



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 624

MONTE ETNA

a cura di

C. Monaco

con i contributi di

A. Di Stefano, R. Maniscalco (biostratigrafia)

G. De Guidi (geomorfologia)

R. Cristofolini, C. Ferlito, A. Pappalardo, F. Petralia (vulcanologia)

Ente realizzatore



Regione Siciliana

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

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

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Siciliana:
G. Arnone - Assessorato Territorio e Ambiente

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

- **R. Bonomo, M.C. Giovagnoli, E. La Posta**
- **R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita** (Vulcanico)

Coordinamento cartografico:

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

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

D. Tacchia, F. Pilato

PER L'UNIVERSITÀ DI CATANIA:

Coordinamento operativo:

D. Greco (dal 2000) e **R. Giordano** (dal 2009)

Informatizzazione dei dati geologici: **G. Barreca**

Banca Dati: **S.EL.CA.** s.r.l., Firenze

Allestimento cartografico-editoriale:

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

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

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

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

D. Greco (dal 2000) e **R. Giordano** (dal 2009) - Regione Siciliana

G. Ali - Università di Catania - Dipartimento Scienze Geologiche

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

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

INDICE

I	-	INTRODUZIONE	pag.	7
1.	-	INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO E METODOLOGIE	»	7
2.	-	CARATTERI GEOGRAFICO-MORFOLOGICI	»	9
II	-	STUDI PRECEDENTI	»	11
1.	-	LA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE	»	11
2.	-	IL "VULCANO ETNA"	»	14
III	-	INQUADRAMENTO GEOLOGICO	»	21
1.	-	AVAMPAESE	»	22
2.	-	CATENA	»	24
2.1	-	CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE	»	24
2.2	-	ARCO CALABRO	»	26
3.	-	DOMINIO TIRRENICO	»	27
4.	-	ETNA	»	28
IV	-	STRATIGRAFIA	»	31
1.	-	INTRODUZIONE E CRITERI	»	31
2.	-	UNITÀ' TETTONICHE DELLA CATENA (UNITÀ' SICILIDI)	»	33
2.1	-	UNITÀ' TETTONICA DI M. SALICI	»	34
2.1.1.	-	<i>Flysch numidico - membro Monte Salici</i>	»	35
2.2.	-	UNITÀ' TETTONICA DI NICOSIA	»	37
2.2.1.	-	<i>Flysch numidico - membro Nicosia</i>	»	37
2.3.	-	UNITÀ' TETTONICA DI TROINA	»	38
2.3.1.	-	<i>Argille varicolori superiori</i>	»	38
2.3.2.	-	<i>Tufiti di Tusa - membro pelitico-siltitico</i>	»	39
3.	-	DEPOSITI MARINI NEOGENICI	»	41
3.1.	-	ARGILLE BRECCIATE	»	41
3.2.	-	FORMAZIONE DI CASTELLANA SICULA	»	43
3.3.	-	FORMAZIONE TERRAVECCHIA	»	44
3.4.	-	TRIPOLI	»	45
3.5.	-	GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERO	»	45
3.5.1.	-	<i>Formazione di Cattolica - Calcarea di base</i>	»	46

3.5.2.	-	<i>Formazione di Cattolica - Membro selenitico</i>	»	46
3.6.	-	TRUBI	»	46
3.7.	-	FORMAZIONE DI CENTURIFE	»	48
4.	-	PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA E DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI DEL BACINO DEL FIUME SIMETO	»	51
4.1.	-	PREMESSA	»	51
4.2.	-	QUADRO COMPARATIVO TRA LE UNITÀ	»	52
4.3.	-	SINTEMA ADRANO	»	54
4.3.1.	-	<i>Formazione Santa Maria di Licodia</i>	»	54
4.4.	-	DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO DEL PALEO-SIMETO	»	55
4.5.	-	SINTEMA TIMPE	»	56
4.5.1.	-	<i>Formazione Simeto</i>	»	56
4.6.	-	DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO	»	57
4.7.	-	SINTEMA CONCAZZE	»	57
4.7.1.	-	<i>Deposito alluvionale terrazzato</i>	»	58
4.7.2.	-	<i>Formazione Piano Provenzana</i>	»	59
4.7.3.	-	<i>Formazione Monte Calvario</i>	»	60
4.7.4.	-	<i>Formazione Portella Giumenta</i>	»	61
4.7.5.	-	<i>Formazione Contrada Ragaglia</i>	»	62
4.8.	-	SINTEMA IL PIANO	»	63
4.8.1.	-	<i>Formazione Torre del Filosofo</i>	»	65
5.	-	DEPOSITI CONTINENTALI OLOCENICI	»	77
5.1.	-	DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE	»	77
5.2.	-	DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE	»	78
5.3.	-	DEPOSITO DI VERSANTE	»	78
5.4.	-	DEPOSITO DI FRANA	»	79
V	-	STRUTTURE E TETTONICA	»	81
1.	-	STRUTTURE PRINCIPALI	»	81
1.1.	-	STADIO A	»	82
1.2.	-	STADIO B	»	83
1.3.	-	STADIO C	»	84
2.	-	EVOLUZIONE TETTONICA	»	85
VI	-	GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA	»	87
1.	-	SETTORE VULCANICO	»	87
1.1.	-	MORFOLOGIA DEI CAMPI LAVICI	»	89
2.	-	SETTORE SEDIMENTARIO	»	92
2.1.	-	AREE NEBRODICHE PEDEMONTANE	»	92
2.2.	-	SINCLINORIO DI CENTURIFE	»	94
2.3.	-	BASSA VALLE DEL FIUME SIMETO	»	95

VII	- ELEMENTI PER UNA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ VULCANICA.....»	97
	APPENDICE 1 - PETROGRAFIA E CHIMISMO DELLE VULCANITI	» 99
1.	- PETROGRAFIA	» 100
2.	- CHIMISMO	» 102
	BIBLIOGRAFIA	» 105

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

I - INTRODUZIONE

1. - INQUADRAMENTO DELL'AREA DEL FOGLIO E METODOLOGIE

Il Foglio 624 "Monte Etna" della Carta Geologica d'Italia in scala 1:50.000 è stato realizzato nell'ambito del progetto CARG (Legge 305/89) tramite Convenzione tra Servizio Geologico Nazionale, Regione Siciliana e Università di Catania. Il Foglio è ubicato nella Sicilia orientale a cavallo della valle del Fiume Simeto e ricade nella provincia di Enna a ovest del fiume e in quella di Catania a est. Esso comprende un settore limitato dei Monti Erei ed i versanti occidentale e sud-occidentale dell'Etna.

La carta geologica in scala 1:50.000 è il risultato del coordinamento e revisione di rilievi geologici effettuati a scala 1:10.000 su una base topografica costituita dalle sezioni della Carta Tecnica Regionale, edita dall'Assessorato Territorio e Ambiente della Regione Siciliana. Si tratta di un importante aggiornamento dei rilevamenti geologici e delle analisi stratigrafico-strutturali condotti nel passato recente e pubblicati nella CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA (1979) e nella CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE (1990) grazie a finanziamenti del CNR e del MURST.

L'area interessata dal Foglio "M. Etna" comprende le propaggini orientali della Catena Siculo-Maghrebide che negli ultimi 200.000 anni sono state ricoperte dai prodotti dell'edificio vulcanico etneo. Questo segmento di catena presenta una notevole complessità strutturale e morfologica in quanto costituito da una serie di falde alloctone rappresentate dalle unità sicilidi e numidiche e,

nel settore meridionale del Foglio, da coperture sedimentarie del Miocene superiore e Pliocene.

