentario impermeabile. Ai margini degli espandimenti lavici, dove si ha il contatto con i predetti terreni sedimentari, i deflussi sotterranei si manifestano in taluni punti sotto forma di sorgenti di apprezzabile portata o si riversano in maniera non evidente negli alvei dei due corsi d'acqua principali, contribuendo all'alimentazione del deflusso superficiale e di quello all'interno dei depositi alluvionali di fondo valle.

Parte delle risorse idriche sotterranee contenute nell'acquifero vulcanico di questo settore dell'Etna è captata mediante gallerie drenanti e pozzi localizzati alle basse quote, poco oltre il limite meridionale del foglio. Le acque sono canalizzate mediante acquedotti, talora della lunghezza di parecchi chilometri, e utilizzate per l'approvvigionamento idrico di numerosi abitati e di estesi comprensori irrigui del versante occidentale dell'Etna.

Fra le opere di maggiore importanza per capacità produttiva e per destinazione delle acque, ubicate in posizione esterna all'area, ma alimentate da

deflussi che si sviluppano al suo interno, è da segnalare la galleria drenante di Contrada Ciapparazzo, presso l'abitato di Bronte che, con una portata di circa 450 l/s, approvvigiona 21 comuni del versante occidentale e meridionale dell'Etna.

Tra le opere interne all'area sono da menzionare la sorgente captata di Maniace, in sinistra del T. della Saracena (confluenza T. della Saracena-T. Cutò), con portata media di 40 l/s, appartenente al sistema di opere del Consorzio Acquedotto Etneo assieme alla galleria precedentemente citata, i pozzi di Contrada S. Caterina, utilizzati per l'approvvigionamento idropotabile del Comune di Randazzo, ed il pozzo di località Poggio del Monaco che alimenta l'acquedotto del comune di Maletto.

In località Montelaguardia, poco ad est di Randazzo, si ha inoltre una concessione per lo sfruttamento industriale di acque minerali edotte dal pozzo Statella; l'acqua è però attualmente utilizzata per l'approvvigionamento idrico del vicino nucleo abitato.

Nella maggior parte del territorio, dove affiorano terreni sedimentari prevalentemente flyschoidi, le risorse idriche sono del tutto assenti o al più rappresentate dalle acque che scaturiscono da livelli calcarei o arenacei fratturati e di maggiore spessore. Queste danno origine a sorgenti generalmente effimere e di portata modesta, direttamente influenzate dalle precipitazioni meteoriche.

Le manifestazioni idriche più consistenti sono captate mediante opere semplici e superficiali; le acque sono utilizzate localmente per alimentare piccoli abbeveratoi, per i fabbisogni di abitazioni rurali o per l'irrigazione di limitati appezzamenti agricoli.

PROGETTO  
CARG

## **APPENDICE 1**

(V. Ferrara)

### 1. - PARCHI E AREE PROTETTE

Nell'area del Foglio Randazzo ricade gran parte del territorio del Parco dei Nebrodi e un più limitato settore del Parco dell'Etna (Fig. 24).

Il Parco dei Nebrodi è il più recente dei tre parchi siciliani e anche il più vasto. Esso, infatti, è stato istituito il 4 agosto 1993 e si estende per complessivi 85.687 ettari.

Un aspetto essenziale del territorio è quello di non presentare le caratteristiche tipiche di natura selvaggia e incontaminata, quantunque rappresenti un'area ecologicamente molto pregiata, poiché in tutte le zone del parco, anche in quella di riserva integrale, è sempre tangibile la presenza dell'uomo, con attività economiche legate intimamente al territorio e armonizzate con l'ambiente.

Il regolamento del parco, che ne disciplina le attività esercitabili e i divieti operanti in ciascuna zona, è tale da esaltare le attività economiche tradizionali in modo che quest'area protetta possa avere uno sviluppo economico adeguato.

Le estese aree boschive, che si estendono per oltre 50.000 ettari, incidono notevolmente sul clima del territorio dei Nebrodi, che si caratterizza per avere, diversamente dalla costa e dal resto dell'Isola, inverni lunghi e rigidi ed estati calde, ma non afose.

La temperatura media annua oscilla intorno ai 18 °C nella fascia costiera, mentre nella media e alta montagna è compresa tra i 10 °C e i 12 °C.

La piovosità, fortemente correlata all'altitudine e soprattutto all'esposizione dei versanti, varia da un minimo di 600 mm a un massimo di 1.400 mm. Durante l'inverno la neve ricopre a lungo la sommità dei rilievi.

I comuni, il cui territorio ricade all'interno dell'area protetta dell'intero parco, sono 21, di cui 17 in provincia di Messina, 3 in provincia di Catania e 1 in provincia di Enna. Sulla base del censimento del 1991, in questi comuni risiede una popolazione complessiva di circa 106.000 abitanti. Il centro più popoloso ricadente nell'area del Foglio è Randazzo con 11.550 abitanti, quelli con un minor numero di abitanti sono San Teodoro (1.689), Santa Domenica Vittoria (1.246) e Floresta (923); quest'ultimo rappresenta il centro a quota più elevata di tutta la Sicilia.

Il Parco dei Nebrodi (Fig. 24) è suddiviso in quattro zone, nelle quali operano particolari divieti e limitazioni, funzionali alla conservazione e quindi alla valorizzazione delle risorse, che costituiscono il patrimonio dell'area protetta.

La zona A, di riserva integrale, è estesa 24.546 ettari e comprende i sistemi boschivi alle quote più alte (cerrete e faggete), le uniche stazioni siciliane di Tasso (*Taxus baccata*) e le zone umide d'alta quota. In tale zona è consentito, oltre che l'escursionismo a piedi e a cavallo e il traffico motorizzato sulle strade esistenti, l'esercizio del pascolo e lo svolgimento delle attività agricole e silvopastorali. È anche consentito effettuare interventi di manutenzione, restauro e risanamento conservativo sul patrimonio edilizio esistente.