Nel corso del rilevamento l'individuazione delle unità stratigrafiche è stata effettuata sulla base del criterio litostratigrafico che ha permesso di definire i rapporti geometrici (stratigrafici e/o tettonici) di sovrapposizione tra le varie unità e formazioni affioranti e di riconoscere le geometrie delle strutture ad andamento regionale. Le formazioni sono state suddivise in litofacies e membri, e raggruppate in 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. Per le vulcaniti ci si è avvalsi anche del criterio stratigrafico a limiti in conformi (PASQUARÈ *et alii*, 1992). Per quanto riguarda i depositi alluvionali si è fatto ricorso alle categorie senza formali connotazioni stratigrafiche previste dal Dizionario delle unità quaternarie del Servizio Geologico d'Italia (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 1997, 2003) che fanno essenzialmente riferimento alla genesi dei depositi. Il rilievo di campagna è stato accompagnato da analisi mesostrutturali volte al riconoscimento sia delle deformazioni interne alle singole unità che alla caratterizzazione cinematica delle strutture ad andamento regionale. Quest'ultime sono state inoltre controllate e verificate con l'analisi fotogrammetrica e con l'ausilio di immagini SPOT pancromatiche.

Per le unità litostratigrafiche del Foglio "M. Etna" sono stati utilizzati in generale i nomi e le sigle proposte dal Servizio Geologico Nazionale, in gran parte basati sul catalogo di CARIMATI *et alii* (1981). Nuove sigle sono state proposte solo per le formazioni non riportate nel catalogo né utilizzate in fogli geologici limitrofi. Per quest'ultime è stato scelto l'acronimo, laddove non già utilizzato per altre formazioni.

Nella carta geologica sono stati 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. Per quanto riguarda le strutture tettoniche, sono stati distinti sovrascorrimenti principali e secondari. I primi si riferiscono ai contatti tra le diverse unità tettoniche o falde di ricoprimento, i secondi a strutture contrazionali interne a ciascuna unità tettonica o successive ai sovrascorrimenti principali.

Durante il periodo di rilevamento sono state effettuate campionature sistematiche in varie formazioni per lo studio dei foraminiferi e dei nannofossili al fine di ottenere un migliore inquadramento cronostatigrafico delle stesse. Il contributo della biostratigrafia ha confermato le revisioni recenti effettuate circa l'età delle unità litostratigrafiche affioranti. Per la caratterizzazione petrografica delle rocce sedimentarie si è fatto riferimento prevalentemente a dati di letteratura. Per le coperture laviche sono state effettuate, oltre all'esame petrografico in sezione sottile al microscopio, analisi petrochimiche su campioni prelevati in modo tale da garantire la caratterizzazione di tutte le unità laviche affioranti nel Foglio.

2. - CARATTERI GEOGRAFICO – MORFOLOGICI

I caratteri geografici dell'area del Foglio sono notevolmente differenti in funzione delle diverse litologie affioranti. Il Foglio "M. Etna" può essere ripartito in due prevalenti classi litologiche: quelle sedimentarie affioranti per circa il 45% dell'intera area, mentre la restante parte è rappresentata da vulcaniti che affiorano su una superficie di circa 350 km² con coperture laviche che si estendono dalla sommità dell'Etna (3330 m), fino alla bassa valle del F. Simeto. Si tratta essenzialmente di colate di lava emesse dai crateri sommitali o da bocche effusive avventizie, situate sul medio-alto versante del vulcano dove costituiscono caratteristici rilievi di forma tronco-conica (coni di tefra) 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, intensamente coltivate o ricoperte da una densa vegetazione boschiva, a seconda del grado di antropizzazione e della quota.

Il settore occidentale dell'area del Foglio è caratterizzato da terreni sedimentari e vi ricadono le vette più meridionali dei Monti Nebrodi con le cime di Serra di Vito o di Caginia (1242 m) e di M. Revisotto (647 m) e parte dei Monti Erei con la dorsale di Centuripe (733 m). Queste aree sono attraversate dai tributari di destra del F. Simeto, i cui bacini fluviali hanno subito gli effetti di un notevole sollevamento regionale nel Pleistocene che ne ha comportato un continuo ringiovanimento. Tuttavia, dalla fine del Pleistocene medio in poi le fasi di approfondimento dei corsi d'acqua sono state interrotte a causa di ripetuti fenomeni di sbarramento del corso del F. Simeto da parte delle lave etnee che hanno comportato un generale sovralluvionamento dei fondovalle.

Il settore orientale, 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), sia per la grande permeabilità dovuta alla fessurazione dei terreni vulcanici.

PROGETTO
CARG

II - STUDI PRECEDENTI

1. - LA CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

Dopo il definitivo riconoscimento della natura a falde di ricoprimento della catena siciliana (FABIANI & TREVISAN, 1940, BNEO, 1951, 1958), numerosi studi sono stati pubblicati negli ultimi cinquant'anni sulla stratigrafia e sulla tettonica della Sicilia orientale (OGNIBEN, 1960, 1963; CAIRE, 1970; LENTINI & VEZZANI, 1978; CATALANO & D'ARGENIO, 1982; LENTINI *et alii*, 1990a). Secondo questi autori, si tratta di un segmento dell'orogene appenninico-maghrebide che, prodotto dai processi collisionali neogenico-quadernari tra Africa ed Europa, a sua volta è costituito da tre elementi strutturali: la catena vera e propria, l'avanfossa Gela-Catania e l'avampaese ibleo. In Sicilia orientale la catena è formata dalla sovrapposizione tettonica di diverse falde di ricoprimento (unità tettoniche) derivanti dalla deformazione di un massiccio interno (Unità Calabridi), di un bacino interno (Unità Sicilidi *s.l.*) e di coperture sedimentarie del paleomargine continentale africano (Unità Panormidi e Imeresi *s.l.*).

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, suture da formazioni flyschoidi "tardogene" 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 Tortonico-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 paleocena (CARTA GEOLOGICA DEL FOGLIO MISTRETTEA, 1972). La Falda di Troina è rappresentata da una successione eocenica comprendente alla base Argille Varicolori evolventi alla "preflyschioide" 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 e da tufiti andesitiche (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 del Tortonico-Cretacico superiore (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 Oligocene superiore alla base. A partire dagli anni '70 le ricerche condotte su queste formazioni hanno messo in luce un differente quadro stratigrafico e di conseguenza una diversa ricostruzione strutturale. In particolare dal punto di vista stratigrafico notevoli revisioni hanno interessato la Falda di Troina. Le varie facies attribuite alla Formazione di Polizzi *sensu* 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* (1990a, 1991), 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 (v. Foglio “Randazzo”). 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.

Secondo una visione più moderna (ROURE *et alii*, 1990), le Unità Sicilidi rappresenterebbero i resti del bacino oceanico neotetideo originariamente interposto tra i paleomargini africano ed europeo, mentre le Unità Calabridi costituirebbero una porzione deformata del paleomargine europeo. L'insieme forma un sistema a *thrust* sud-vergente con relativi bacini di *piggy-back*, tra cui quello di Leonforte-Centuripe. Questo sistema a partire dal Miocene superiore è sovrascorso sull'avampaese ibleo che flessurandosi verso nord-ovest al di sotto della catena ha dato luogo ad un bacino di avanfossa migrante verso sud-est.

Un problema importante nell'ambito della propagazione del sistema a *thrust* è quello delle coperture oligo-mioceniche, rappresentate per lo più dalle diverse unità del Flysch Numidico. Queste successioni devono il loro nome alla spiccate analogie litologiche con le coeve facies dell'Africa settentrionale (FLANDRIN, 1948). In Sicilia orientale è possibile riconoscere più unità di Flysch Numidico, tra di esse sovrapposte, non solo sulla base della posizione geometrica e dell'età dei suoi livelli apicali, ma anche della composizione delle arenarie più o meno inquinate dagli apporti silicoclastici del margine interno ovvero da quelli carbonatici-glaucotonici del margine esterno del bacino numidico (CAIRE, 1970; WEZEL, 1970, 1973; GUERRERA & WEZEL, 1974; GIUNTA, 1985; LENTINI *et alii*, 1991). In generale le unità numidiche sono state scollate dai loro substrati sicilidi, panormidi o imeresi e trasportate in posizione più esterna (LENTINI *et alii*, 1990b).

Le conoscenze sulle coperture del Miocene superiore e plio-pleistoceniche della Sicilia centrale sono sintetizzate in poche monografie a carattere regionale e locale. Da segnalare i contributi stratigrafici di TREVISAN (1943), WEZEL (1964; 1966), RODA (1967a; 1967b; 1968; 1971), RUGGIERI *et alii* (1968), DI GERONIMO (1968), CASALE (1969), DI STEFANO (1970), SPROVIERI (1975) e in particolare, per l'area del Foglio Monte Etna, la sintesi di DI GRANDE *et alii* (1976) dove sono stati esaminati i depositi pliocenici affioranti tra Leonforte e Centuripe. Più di recente le problematiche stratigrafiche, sedimentologiche e geodinamiche delle sequenze del Miocene superiore e plio-pleistoceniche sono state affrontate con l'approccio dell'analisi di bacino e della stratigrafia sequenziale nei lavori di BUTLER & GRASSO (1993), CATALANO *et alii* (1993), BUTLER *et alii* (1995a, 1995b), VITALE (1996), DI GRANDE & GIANDINOTO (2002).

Nell'ambito delle successioni neogenico-quadernarie della Sicilia centrale, diversi livelli di Argille Brecciate sono state classicamente interpretate come olistostromi legati a processi gravitazionali lungo i fianchi dei bacini di sedimentazione o come il risultato di collasso ed erosione di anticlinali con nuclei argillosi (OGNIBEN, 1954). Alla luce di recenti studi sui complessi di accrezione attuali e delle numerose manifestazioni di vulcani di fango con emissioni di metano presenti attualmente in Sicilia centrale, le argille brecciate siciliane sono state reinterpretate come il risultato di diapirismo argilloso da MONACO & TORTORICI (1996).

Negli ultimi anni le ricerche si sono concentrate sull'assetto strutturale profondo della catena, grazie all'ausilio della sismica a riflessione e dei dati di pozzi per la ricerca petrolifera. In generale, la catena è costituita da due livelli strutturali principali che definiscono una struttura a *duplex* regionale. Il livello superiore è formato dalle falde alloctone di origine neotetidea in cui sono rappresentate le Unità Sicilidi. Dati di pozzo e linee sismiche mostrano un livello strutturale inferiore costituito dalle successioni meso-cenozoiche del paleomargine africano, coinvolte dalla migrazione dei *thrust* nel Plio-Pleistocene e deformate secondo una geometria a *duplex* (BIANCHI *et alii*, 1987; ROURE *et alii*, 1990; CATALANO *et alii*, 1996; BELLO *et alii*, 2000).

2. - IL "VULCANO ETNA" (a cura di 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) più recente, sulla base della litologia dei prodotti e delle giaciture della bancate di lave e tuffi.

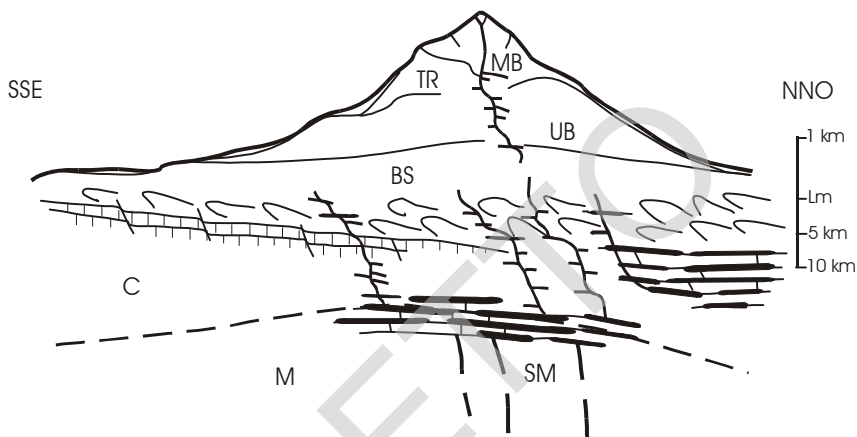


Fig. 1 - Sezione schematica NNO-SSE (Randazzo - Acitrezza) del massiccio vulcanico, con i rapporti tra la successione vulcanica ed il substrato e tra i principali elementi della sequenza eruttiva. Si noti la diversa scala delle altezze sopra e sotto il livello del mare (lm).

MB: Unità del Mongibello (sintemi Concazze e Il Piano; COLTELLI et alii, 1994; CALVARI et alii, 1994; BRANCA et alii, 2004); TR: Unità del Trifoglietto (sintemi Cuvigghiuni, Salifizio e Giannicola, COLTELLI et alii, 1994; CALVARI et alii, 1994; BRANCA et alii, 2004); UB: Unità litosomatiche basali (età > 100 ka); BS: livelli del substrato sedimentario; SM: serbatoio magmatico; C: crosta continentale; M: mantello (modificato da CRISTOFOLINI et alii, 1979).

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 Etna (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 il riconoscimento della grande complessità della successione stratigrafica, dei suoi prodotti e delle strutture che hanno determinato ed influenzato lo sviluppo del vulcano. Inoltre hanno consentito una migliore interpretazione dei processi magmatogenici, dei diversi tipi di attività e dei meccanismi eruttivi.

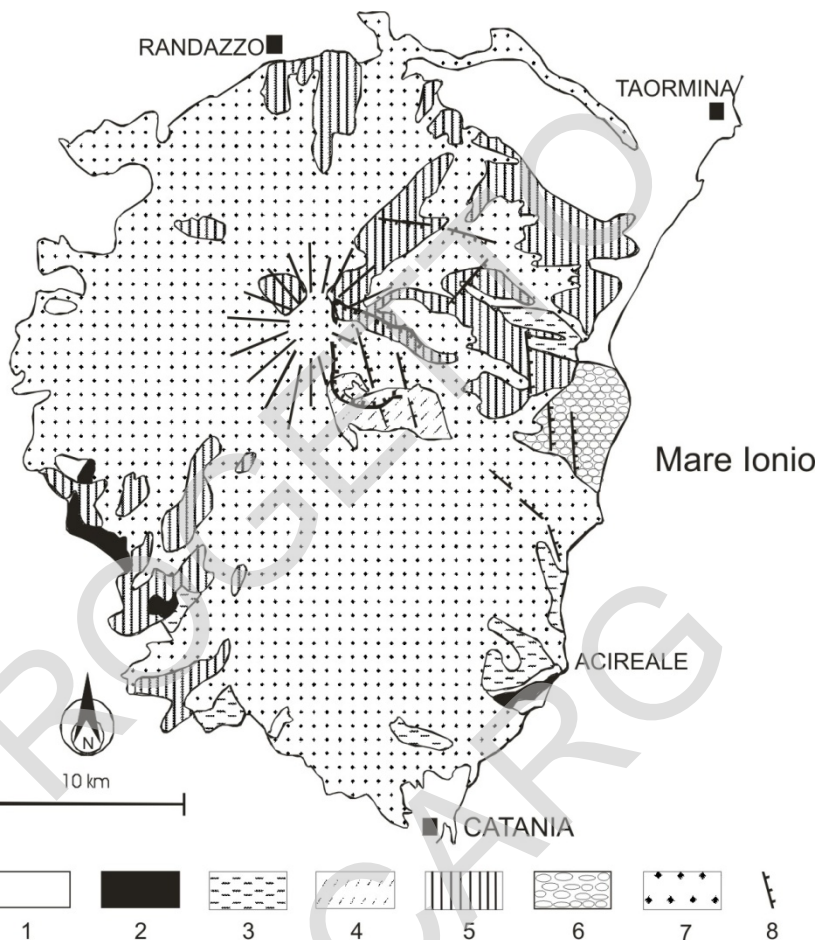


Fig. 2 – Carta geologica schematica dell'Etna.