La zona B, di riserva generale, è estesa 46.879 ettari e include le rimanenti formazioni boschive (soprattutto sugherete) e ampie estensioni di pascolo.

La zona C, di protezione, si estende per 569 ettari e comprende a sua volta nove aree, strategicamente ripartite sul territorio, in cui sono ammesse le attività rivolte al raggiungimento di importanti finalità del parco, quali ad esempio la realizzazione di strutture turistico-ricettive e culturali.

La zona D, di controllo, estesa 13.593 ettari, rappresenta la zona di preparato, ossia la fascia esterna dell'area protetta che consente il passaggio graduale alle zone di maggiore valore naturalistico.

Come punti di interesse sono da segnalare il Lago di Trearìe (settore centro-settentrionale del Foglio), raggiungibile da Portella Dagara e ricadente al limite dei territori comunali di Tortorici e di Randazzo. Pur di modeste dimensioni (10 ettari), esso riveste particolare importanza, in quanto costituisce la zona umida più alta della Sicilia (1.435 m s.l.m.), luogo di sosta e di nidificazione di varie specie di uccelli, sia stanziali che di passo.

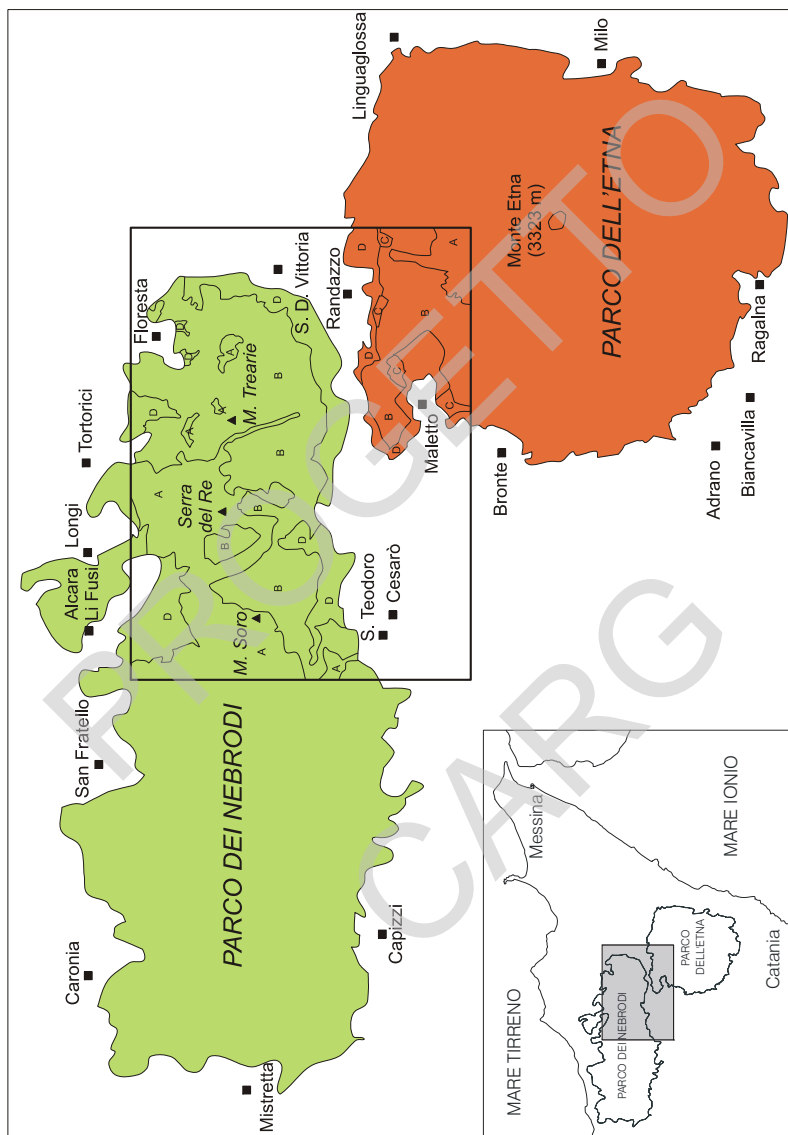


Fig. 24 – Localizzazione del Parco dei Nebrodi e del Parco dell'Etna con le delimitazioni delle aree ricadenti nel Foglio Randazzo.

Altri piccoli bacini idrici naturali o parzialmente modificati dall'uomo sono il Lago Biviere (1278 m s.l.m., nel settore NO del Foglio), sullo spartiacque fra i versanti tirrenico e ionico, raggiungibile dal paese di Alcara li Fusi (qualche chilometro a nord, al di fuori del Foglio) mediante una strada di penetrazione agricola, o da Cesarò attraverso un'analogo strada che si diparte dalla S.S. 289 in località Portella Femmina Morta e raggiunge Portella Maulazzo, dove costeggia un altro piccolo bacino (1475 m s.l.m.).

Il Parco dell'Etna (Fig. 24), che interessa il settore sud-orientale del Foglio, è stato istituito nel 1987 con il sostanziale contributo di supporto scientifico dell'Università di Catania. Esso si estende dalla vetta del vulcano sino alla cintura superiore dei paesi etnei per complessivi 45.000 ha ed è diviso in due zone (A e B), alle quali si aggiungono due zone di preparco C e D, estese 14.000 ha, nelle quali sono consentite attività compatibili con le finalità del Parco. I comuni, i cui territori ricadono all'interno del Foglio, sono Bronte, Maletto e Randazzo.