1) Terreni sedimentari indistinti del substrato; 2) Vulcaniti basali da subalcaline a transizionali; 3) Unità litosomatiche antiche di serie alcalino-sodica (età > 100 ka); 4) Vulcaniti dell'Unità del Trifoglio (ROMANO, 1982); 5) Vulcaniti del Mongibello Antico (sintema Concazze; COLTELLI et alii, 1994; CALVARI et alii, 1994; BRANCA et alii, 2004); 6) Depositi vulcano-detritici (Chiancone); 7) Vulcaniti del Mongibello Recente (età < 15 ka; sintema Il Piano; COLTELLI et alii, 1994; CALVARI et alii, 1994; BRANCA et alii, 2004); 8) Faglie normali principali.

L'insieme dei risultati raggiunti 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 R. 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 (Figg. 1 e 2).

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 Trifoglio, 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 che hanno fornito delle ulteriori e meglio definite precisazioni sugli intervalli temporali in cui si sono sviluppate i diversi centri eruttivi (GILLOT *et alii*, 1994; CHESTER *et alii*, 1987; CONDOMINES *et alii*, 1982; CORTESI *et alii*, 1988; COLTELLI *et alii*, 1995; FRAZZETTA *et alii*, 1997; DE BENI *et alii*, 2005; BRANCA *et alii*, 2007). Gli edifici dei Centri Alcalini Antichi si sarebbero formati tra i 220 ed i circa 100 ka fa, mentre l'attività del Mongibello avrebbe avuto luogo a partire da circa 35 ka al Presente. Nel periodo intercorrente tra la fine dell'attività dei Centri Alcalini Antichi e l'inizio di quella del Mongibello, si è avuta la formazione nel settore centro-orientale dell'edificio etneo, oggi in gran parte occupato dalla Valle del Bove, di centri attribuiti all'Unità del Trifoglio (secondo ROMANO, 1982) ed assegnati a diverse unità sintemiche o litosomatiche (cfr. LA VOLPE *et alii*, 1992; CALVARI *et alii*, 1994; COLTELLI *et alii*, 1994; BRANCA *et alii*, 2004). Il quadro sintetico della successione risultante è riportato in Tab. 1.

Età	Unità	Centri
da 35 ka al Presente	Mongibello	Mongibello Recente Leone-Ellittico post-caldera, Ellittico-Ellittico pre-caldera
da 100-80 ka a 60-35ka	Trifoglio	Trifoglio II e centri minori (riscontrati solo nel settore orientale)
tra 220 ka a 100 ka	Centri Alcalini Antichi	Trifoglio I Calanna e successioni di centri non distinti più antichi
da 600 a 300 ka	Livelli basali	Centri non distinti con prodotti tholeiitico-transizionali

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

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, anche se non ben delimitata temporalmente, la successione tra 100-80 e 60-35 ka (Trifoglio) appare sufficientemente caratterizzata solo nel settore orientale, mentre manifestazioni analoghe non risultano presenti, né in affioramento né in sondaggi nei rimanenti settori del rilievo vulcanico; l'estesa e continua copertura di espansioni recenti d'altra parte non ha finora consentito di identificare i rapporti geometrici tra i Centri dell'Unità del Trifoglio e altri diversi apparati la cui esistenza nei settori settentrionale e meridionale (Piano Provenzana, Sciara 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 Trifoglio.

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 per la Carta Geologica d'Italia 1:50.000, in riferimento ai terreni vulcanici (LA VOLPE *et alii*, 1992) a partire dalla Valle del Bove (COLTELLI *et alii*, 1994; CALVARI *et alii*, 1994; BRANCA *et alii*, 2004), 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.

In Tab. 2 viene esposto un tentativo di definire la corrispondenza tra i diversi termini di rango superiore dell'intera successione etnea, secondo gli schemi di ROMANO (1982) e di BRANCA *et alii* (2004). Le differenze principali dei due schemi, conseguenti al diverso approccio sistematico, risiedono, in quello più recente, nell'individuazione, in corrispondenza della caldera dell'Ellittico (15 ka), di una discontinuità di primo ordine che ha portato all'attribuzione dei prodotti di riempimento calderico, parzialmente traboccati oltre il suo bordo (Centro del Leone - Ellittico post-calderico) al sistema più recente (Il Piano), nonostante questi abbiano mediamente caratteri molto più simili a quelli emessi negli episodi precedenti (sistema Concazze, precedentemente attribuiti al Mongibello Antico - Centro dell'Ellittico). Inoltre vengono raggruppati nel supersistema Valle del Bove sia i prodotti classicamente attribuiti all'Unità del Trifoglio che parte di quelli classicamente attribuiti all'Unità dei Centri Alcalini Antichi (Trifoglio I, Calanna, Monte Po).

BRANCA <i>et alii</i> (2004)			ROMANO (1982)	
SUPER-SINTEMA	SINTEMA	UNITÀ' LITOSOMATICA	UNITÀ'	CENTRO
<i>Stratovulcano</i>	Il Piano	Mongibello	<i>Mongibello Recente</i>	Caldera del Piano
	Concazze	Ellittico	<i>Mongibello Antico</i>	Leone, Ellittico
<i>Valle del Bove</i>	Girolamo	Cuvigghiuni	<i>Trifoglietto</i>	Belvedere, Serra Giannicola, Vavalaci, Zoccolaro, Trifoglietto II
	Zappini	Salifizio, Giannicola		
	Acireale	Trifoglietto, Rocche, Tarderìa	<i>Centri Alcalini Antichi</i>	Trifoglietto I, Calanna, Monte Po
<i>Timpe</i>	Timpe			
<i>Basal Tholeiitic</i>	Adrano		<i>Lave Subalcaline di Base</i>	
	Acì Trezza			

Tab. 2 – Corrispondenza tra i diversi termini dell'intera successione stratigrafica etnea secondo gli schemi proposti da ROMANO (1982) e BRANCA *et alii* (2004).

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. Questa struttura fortemente arcuata è legata ai processi d'indentazione del blocco pelagiano (TAPPONNIER, 1977; BOCCALETTI *et alii*, 1990), che hanno causato i processi di *rifting* nel bacino tirrenico lungo la sutura tra il blocco sardo-corso e quello apulo. La conseguente estrusione laterale dell'Arco Calabro verso il dominio ionico è stata favorita dalla rotazione antioraria del settore appenninico e oraria di quello siciliano (CHANNEL & TARLING, 1975; CHANNEL *et alii*, 1980, 1990; CHANNELL, 1992; SAGNOTTI, 1992; SCHEEPERS *et alii*, 1993). L'evoluzione della catena e la migrazione dei *thrust* lungo il settore di catena siciliano sono stati spesso correlati a rotazioni orarie determinate con metodi paleomagnetici (CHANNELL *et alii*, 1980, 1990; GRASSO *et alii*, 1987; OLDOW *et alii*, 1990; SPERANZA *et alii*, 1999; 2003).

In Sicilia orientale affiora una parte dell'Orogene Appenninico-Maghrebide. Questo costituisce un segmento delle catene peri-mediterranee la cui evoluzione è il risultato di una serie di processi legati alla convergenza tra Africa ed Europa nell'intervallo Cretacico superiore-Quaternario. I processi di convergenza tra i due blocchi principali, complicati dall'interposizione di microplacche continentali (ALVAREZ, 1976; OGNIBEN, 1985; GUERRERA *et alii*, 1993), sarebbero stati marcati da una prima subduzione, nel Cretacico superiore-Eocene, di litosfera oceanica tetidea al di sotto della placca africana (dominio australpino) o di una placca meso-mediterranea (calabride), con conseguente

collisione continentale nell'Eocene-Oligocene e formazione di una catena eo-alpina Europa-vergente (HACCARD *et alii*, 1972; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BOCCALETTI *et alii*, 1977; SCANDONE *et alii*, 1977; TORTORICI, 1983). Successivamente, nel Paleogene-Miocene inferiore, si sarebbe verificata una seconda subduzione di litosfera assottigliata di pertinenza africana al di sotto del margine europeo e/o calabride, seguita da processi collisionali con conseguente formazione della catena appenninico-maghrebide Africa-vergente e, nel Neogene-Quaternario, dall'apertura del bacino tirrenico al retro (MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1989; ROURE *et alii*, 1991; MONACO *et alii*, 1998). In questo contesto i principali elementi strutturali che caratterizzano il sistema orogenico della catena appenninico-maghrebide sono costituiti da un dominio di avampaese, un dominio di catena ed infine dal dominio tirrenico (Fig. 3).

1. - AVAMPAESE

Il dominio d'avampaese è rappresentato da diversi settori di pertinenza afro-adriatica i quali differiscono tra loro sia per le caratteristiche crostali che per le coperture sedimentarie. Questi, separati da importanti strutture crostali, s'identificano nel Blocco Pelagiano, nel Blocco Apulo e nel Bacino Ionico (Fig. 3).

I blocchi apulo e pelagiano sono costituiti da crosta continentale, caratterizzata da spessori dell'ordine dei 25-30 Km (BOCCALETTI *et alii*, 1984), su cui poggiano potenti successioni carbonatiche mesozoico-terziarie di piattaforma (BUROLLET *et alii*, 1978; CHANNEL *et alii*, 1979; RICCHETTI, 1980; RICCHETTI *et alii*, 1988). Nelle aree di flessura, lungo il margine esterno della catena, su questo dominio si sviluppano le successioni terrigene plio-pleistoceniche dell'Avanfossa Bradanica, in Appennino Meridionale, e dell'Avanfossa Gela-Catania, in Sicilia. In Sicilia orientale il fronte della Catena Siculo-Maghrebide è accavallato sul margine nord-occidentale flessurato dell'Avampaese ibleo (Fig. 4) e al di sotto della catena il tetto dei carbonati infra-miocenici iblei è raggiunto dai pozzi fino a profondità di oltre 3000 metri (BIANCHI *et alii*, 1987; LICKORISH *et alii*, 1999; BELLO *et alii*, 2000).

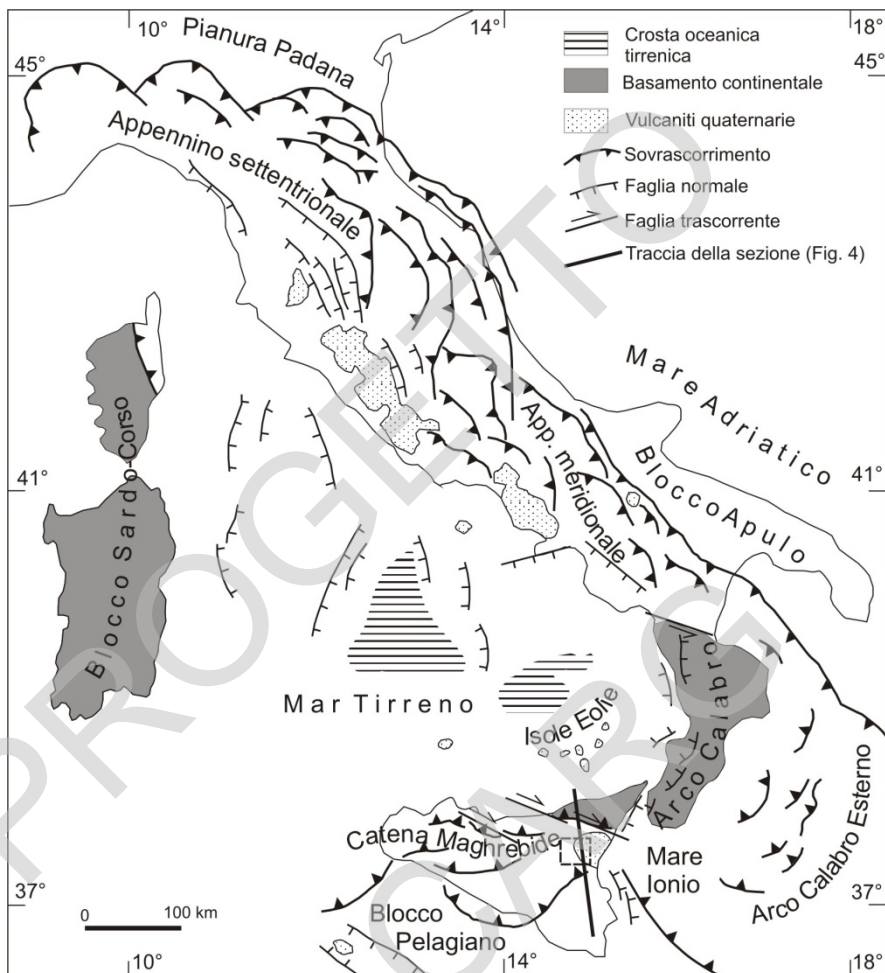


Fig. 3 – Schema tettonico dell' orogene appenninico-maghrebide (da CATALANO et alii, 2004a). Il rettangolo tratteggiato indica l'ubicazione del Foglio M. Etna.

Il Bacino Ionico è costituito invece da un'area a crosta assottigliata e/o oceanica, probabile residuo di un bacino giurassico (MAKRIS *et alii*, 1986), caratterizzata da spessori dell'ordine dei 10-15 Km (FINETTI, 1982; BOCCALETTI *et alii*, 1984), nei quali sono comprese potenti successioni sedimentarie rappresentate da circa 2000-4000 m di sedimenti carbonatici mesozoico-paleogenici e da circa 2000-4000 m di sedimenti terrigeni del Miocene

superiore-Quaternario. Verso NO queste successioni sono interessate da una serie di *thrust* che permettono di definire la fascia deformata dell'Arco Calabro Esterno (Fig. 3), interpretabile nel suo insieme come un cuneo di accrezione neogenico-quaternario (KASTENS, 1981; ROSSI & SARTORI, 1981; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990).

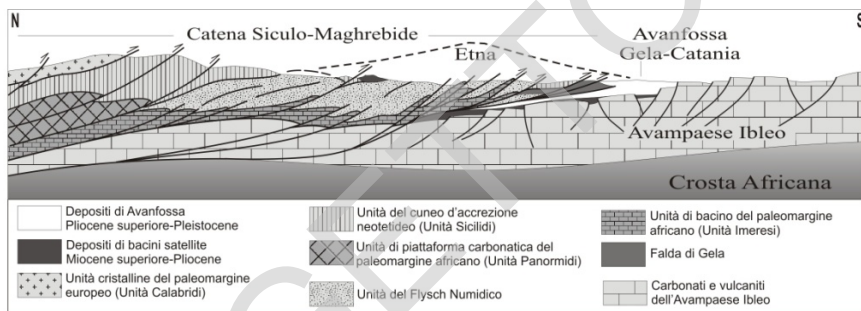


Fig. 4 – Sezione geologica schematica (da Catalano *et alii.*, 2004b, modificato) attraverso la Sicilia orientale (ubicazione in Fig. 3).