I compiti e i poteri dell'Ente Parco sono molto estesi. Al di fuori dei centri urbani e delle aree di espansione, tutti i piani urbanistici dei comuni decadono e sono sostituiti dalle norme che regolano il Parco. Pertanto, tutte le attività che comportano trasformazioni del territorio vengono vagliate da tale Ente per verificare se sono in armonia con la disciplina del Parco.

La zona A (19.000 ha) interessa l'estremo settore sud-orientale del Foglio, comprendendo M. Pomiciario ed il tratto più avanzato della colata del 1981. Alle quote più elevate si hanno alcuni antichi conetti in un paesaggio di "deserto lavico" con solo sporadiche forme di vita.

In questa zona non ci sono insediamenti abitativi di nessun genere, ad eccezione di casolari utilizzati dai pastori nel periodo estivo e di alcuni rifugi dell'Azienda Forestale.

La zona B, estesa 26.000 ettari, è invece interessata in modo significativo da una secolare attività agricola costituita da pometi, vigneti e pistacchieti, particolarmente nei dintorni di Bronte. Queste zone agricole coesistono armonicamente con il paesaggio naturale, in cui si inseriscono bene anche vecchie case padronali, masserie, palmenti, casolari, espressione di un'architettura essenziale ed austera. Sono inoltre presenti antiche masserie, alcune di notevole pregio architettonico, utilizzate per la fruizione pubblica, in quanto attrezzate in modo da poter fornire informazioni, organizzare visite guidate, vendere prodotti agricoli tipici.

La zona C comprende le quote più basse del vulcano, tra 600 e 800 m s.l.m., ed è estesa 4.300 ha. Sono qui presenti relitti di vegetazione naturale, tipici di queste quote, ed estese colture agricole rappresentate da ulivi, mandorli e pistacchi. È consentito l'insediamento di strutture turistico-ricettive, mentre è vietata la costruzione di seconde case, nonché la caccia, l'attività estrattiva,



l'introduzione di specie animali e vegetali estranee alla fauna e alla flora tipiche della zona ed il disturbo delle specie vegetali ed animali.

La zona D infine è la fascia esterna del parco, estesa 9.700 ha. In questa zona, fortemente antropizzata, sono presenti relitti di boschi di querce, mentre sono molto estese coltivazioni di ulivo, mandorlo, pistacchio ed anche di ficodindia che, associato ad altre colture, forma le cosiddette "chiuse", secondo la definizione catastale. Qui è consentita la costruzione di case rurali con particolari requisiti di finitura e utilizzazione prevalente di materiali locali. Sono anche consentite le attività agricole, zootecniche, selvicolturali, artigianali ed industriali comprese quelle estrattive (cave). Non sono invece ammesse le discariche ed in genere le attività inquinanti. È altresì vietata la caccia, ad eccezione di quella al coniglio, ed è anche vietato introdurre specie vegetali o animali estranee alla flora e alla fauna tipiche della zona.

### *Ringraziamenti*

Gli Autori delle presenti Note Illustrative desiderano ringraziare il collega R. Polino, responsabile fino al 2007 del Progetto CARG per il CNR, per la pazienza e la fiducia manifestate a tutti gli operatori impegnati nella realizzazione del Foglio; il Prof. G. Pasquarè dell'Università di Milano, il Dott. M. Coltelli dell'INGV-Catania e il Dott. S. Branca (Università di Catania/INGV-Catania), per le proficue discussioni e il coordinamento delle legende delle aree vulcaniche etnee; i revisori del Servizio Geologico d'Italia, per la lettura critica del manoscritto, per le puntuali precisazioni e consigli, che indubbiamente hanno mirato a una stesura qualitativamente migliore delle note stesse. Un particolare ringraziamento al Dott. F. Galluzzo e alla Dott. M.T. Lettieri per la fiducia e lo sprone accordati in tutti questi anni di preparazione e allestimento del Foglio e delle relative Note Illustrative.

PROGETTO  
CARG

## BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI B. (1960) - *Segnalazione di un'ittiofauna del Cretaceo medio sull'altipiano di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **79**: 1, 53-56.
- AMODIO MORELLI L., BONARDI G., COLONNA V., DIETRICH D., GIUNTA G., IPPOLITO F., LIGUORI V., LORENZONI S., PAGLIONICO A., PERRONE V., PICCARRETA G., RUSSO M., SCANDONE P., ZANETTIN LORENZONI E. & ZUPPETTA A. (1976) - *L'arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide*. Mem. Soc. Geol. It., **17**: 1-60, 1 carta geol.
- ANNALI SERVIZIO IDROGRAFICO ITALIANO (1920-1990) Sezione Sicilia.
- ARMIENTI P., INNOCENTI F., PETRINI R., POMPILIO M. & VILLARI L. (1988) *Sub-aphyric alkali basalt from Mount Etna: inferences on the depth and composition of the magma source*. Rend. Soc. It. Miner. Petrol., **43**: 877-891.
- ATZORI P. (1968) - *Studio geo-petrografico dell'affioramento mesozoico di Ali Terme (Messina)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, **20**: 134-172.
- ATZORI P. & VEZZANI L. (1974) - *Lineamenti petrografico-strutturali della catena peloritana*. Geol. Romana, **13**: 21-27.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Elsevier, New York e Amsterdam, 335 pp.
- AURELI A. & MUSARRA F. (1975) - *Idrogeologia del bacino del Fiume Alcantara (Sicilia)*. Atti 3° Conv. Int. Sulle Acque Sotterranee. p.157-216, Palermo
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (2000) - *Analysis of seismicity of Sautheastern Sicily: proposal of a tectonic interpretation*. Ann. di Geofisica, **43** (1): 1-18.
- AZZARO R., BARBANO M.S. ANTICHI B., & RIGANO R. (2000) - *Macroseismic catalogue of Mt. Etna earthquakes from 1832 to 1998*. Acta Vulcanologica, **12**, 3-36.
- AZZARO R., BARBANO M.S., RIGANO R. & ANTICHI B. (2000) - *Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia*. In Monografia dei progetti 5.1.1-5.1.2-5.1.4, CNR - GNDT, Progetto esecutivo 1996-98, 8 pp.
- BALDACCI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'It., 1 vol. 408 pp.
- BARRIER P. (1987) - *Stratigraphie des dépôts pliocènes et quaternaires du Détroit de Messine (Italie)*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: 59-81.
- BASILE G., FERRARA V. & PAPPALARDO G. (1996) - *Meccanismi e fasi evolutive della frana di Randazzo nell'alta valle del Fiume Alcantara (Sicilia NE)*. Atti Conv. Int. sulla prevenzione delle Catastrofi Idrogeologiche: il contributo della ricerca scientifica - C.N.R., I.R.P.I., Torino.
- BARRIER P., CRAVATTE J., DECIS R., LANZAFAME G. & OTT D'ESTEVOU P. (1987) - *Mise ou point stratigraphique sur les relations entre la "couverture calabride miocène" et les "terrains post-orogéniques" dans la région du Déetroit de Messine*. Doc. et Trav. IGAL, **11**: Paris, 43-53.

- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione nogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- 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.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian arc and the Ionian sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. Marine Geology, **55**: 219-245.
- BOLLI H.M. & SAUNDERS J.B. (1985) - *Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera*, in: Bolli, Saunders & Perch-Nielsen Eds. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 155-262.
- BONARDI G., PESCATORE T., SCANDONE P. & TORRE M. (1971) - *Problemi paleogeografici connessi con la successione mesozoico-terziaria di Stilo (Calabria meridionale)*. Boll. Soc. Natur. in Napoli, **80**: 1-14.
- BONARDI G., GIUNTA G., LIGUORI V., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1976) - *Schema geologico dei Monti Peloritani*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1-26.
- BONARDI G., GURRIERI S., MESSINA A., PERRONE V., RUSSO M. & ZUPPETTA A. (1979) - *Osservazioni geologiche e petrografiche sull'Aspromonte*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 53-73.
- BONARDI G., GIUNTA G., PERRONE V., RUSSO M., ZUPPETTA A. & CIAMPO G. (1980) - *Osservazioni sull'evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano nel Miocene inferiore: la Formazione di Stilo - Capo d'Orlando*. Boll. Soc. Geol. It., **99**: 365-393.
- BONARDI G., GIUNTA G., MESSINA A., PERRONE V. & RUSSO M. (1996) - *The Calabria-Peloritani Arc field trip guidebook*. 6th Field Meeting IGCP Project n. 276, "The Calabria-Peloritani Arc and its correlation with Northern Africa and Southern Europe", Messina, 27 settembre-2 ottobre 1993, Newsletter 6: 1-80.
- BOSCHI E., FERRARI G., GASPERINI P., GUIDOBONI E., SMRIGLIO G. & VALENSISE G. (1995) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1980*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 973 pp.
- BOSCHI E., GUIDOBONI E., FERRARI G., VALENSISE G. & GASPERINI P. (1997) - *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.C. al 1990*. ING-SGA, Ozzano Emilia, 644 pp.
- BRANCA S. & CATALANO S. (2000) - *Stratigraphical and morphological criteria for reconstruction of UBSU in the peripheral area of Mt. Etna (Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 381-387.
- BRANCA S. & FERRARA V. (2001) - *An example of river pattern evolution produced during the lateral growth of a central polygenic volcano: the case of Alcantàra River System, Mt. Etna (Italy)*. Catena, **45** (2): 85-102.
- BURROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY P. (1978) - *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of southern Tunisia and Tripolitania*, in: NARIN A., KANES W. & STELHI F.G., Eds., The Ocean basins and Margins, Plenum Press, New York, 331-339.
- CAIRE A. (1973) - *The Calabro-Sicilian Arc*. In: De Jong K.A. & Scholten R. Eds., Gravity and Tectonics. J. Wiley and Sons Inc., 157-173.
- CALVARI S., GROPELLI G. & PASQUARÈ G. (1994) - *Preliminary geological data on the southwestern wall of the Valle del Bove, Mt. Etna, Sicily*. Acta Vulcanol., **5**: 15-30.
- CAMPISI B. (1977) - *Le Argille Scagliose di Moio e di Floresta (Sicilia Nord-orientale)*. Geol. Romana, **16**: 113-130.
- CARAPEZZA M. (1962) - *Sull'effusione in un fondo lacustre della lava di S. Venera (Randazzo)*. Acta Geol. Alp., **8**: 277-287.
- CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., LENTINI F. & MONACO C. (1990) - *Carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Scala 1:50.000. S.EL.CA., 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. & VINCI G. (1998) - *Carta geologica del settore occidentale dei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale)*, scala 1:25.000. S.EL.CA., Firenze.