2. - CATENA

Il dominio di catena (Fig. 3) comprende l'Appennino Meridionale, che presenta un andamento generale NO-SE, e la Catena Maghrebide che invece mostra un andamento circa E-O. Questi segmenti d'orogene, costituiti da falde di copertura, sono collegati dalla struttura fortemente arcuata dell'Arco Calabro nel quale sono rappresentate le unità del basamento cristallino delle porzioni più interne dell'intero sistema orogenico.

Per quanto riguarda la struttura crostale, l'area di catena è caratterizzata dalla sovrapposizione di due discontinuità, interpretate come superfici Moho. Di queste una, che trova continuità nel dominio tirrenico, è ubicata a circa 25 Km, l'altra, che si raccorda invece con i domini di avampaese, è definibile a circa 40 Km di profondità (MORELLI *et alii*, 1975; CELLO *et alii*, 1981; NICOLICH, 1989; BOCCALETTI *et alii*, 1990).

2.1. - CATENA APPENNINICO-MAGHREBIDE

La catena appenninico-maghrebide (Fig. 3) è formata da un sistema a *thrust* con vergenza verso SE nel tratto siculo-maghrebide e verso ENE in quello appenninico. Questo sistema comprende elementi derivanti dalla deformazione del dominio oceanico della Neotetide e ha coinvolto, a partire dal Miocene

medio, sequenze mesozoico-terziarie sia di piattaforma che di bacino, con le relative coperture flyschoidi mioceniche, ritenute appartenenti al paleomargine afro-adriatico (OGNIBEN, 1960, 1969, 1973; SCANDONE, 1972; D'ARGENIO *et alii*, 1973; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE *et alii*, 1977; MOSTARDINI & MERLINI, 1986; CELLO *et alii*, 1989; ROURE *et alii*, 1990, 1991; MONACO *et alii*, 1998).

In particolare, la catena siculo-maghrebide (Fig. 5) è costituita dalla sovrapposizione tettonica di diverse unità tettoniche appartenenti all'originario bacino oceanico neotetideo (Unità Sicilidi *s.l.*) e al paleomargine continentale africano (Unità Panormidi e Imeresi). Il motore di questo processo è rappresentato dalla convergenza Africa-Europa che a partire dal Cretacico superiore ha causato la chiusura dei rami oceanici della Neotetide e la formazione di cunei d'accrezione oceanica, seguiti da processi collisionali neogenici che hanno dato luogo alla formazione di una geometria a "duplex" (Fig. 4). Questo è costituito da unità di copertura del paleomargine africano compreso tra due zone di taglio principali: un *thrust* di tetto rappresentato dal sovrascorrimento delle Unità Sicilidi *s.l.* e un *thrust* di letto costituito dal livello di scollamento delle unità di copertura dalla porzione di crosta che va in subduzione, individuato regionalmente nella Formazione Mufara del Trias superiore (LENTINI *et alii*, 1990b). Gli accavallamenti sono caratterizzati da una propagazione di tipo *piggy-back* che ha prodotto geometrie a *flat* e *ramp* SSE-vergenti (BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1990b; Roure *et alii*, 1990; BELLO *et alii*, 2000; CATALANO *et alii*, 2000). Nel loro insieme le Unità Sicilidi *s.l.* sono sovrascorse sui paleodomini più esterni fino a raggiungere il fronte della catena. Ai raccorciamenti hanno anche partecipato le coperture oligo-mioceniche, rappresentate per lo più dalle diverse unità del Flysch Numidico, che scollate dai loro substrati sicilidi, panormidi o imeresi si sono portate in posizione più esterna (LENTINI *et alii*, 1990b).

A partire dal Miocene superiore (Fig. 5), la sovrapposizione frontale della catena sulle successioni iblee è stata accompagnata dalla attivazione di *thrust* fuori sequenza e dalla formazione di bacini sedimentari sintettonici nelle depressioni al retro (v. Bacino di Leonforte-Centuripe), mentre si individuava il bacino di avanfossa al fronte (LENTINI *et alii*, 1990a; BELLO *et alii*, 2000). Durante la migrazione della catena le unità sovrascorse hanno subito rotazioni orarie di notevole entità (SPERANZA *et alii*, 2003; MONACO *et alii*, 2004), mentre l'attivazione di sistemi di faglie trascorrenti destre, disposte *en-echelon* ed orientate NO-SE e ONO-ESE, ha caratterizzato le fasi post-tortoniane dell'orogenesi (LENTINI *et alii*, 1991). Un importante effetto di questo processo collisionale è stato l'estrusione plio-pleistocenica del settore più interno della catena (Arco Calabro) verso il bacino ionico.

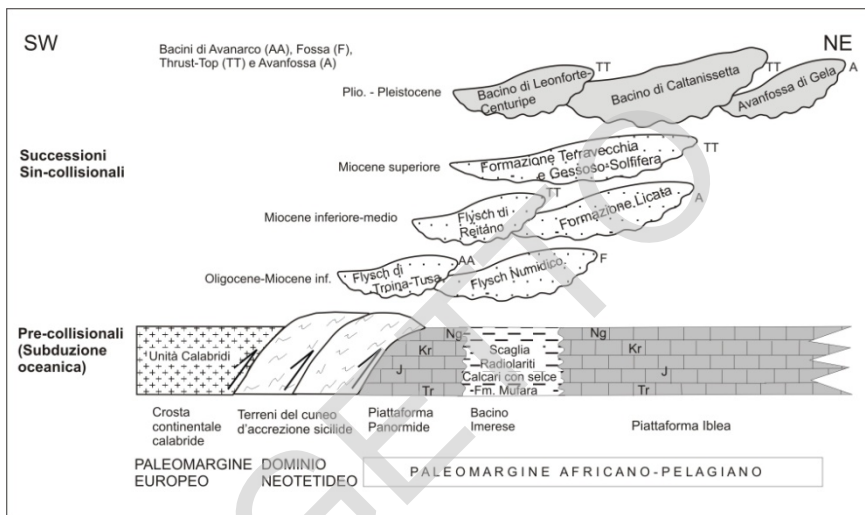


Fig. 5 - Schema tettonostratigrafico della catena siculo-maghrebide.

2.2. - ARCO CALABRO

L'Arco Calabro rappresenta una delle zone di massima distorsione dell'orogene che circonda il Mediterraneo, costituendo il raccordo tra la catena siculo-maghrebide e l'Appennino meridionale. Esso è l'elemento più interno dell'orogene (Fig. 3) ed è costituito da una serie di unità tettoniche, in cui sono rappresentate diverse porzioni di un'originaria crosta continentale con le relative coperture meso-cenozoiche (Complesso Calabride di OGNIBEN, 1969), cui si associano le unità ofiolitifere del Complesso Liguride (OGNIBEN, 1969), caratterizzate da gradi di metamorfismo variabile e derivanti dalla deformazione di un originario dominio oceanico. L'evoluzione ed il significato di questo elemento in rapporto alle unità ofiolitifere del Complesso Liguride ed in rapporto ai domini della catena appenninica e siculo-maghrebide sono state oggetto di numerose e contrastanti interpretazioni, riconducibili a tre ipotesi principali. La prima considera le falde cristalline calabridi come frammenti derivanti dal margine europeo (OGNIBEN, 1969, 1973; BOUILLIN, 1984; BOUILLIN *et alii*, 1986; KNOTT, 1987), mentre la seconda considera l'Arco Calabro come un frammento di catena alpina Europa-vergente di tipo austroalpino sovrascorsa *in toto* sui domini appenninici durante il Neogene (HACCARD *et alii*, 1972; ALVAREZ, 1976; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; BONARDI *et alii*, 1982). La terza ipotesi prevede che il dominio calabride rappresenti una microplacca continentale mesomediterranea interposta tra i due

margini principali (ALVAREZ, 1976; OGNIBEN, 1985; GUERRERA *et alii*, 1993), coinvolta in processi collisionali dapprima con vergenza europea (fase eo-alpina) e successivamente a vergenza africana.