- CARBONE S., PEDLEY H.M., GRASSO M. & LENTINI F. (1993) - *Origin of the "Calcareni di Floresta" of NE Sicily: late orogenic sedimentation associated with a Middle Miocene sea-level high stand*. *Giornale di Geol.*, ser. 3, **55** (2): 105-116.
- CARMIGNANI L., COCOZZA T., GHEZZO C., PERTUSATI P.C. & RICCI C.A. (1986) - *Guidebook to the excursion on the Paleozoic basement of Sardinia, IGCP Proj.*, 5.
- CARMISCIANO R., GALLO L., LANZAFAME G. & PUGLISI D. (1981) - *Le Calcareni di Floresta nella costruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano (Calabria e Sicilia)*. *Geol. Romana*, **20**: 12 pp.
- CARMISCIANO R. & PUGLISI D. (1978) - *Il Flysch di Frazzanò (M. Peloritani, Sicilia nord-orientale): studio composizionale*. *Min. Petrogr. Acta*, **22**: 119-140.
- CARMISCIANO R. & PUGLISI D. (1979) - *Caratteri petrografici delle arenarie del Flysch di Capo d'Orlando (Monti Peloritani, Sicilia nord-orientale)*. *Rend. Soc. It. Min. Petr.*, **34**: 403-424.
- CARRARA A., D'ELIA B. & SEMENZA E. (1983) - *Classificazione e nomenclatura dei fenomeni franosi*. *Geol. Appl. e Idrogeol.*, **20** (2): 223-243.
- CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) - AA. VV., scala 1: 50.000, R. Romano Ed., L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DELLA PROVINCIA DI MESSINA (2000) - scala 1:50.000, 3 fogli, F. Lentini Ed., S.EL.CA., Firenze
- CASSOLA P., GIAMMARINO S. & PUGLISI D. (1990) - *Elementi per l'inserimento in un quadro evolutivo paleogeografico e strutturale delle successioni torbiditiche cretacee della catena nebrodico-peloritana (Sicilia nord-orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **45**: 503-510.
- 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. & DI STEFANO A. (1996) - *Nuovi dati geologici e stratigrafici sul Flysch di Capo d'Orlando nei Peloritani orientali (Sicilia nord-orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**: 149-164.
- CATALANO S., DI STEFANO A. & VINCI G. (1996) - *Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Raccaia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia nord-orientale)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **51**: 165-177.
- CATALANO S., LENTINI F. & CARBONE S. (1997) - *Il ruolo della tettonica trascorrente nell'evoluzione dell'orogene appenninico-maghrebide*. *Riass. Convegno Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda)*, Trieste, 23-24 giugno 1997.
- CHERCHI A. & MONTADERT L. (1982) - *Il sistema di rifting oligo-miocenico del Mediterraneo occidentale e sue conseguenze paleogeografiche sul terziario sardo*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**: 387-400.
- CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1982) - *The interaction of volcanic activity in Quaternary times up on the evolution of the Alcantara and Simeto rivers (Mt. Etna, Sicily)*. *Catena*, **9**: 319-342.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M. & GUEST J.E. (1987) - *The pyroclastic deposits of Mount Etna volcano*. *Geol. Jour.*, **22**: 225-243.
- CIRRINCIONE R. & PEZZINO A. (1991) - *Caratteri strutturali dell'evento alpino nella serie mesozoica di Ali e nell'unità metamorfica di Mandanici (Peloritani orientali)*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **47**: 263-272.
- CIRRINCIONE R., GRASSO M., TORELLI L., ATZORI P. & MAZZOLENI P. (1995) - *The porphyritic clasts of the tortonian conglomerates of north- central Sicily: paleogeographic and paleotectonic implications*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **114**: 131-145.
- COCCIONI R. & MONECHI S. (1994) - *New biostratigraphic data on the Monte Soro Flysch (Western Maghrebian Chain, Sicily)*. *Cretaceous Research*, **15**: 599-623.
- COLTELLI M., DEL CARLO P. & VEZZOLI L. (1995) - *Tephro-stratigraphy and tephro-chronology of the last 50 ka of Mt. Etna explosive activity*. *SEAVOLC Project Final Rpt.*
- COLTELLI M., GARDUNO V.H., NERI M., PASQUARÈ G. & POMPILIO M. (1994) - *Geology of the northern wall of the Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily)*. *Acta Vulcanol.*, **5**: 55-68.