La posizione strutturale dell'Arco Calabro è da correlare a processi d'estrusione causati dalla collisione Africa-Europa in un settore dove un residuo di oceano tetideo, il bacino ionico, ha continuato il processo di subduzione durante il Plio-Pleistocene, accompagnato dall'apertura del bacino tirrenico nelle aree di retroarco (TAPPONNIER, 1977; FACCENNA *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2004a). Il settore calabro-peloritano dell'orogene è stato espulso lateralmente verso il mar Ionio grazie all'attivazione di due fasce identificate classicamente nella Linea di Sanginetto a nord e la Linea di Taormina a sud, caratterizzate rispettivamente da movimenti sinistri e destri (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; SCANDONE, 1982). In effetti si tratta di zone di taglio più complesse che potrebbero comprendere la zona di taglio del Pollino in Appennino meridionale (MOUSSAT *et alii*, 1986; DEWEY *et alii*, 1989; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; CINQUE *et alii*, 1993; CATALANO *et alii*, 2004a) e il Sistema Sud-Tirrenico in Sicilia settentrionale (FINETTI *et alii*, 1996).

3. - DOMINIO TIRRENICO

Il dominio tirrenico è caratterizzato da una crosta assottigliata fino ad oceanica e si sviluppa nelle aree interne rispetto al sistema orogenico, da cui è delimitato da strutture orientate da NO-SE a N-S lungo il margine dell'Appennino meridionale e dell'Arco Calabro ed E-O lungo il margine siciliano (Fig. 3). Lungo queste fasce di transizione si sviluppa un vulcanesimo quaternario caratterizzato da prodotti sia alcalini (Ustica) che calcoalcalini (arcipelago eoliano). All'interno di questo dominio, formatosi a partire dal Tortoniano (SCANDONE, 1979; DEWEY *et alii*, 1989), si sviluppano una serie di bacini di forma triangolare (Bacino Magnaghi-Vavilov, Bacino del Marsili), caratterizzati da spessori crustali minimi (Moho <10 Km), originatisi rispettivamente nel Pliocene inferiore e nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (KASTENS *et alii*, 1986).

Il dominio tirrenico è stato interpretato o come un bacino marginale connesso ad un sistema arco-fossa sviluppatosi in seguito alla subduzione della placca ionica sotto la placca europea (BOCCALETTI & GUAZZONE, 1972; DEWEY *et alii*, 1973; MOUSSAT, 1983; MALINVERNO & RYAN, 1986; REHAULT *et alii*, 1987), o come il risultato di processi di delaminazione della litosfera legati a movimenti verticali del mantello (VAN BEMMELEN, 1972; WEZEL, 1985; LOCARDI, 1986; CHANNEL, 1986). Le interpretazioni più recenti si basano su modelli di estrusione laterale di blocchi secondo i quali l'indentazione del blocco pelagiano nel fronte della zona collisionale durante il Miocene avrebbe causato la

formazione di una zona di *rifting* passivo al retro dell'Arco Calabro (TAPPONNIER, 1977; BOCCALETTI *et alii*, 1984, 1990; BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; FACCENNA *et alii*, 1996; CATALANO *et alii*, 2004a). Secondo questi modelli l'estensione del bacino tirrenico è stata favorita dalla conseguente risalita del mantello e accomodata verso SE dalla contrazione al fronte della catena con l'attivazione dei *thrust* appenninici e la migrazione dell'Arco Calabro sul bacino ionico guidata da grandi fasce trasformati (Fig. 3).

4. – ETNA

L'edificio vulcanico etneo si è sviluppato a partire da circa 200.000 anni fa (GILLOT *et alii*, 1994) sul fronte della catena maghrebide al limite tra il dominio ionico e il dominio catena-avampaese. Il vulcano (Fig. 1) giace al letto del sistema di faglie ibleo-maltese (Scarpata di Malta) che separa il Bacino Ionico, caratterizzato da crosta assottigliata o oceanica comprendente sedimenti databili almeno fino al Giurassico (MAKRIS *et alii*, 1986), dal Blocco Pelagiano e dal Plateau Ibleo, caratterizzato da una successione carbonatica mesozoico-neogenica su crosta continentale (BUROLLET *et alii*, 1978).

L'occorrenza del vulcanismo etneo nel contesto geodinamico della Sicilia orientale è stata interpretata in passato in diversi modi: (1) l'effetto dell'intersezione di tre zone di faglia principali, orientate ENE, NNO and ONO (RITTMANN, 1973; CRISTOFOLINI *et alii*, 1979; LO GIUDICE *et alii*, 1982); (2) il risultato di processi di taglio lungo un sistema di faglie trascorrenti destre orientate NNO-SSE (LO GIUDICE & RASÀ, 1986; LANZAFAME & BOUSQUET, 1997); (3) correlato con processi gravitativi superficiali (MCGUIRE & PULLEN 1989; MCGUIRE *et alii*, 1990; BOUSQUET & LANZAFAME, 2001; LO GIUDICE & RASÀ, 1992) o profondi (BORGIA *et alii*, 1992; TIBALDI & GROPELLI, 2002); (4) originato da un *hot spot* (TANGUY *et alii*, 1997; CLOCCHIATTI *et alii*, 1998); (5) Infine, il vulcanismo dell'Etna è stato interpretato come il risultato di processi estensionali correlati o con *rifting* attivo (TAPPONNIER, 1977; ELLIS & KING, 1991; MONACO *et alii*, 1997, 2005) o con movimenti verticali di materiale astenosferico al bordo sud-occidentale della piastra ionica in subduzione e arretramento sotto la litosfera tirrenica (HIRN *et alii*, 1997; GVIRTZMAN & NUR, 1999; DOGLIONI *et alii*, 2001).

Prescindendo dall'interpretazione geodinamica (*rifting* o cuneo astenosferico) e tenendo conto (1) dell'occorrenza periodica di magmatismo in Sicilia sud-orientale durante gli ultimi 200 milioni di anni legata a condizioni favorevoli di fusione nel mantello (HIRN *et alii*, 1997), (2) dell'età del vulcanismo etneo, (3) dell'ubicazione del vulcano al letto di un sistema regionale di faglie normali (ELLIS & KING, 1991; HIRN *et alii*, 1997), (4) dei caratteri morfo-tettonici e sismotettonici del fianco orientale del vulcano (ADORNI &

CARVENI, 1993; MONACO *et alii*, 1995, 1997, 2005; GRESTA *et alii*, 1997; AZZARO, 1999; AZZARO *et alii*, 2000), il vulcanismo dell'Etna può essere considerato come una diretta conseguenza dell'estensione regionale orientata ONO-ESE, attiva dal Pleistocene medio in Sicilia orientale (v. sopra).

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

IV - STRATIGRAFIA

1. - INTRODUZIONE E CRITERI

Le analisi sin qui condotte hanno permesso di accorpare i terreni affioranti in unità tettoniche dell'Oligocene-Miocene inferiore (unità sicilidi Auct.) ricoperte in discordanza da diversi cicli sedimentari neogenici (Lentini *et alii*, 1990a, 1991). L'intera pila di unità tettoniche presenta una geometria che è il prodotto di una deformazione a *thrust* polifasica che si è sviluppata con una generale propagazione tipo *piggy-back* producendo talora estesi ricoprimenti tettonici tra le diverse falde. Il risultato è una geometria nella quale le unità più interne affiorano nelle posizioni più elevate, mentre quelle via via più esterne affiorano in posizioni sempre più profonde.