- CONDOMINES M., TANGUY J.C., KIEFER G. & ALLAGRE C.J. (1982) – *Magmatic evolution of a volcano studied  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{Th}$  disequilibrium and trace element systematics*. *Geochim Cosmochim Acta*, **46**: 1397-1416.
- CORSARO R.A. & CRISTOFOLINI R. (1993) - *Nuovi dati petrochimici ed isotopici sulla successione del Mongibello Recente*. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat.*, **341**: 185-225.
- CORSARO R.A. & CRISTOFOLINI R. (1996) - *Origin and differentiation of recent basaltic magmas from Mount Etna*. *Mineral. Petrol.*, **57**: 1-21.
- CORTESI C., FORNASERI M., ROMANO R., ALESSIO M., ALLEGRI L., AZZI C., CALDERONI G., FOLLIERI M., IMPROTA S., MAGRI D., PREITE MARTINEZ M., SADORI L., PETRONE V. & TURI B. (1988) - *Cronologia 14C di piroclastiti recenti dell'Etna*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **107**: 531-545.
- COSENTINO M. (1974) - *Il regime pluviometrico sull'Etna negli anni 1921-1971*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.*, **7**: 6, 37-52.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANÈ G. & RASÀ R. (1979) - *Integrazione di dati geologici, geofisici e petrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **98**: 239-247.
- CRISTOFOLINI R., CORSARO R.A. & FERLITO C. (1991) - *Variazioni petrochimiche nella successione etnea: un riesame in base a nuovi dati da campioni in superficie e da sondaggi*. *Acta Vulcanol.*, **1**: 25-37.
- CRISTOFOLINI R., FICHERA R. & G. PATANÈ (1981) - *Osservazioni morfo-tettoniche sul settore occidentale dell'Etna*. *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, **4**: 55-63.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G. & RECUPERO S. (1982) - *Morphologic evidence for ancient volcanic centres and indications for magma reservoirs underneath Mt. Etna, Sicily*. *Geogr. Fis. Dinam. Quatern.*, **5**: 3-9.
- CRISTOFOLINI R. & ROMANO R. (1982) - *Petrologic features of the Etean volcanic rocks*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **23**: 99-115.
- DEL BEN A. (1997) - *Studio geofisico del sistema trascorrente sud-tirrenico*. *Riass. Conv. Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda)*, Trieste, 23-24 giugno 1997.
- DE FIORE O. (1919) – *Come è stato e come dovrebbe essere studiato l'Etna*. *Tip. La Stampa*, 445 pp., Catania
- DE VIVO B., MESSINA A., BELKIN H.E., DOUGHTEN M.W., FEDELE L. & LIMA A. (1996) - *Gold evidence in the Peloritani Mountains (Northeastern Sicily, Italy)*. *Transactions in Istitution of Mining and Metallurgy*.
- DI FRANCO S. (1930) – *Ricerche petrografiche sulle lave dell'Etna*. *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.*, s. 5, **17**: 120 pp.
- DI FRANCO S. (1942) – *Mineralogia etnea*. *Atti Accad. Gioenia Sci. Nat.*, s. 6, **5** (9): 175 pp.
- DI GERONIMO I., GHISSETTI F., LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Lineamenti neotettonici della Sicilia orientale*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **19**: 543-549.
- DI GRANDE A. (1987) - *Terrazzi di sbarramento lavico come elementi litostratigrafici nelle vulcaniti del basso versante settentrionale etneo*. *Boll. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania*, **30**: 265-281.
- DI STEFANO A. (1995) – *Biostratigrafia a nannofossili calcarei dei sedimenti medio-supramiocenici del settore occidentale del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. *Boll. Soc. Paleont. It.*, **34** (2): 147-162, 1 tav.
- DUEE G. (1969) – *Etude géologique des Monts Nebrodi (Sicile)*. *Thèse Fac. Sci.*, 2 voll, 221+169 pp., Paris.
- FERLITO C. & CRISTOFOLINI R. (1989) – *Geologia dell'area sommitale dell'Etna*. *Boll. Acc. Gioenia Sci Nat.*, **22** (n° 335): 357-380.
- FERRARA V. & PENNISI A. (1997) – *I movimenti franosi del febbraio 1994 nell'area dei Monti Nebrodi (Sicilia nord-orientale)*. *Atti Conv. Lincei 134 "La stabilità del suolo in Italia: zonazione sismica-frane"*, 395-400, Acc. Naz. Lincei, Roma.

- FERRARA V. & PAPPALARDO G. (1998) – *The Randazzo landslide (Peloritani Mounts – Sicily NE): Geomorphological and hydrogeological studies on the structurally complex formations*. Atti 79° Congr. Soc. Geol. It., Palermo.
- FINETTI I. (1982) – *Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. e Appl., **24**: 247-426.
- FINETTI I.R. & DEL BEN A. (1986) – *Geophysical study of the Tyrrhenian opening*. Boll. Geofis. Teor. Appl., **28**: 75-155.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) – *Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FINETTI I.R., 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*. Riass. Conv. Naz. Progetto CROP (Crosta Profonda), Trieste, 23-24 giugno 1997.
- FINOCCHIARO S. (1995) – *Petrology of the succession of Etnian lavas with reference to ancient alkaline lavas*. Plinius, **13**: 73-78.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) – *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleont., **42**: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) – *Latest Oligocene to Early-Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the mediterranean region*. Micropaleont., **42**: 1-37.
- FRANZINI M., LEONI L. & SAITTA M. (1972) – *A simple method to evaluate the matrix effect in X-ray fluorescence analysis*. X-Ray spectrom., **1**: 151-154.
- FRAZZETTA G., BUSÀ T., CALDERONI G. & CRISTOFOLINI R. (1997) – *New evidence for explosive activity on Mt. Etna volcano over last 50 kyr*. Per. Mineral., **66**: 287-301.
- FUCINI A. (1920-1935) – *Fossili domeriani dei dintorni di Taormina*. Paleontographia It., **26**: 42 pp, 4 tavv; **27**: 21 pp, 4 tavv; **29-30**: 37 pp, 12 tavv; **31**: 57 pp, 17 tavv; **35**: 15 pp, 4 tavv.
- GEMMELLARO C. (1858-60) – *La vulcanologia dell'Etna*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat., s. 2, **14-16**: 266 pp.
- GEMMELLARO G.G. (1884) – *Sui fossili degli strati a Terebratula aspasia della Contrada Rocche Rosse presso Galati (Prov.Messina)*. Giorn. Sc. Nat. Econ., **16**: 48 pp., Palermo.
- GHISETTI F., PEZZINO A., ATZORI P. & VEZZANI L. (1991) – *Un approccio strutturale per la definizione della linea di Taormina: risultati preliminari*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 273-289.
- GILLOT P.Y., KIEFER G. & ROMANO R. (1994) – *The evolution of Mount Etna in the light of Potassium-argon dating*. Acta Vulcanol., **5**: 81-87.
- GIUNTA G., BELLOMO D., CARNEMOLLA S., PISANO A., PROFETA R. & RUNFOLA P. (1989) – *La "Linea di Taormina": residuo epidemico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico maghrebite?* Atti 8° Convegno annuale del G.N.G.T.S., Roma 7-9 novembre 1989.
- GRASSO M., GUERRERA F., LOIACONO F., PUGLISI D., ROMEO M., BALENZANO F., CARMISCIANO R., DI PIERRO M., GONZALEZ-DONOSO J.M. & MARTIN-ALGARRA A. (1987) – *Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "successioni miste" infra-mioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia meridionale (Monti Nebrodi e Appennino Lucano)*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 475-516.
- GRUPPO DI LAVORO CPTI (1999) – *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*. ING, GNDT, SGA, SSN, Bologna, 92 pp.
- GUARNIERI P., CARBONE S. & DI STEFANO A. (2002) – *The Sicilian orogenic belt: a critical tapered wedge?* Boll. Soc. Geol. It., **121**: 221-230.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) – *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., **145-147**: 27-51.
- HUGHES D.O. (1968) – *"Carta geologica della Calabria"*, Motta S. Giovanni. F° 254 II SO, Scala 1:25.000.
- IACCARINO S. (1985) – *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*, in: Bolli, Saunders & Perch-Nielsen Eds. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 283-328.

- IMBÒ G. (1928) – *Variazioni cicliche nella successione dei periodi di riposo etnei: Sistemi eruttivi etnei*. Bull. Volcanol., s. 1, **15-18**: 80-119.
- IRVINE T.N. & BARAGAR W.R.A. (1971) – *A guide to the chemical classification of common volcanic rocks*. Canad. J. Earth Sci., **8**: 523-548.
- LA VOLPE L., PASQUARÈ G., PRINCIPE C. & VEZZOLI L. (1992) – *Prodotti vulcanici*. Carta Geol. Italia 1: 50.000 – Guida al rilevamento. Serv. Geol. Naz. Roma, Quaderni, **3**: 87-108.
- LE MAITRE R.W. (1989) – *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LENTINI F. (1975) – *Le successioni mesozoico-terziarie dell'Unità di Longi (Complesso Calabride) nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1477-1503.
- LENTINI F. (1982) – *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 7-25.
- LENTINI F. & TORTORICI L. (1986) – *Tentative correlation and paleogeographic evolution of the Sicilian-Tunisian orogen*. Giorn. Geol., ser. 3°, **48** (1-2): 93-98.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1975) – *Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 537-554.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) – *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- 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., 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, Milano.
- 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. Spec. (1990), 19-26.
- 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. (1994) – *Main structural domains of the central mediterranean region and their tectonic evolution*. Boll. Geofis. Teor. e Appl., **36** (n°141-144): 103-125.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., DI STEFANO A., GARGANO C., ROMEO M., STRAZZULLA S. & VINCI G. (1995a) – *Sedimentary evolution of basins in mobile belts: examples from tertiary terrigenous sequences of the Peloritani Mts (NE Sicily)*. Terra Nova, **7** (2): 161-170.
- LENTINI F., CARBONE S., DI STEFANO A. & GUARNIERI P. (2002) – *Stratigraphical and structural constrains in the Lucanian Apennines (southern Italy): tools for reconstructing the geological evoluto*. Jour. Geodinamics, **34**: 141-158.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1995b) – *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Vol. Spec. Studi Geol. 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, 1 carta geol.
- 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., VINCI G. & DI STEFANO A. (1998) – *Schema geologico-strutturale della Sicilia Nord- Orientale*. Scala 1:100.000. S.EL.CA., Firenze.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1997) – *Depocenters vs. tectonic wedges in the Neogene evolution of Sicily*. Riass. Interim Colloquium R.C.M.N.S., Catania, 4-9 novembre 1997.
- LENTINI F., CATALANO S. & CARBONE S. (2000) – *Note illustrative della carta geologica della Provincia di Messina*. Scala 1.50.000. S.EL.CA. Ed. Firenze.
- LEONARDI A. (1965) – *L'ittiofauna cenomaniana di Floresta, Messina*. Palaeont. It., **60**: 33-67.



- LIGRESTI D. & GALLO F. (1991) - *Elementi per una revisione critica dei terremoti della Sicilia orientale in età moderna*. In Atti del Convegno GNDT, Pisa 25-27 giugno 1990, **2**: 59-68.
- LIMANOWSKY M. (1909) - *Sur la tectonique des Monts Peloritains dans les environs de Taormina (Sicile)*. Bull. Soc. Vaudoise Sc. Nat., s. **5**: 45, n.165, 1-64.
- LO GIUDICE E., PATANE G., RASA R. & ROMANO R. (1982) - *The structural framework of Etna*, Mem. Soc. Geol. It., **23**: 125-158.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1906) - *La racine de la nappe sicilienne et l'arc de charriage de la Calabre*. C. R. Acad. Sc. Paris, **142**: 1107-1109.
- MAGRI L., MUCCIARELLI M. & ALBARELLO D. (1994) - *Estimates of site seismicity rates using ill-defined macroseismic data*. Pageoph, **143** (4): 617-632.
- MAUGERI PATANÈ G. (1932) - *Introduzione allo studio geo-paleontologico del M.Ucina e dintorni (Sicile)*. Boll. Soc. Geol. It., **51** (1): 115-170.
- MAZZOLENI P. (1991) - *Le rocce porfiriche nel conglomerato basale della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 557-565.
- MONACHESI G. & STUCCHI M. (eds.) (1997) - *DOM4.1: an intensity database of damaging earthquakes in the Italian area*. GNDT-CNR open file rep., 2 vv., Milano, 1052 pp. Web site: <http://emidius.itim.mi.cnr.it/DOM/home.html>.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rate on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth and planetary Sci. Lett., **147**: 125-139.
- MONTANARI L. (1989) - *Assetto geologico degli affioramenti mesozoici peloritani*. Atti Acc. Peloritana dei Pericolanti, classe I Sci. Fis. Mat. Nat., **68**: 1-26.
- MOSTACCIO A., BARBERI G. & NERI G. (1999) - *Contributi allo studio sismotettonico della Sicilia Nordorientale. Distribuzione spazio temporale della sismicità nel periodo 1978-1997*. Università di Messina, Istituto di Scienze della Terra, Pubblic. Open-file n° 5/99.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-212.
- OGNIBEN L. (1964) - *Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia*. Geol. Romana, **3**: 125-170.
- OGNIBEN L. (1969) - *Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 453-763.
- OGNIBEN L. (1970) - *Schemi paleotettonici anziché paleogeografici in regioni di corrugamento: l'esempio della Sicilia*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 793-816.
- OTERI F., SACCÀ C., STAGNO F. & TRISCARI M. (1986) - *Confronto tra composizione chimica e modalità giaciture di alcuni minerali metalliferi dei Monti Peloritani (Sicilia NE)*. Rend. S.I.M.P., **41**: 41-52.
- PATA O. (1955) - *Le argille scagliose del versante sud-orientale della Calabria Ulteriore. Giacitura-litologia-genesi-cronologia.tettonica*. Boll. Serv. Geol. d'Italia, **77** (1): 59-112.
- PATACCA E. & SCANDONE P. (1989) - *Post Tortonian mountain building in the Apennines. The role of the passive sinking of a relic of lithospheric slab*. In "The lithosphere in Italy" (Boriani A., Bonafede M., Piccardo G.B. & Vai G.B. Ed.) Advances in Earth Science Res. Atti Conv. Lincei, **80**: 157-176.
- PERCH-NIELSEN K. (1985a) - *Mesozoic calcareous nannofossils*, in: Bolli, Saunders & Perch-Nielsen Eds. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 329-426.
- PERCH-NIELSEN K. (1985b) - *Cenozoic calcareous nannofossils*, in: Bolli, Saunders & Perch-Nielsen Eds. "Plankton Stratigraphy" Cambridge University Press, 427-554.
- PRIVITERA F. (1999) - *Le grotte etnee nella preistoria*. Dentro il vulcano - Le grotte dell'Etna, Ed. C.S.E., Parco dell'Etna, 85-104.
- PUGLISI D. (1981) - *Studio geologico-petrografico del Flysch di Monte Soro nei Peloritani occidentali (Sicilia)*. Miner. Petrogr. Acta, **25**: 103-115.
- QUITZOW (1935) - *Der Deckenbau des Kalabrischen Massivs und seiner Randgebiete*. Abh. Ges. Wiss. Gottingen. Mat. Phys. Kl., 3 Folge, **13**: 63-179.

- RAIMONDI S., LUPO M. & TUSA D. (1999) – *Il clima ed il pedoclima dei suoli vulcanici dell'Etna*. Sicilia Foreste, anno VI, n. **23/24**: 2-7.
- REHAULT J.P., BOILLOT G. & MAUFFRET A. (1984) - *The Western Mediterranean Basin geological evolution*. Marine Geol., **55**: 447-477.
- ROMANO R. (1982) – *Succession of the volcanic activity in the Etnean area*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 75-97.
- ROMANO R. ED. (1982) – *Mount Etna Volcano: a review of the Recent Earth Sciences Studies*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 205 pp.
- ROMANO R. & STURIALE C. (1982) - *The historical eruptions of Mount Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 75-98.
- ROMANO R. & GUEST J.E. (1979) – *Volcanic geology of the summit and northern flank of Mount Etna, Sicily*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 189-215.
- SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN W. (1880) – *Der Aetna*. 2 voll., 371 + 548 pp., Leipzig.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1974) – *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Appennines and Sicily*. Montecarlo, 24° Congress Assemblée Plenaire C.I.E.S.M. Com. Geol. Geoph. Marines, 1974.
- SCANDONE P., PATACCA E., RODOICIC R., RYAN W.B.F., CITA M.B., RAWASON M., CHERZAR 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., PATACCA E., MELETTI C., BELLATALLA M., PERILLI N. & SANTINI U. (1992) - *Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana*. In: Atti Conv. Naz. GNDT, Pisa, 25-27 giugno 1990, **1**: 119-135.
- SCHILIRÒ F. (1984) – *Bacini idrografici modificati da colate laviche*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 425-438.
- SCHILIRÒ F. (1985) – *Neotettonica e franosità dei versanti nell'alto Bacino del fiume Simeto (Sicilia centro-settentrionale)*. Geol. Appl. Idrogeol., **20** (2): 143-154.
- SIGAL J. (1977) – *Essai de zonation de Crétacé méditerranéen à l'aide des foraminifères planctoniques*. Géologie Méditerranéenne, **4**: 99-108.
- SIRNA G. (1962) - *Stratigrafia e microfacies dei lembi mesozoici della valle di Galati Mamertino (Sicilia nord-orientale)*. Geol. Romana, **1**: 191-203.
- SISSINGH W. (1977) – *Biostratigraphy of the Cretaceous nanoplankton*. Geologie en Mijnbouw, **56**: 37-65.
- STURANI C. (1967) – *Réflexions sur les faciès lumachelliques du Dogger mésogéen (Lumachelle a "Posidonia alpina" Aucr.)*. Boll. Soc. Geol. It., **86**: 445-467.
- TANGUY J.C. (1980) - *L'Etna: etude pétrologique et paléomagnétique; implications volcanologiques*. Tesi Dottor., Università di Parigi 6, 618 pp.
- TANGUY J.C., LE GOFF M., CHILLEMI V., PAIOTTI A., PRINCIPE C., LA DELFA S. & PATANE G. (1999) - *Variation seculaire du champ geomagnétique enregistrée par les laves del l'Etna et du Vesuve pendant le deux dernier millenaire. par les laves del l'Etna et du Vesuve pendant le deux dernier millenaires*. Compt. Rend. Acad. Sci. Paris, Ila, **329**: 557-564.
- TRUILLET R. (1968) - *Etude géologique des Péloritains orientaux (Sicile)*. Thèse Fac. Sci., 2 voll., 547 pp., Paris.
- VARNES D.J. (1978) – *Slope movement types and processes*. In: «Landslides: analysis and control trasportation». Research Board, National Academy of Sciences, Special Report **176**, cap. 2.
- ZANETTIN B. (1984) - *Proposed new chemical classification of volcanic rocks*. Episodes, **7** (4): 19-20.