In questo capitolo vengono trattati i caratteri litologici, stratigrafici e giacitureali delle successioni affioranti che compongono le differenti unità tettoniche presenti nell'area del Foglio "Monte Etna". Queste saranno descritte secondo l'attuale ordine di sovrapposizione geometrica, derivante dalle ripetute fasi tettoniche succedutesi nel tempo. 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*. Queste unità sono ricoperte in discordanza dai depositi marini neogenici che sono stati coinvolti nelle fasi tettoniche più recenti. La successione affiorante è chiusa dalle vulcaniti etnee e dai depositi continentali olocenici affioranti lungo le valli fluviali.

Per la caratterizzazione delle successioni che compongono le singole unità tettoniche e i gruppi discordanti su di esse 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 o gruppo, orizzonti litologici simili sulla base della loro differente età e posizione geometrica. Per le vulcaniti ci si è avvalsi del criterio stratigrafico che prevede l'utilizzo delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU), in base al quale sono state individuate le seguenti unità: supersintemi, sintemi, unità litosomatiche ed unità litostratigrafiche.

Per quanto concerne le analisi biostratigrafiche, queste sono state condotte, ove possibile, in parallelo sui foraminiferi e sui nannofossili calcarei. Gli schemi biozonali utilizzati sono quelli di FORNACIARI & RIO (1996), FORNACIARI *et alii* (1996) e RAFFI *et alii* (2003), per i nannofossili dell'intervallo Oligocene superiore-Miocene e lo schema di RIO *et alii* (1990) per il Plio-Pleistocene. Gli schemi a foraminiferi sono quelli di IACCARINO (1985) e FORESI *et alii*, (1998; v. anche SPROVIERI *et alii*, 2002), per l'intervallo miocenico, e di CITA (1975) e SPROVIERI (1993; v. anche CITA *et alii*, 1996) per il Pliocene. Si precisa che però non sempre è stato possibile ricondurre le associazioni a precisi intervalli biozonali, specialmente quando l'abbondanza era ridotta e la conservazione scadente. Inoltre in campioni caratterizzati da elevato rimaneggiamento l'età assegnata si basa sull'associazione più recente individuata all'interno del campione stesso. Per quanto riguarda i limiti cronostratigrafici, per l'intervallo neogenico si fa riferimento al recente lavoro di LOURENS *et alii* (2004).

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

DEPOSITI CONTINENTALI OLOCENICI
 PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA E
 DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI DEL BACINO DEL F. SIMETO
 DEPOSITI MARINI NEOGENICI

Formazione di Centuripe

Trubi

Gruppo Gessoso-solfifero

Tripoli

Formazione Terravecchia

UNITÀ TETTONICHE DELLA CATENA

UNITÀ SICILIDI

UNITÀ TETTONICA DI TROINA

Tufiti di Tusa – membro pelitico-siltitico

Argille varicolori superiori

UNITÀ TETTONICA DI NICOSIA

Flysch numidico - membro Nicosia

UNITÀ TETTONICA DI MONTE SALICI

Flysch numidico - membro Monte Salici

La successione tettono-stratigrafica sarà descritta dal basso verso l'alto, separando le unità tettoniche della catena dai depositi marini neogenici discordanti su di esse (v. Schema cronostatigrafico del sedimentario in carta). Infine verranno descritti i prodotti del distretto vulcanico del Monte Etna e i depositi continentali quaternari.

2. - UNITÀ TETTONICHE DELLA CATENA (UNITÀ SICILIDI)

Le Unità Sicilidi *s.l.* occupano la posizione strutturale più elevata nell'ambito dell'edificio a falde della Catena Appenninico-Maghrebide. Esse si sono originate nel Paleogene come cuneo di accrezione, in seguito allo scollamento delle coperture sedimentarie dal pavimento oceanico neotetideo ubicato in posizione intermedia rispetto ai paleomargini africano e calabride, a causa della convergenza che ha prodotto l'orogenesi alpina (ROURE *et alii*, 1990; FINETTI *et alii*, 1996) e successivamente sono state trasportate *in toto* sui paleodomini più esterni. Nell'ambito della Catena Appenninico-Maghrebide, questa unità tettonica (ex Complesso Sicilide di OGNIBEN, 1960) comprende successioni di bacino profondo di età dal Cretacico inferiore al Miocene medio.

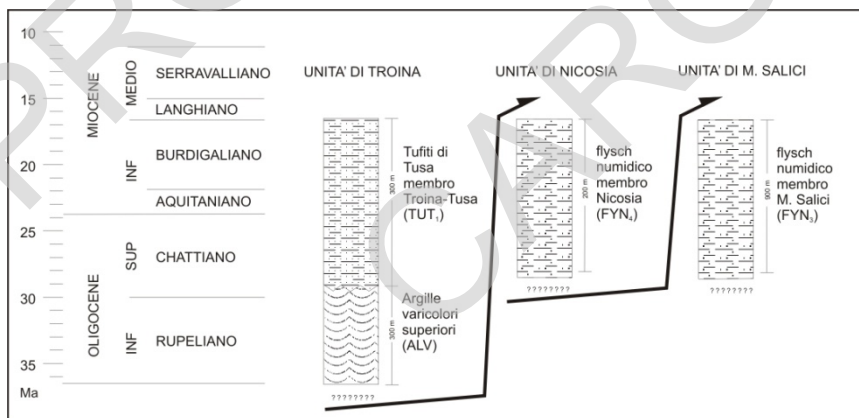


Fig. 6 – Schema tettono-stratigrafico delle Unità Sicilidi affioranti nel Foglio M. Etna.

Le Unità tettoniche Sicilidi affiorano estesamente nel settore occidentale del Foglio “Monte Etna” dove sono state distinte tre unità che mostrano caratteri stratigrafici e posizioni strutturali differenti. Ciò significa che in origine esse occupavano posizioni paleogeografiche adiacenti nell'originario bacino oceanico

e che al momento del loro coinvolgimento nel sistema a *thrust* le successioni più interne sono andate ad accavallarsi via via su quelle più esterne che attualmente occupano una posizione strutturale più bassa. Le diverse unità sono costituite da successioni sedimentarie comprese tra l'Oligocene e il Langhiano, generalmente scollate dall'originario substrato mesozoico-paleogenico lungo orizzonti oligocenici e ricoperte in discordanza da una successione torbidaica del Miocene medio (Formazione di Reitano), non affiorante nell'area rilevata. Dall'interno verso l'esterno e dall'alto verso il basso, affiorano le Unità tettoniche di Troina, di Nicosia e di Monte Salici (Fig. 6). In particolare, le Unità di Nicosia e Monte Salici sono caratterizzate da successioni quarzarenitiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore attribuibili al flysch numidico (FYN). Quest'ultimo forma un'unità litostratigrafica costituita da diversi membri, ognuno dei quali caratterizzato da successioni leggermente differenti, attribuiti alle corrispondenti unità tettoniche. A differenza della Unità di Monte Salici e Nicosia, alla base della Unità di Troina è possibile riconoscere l'originario substrato oligocenico costituito da argille varicolori, le quali passano verso l'alto ad una successione silicoclastica, ricca di detrito vulcanico (Tufiti di Tusa), che nell'originario bacino di sedimentazione sicilide doveva occupare una posizione laterale e più interna rispetto al flysch numidico.

2.1 - UNITÀ TETTONICA DI MONTE SALICI

Questa unità è rappresentata esclusivamente da un'alternanza argilloso-arenacea di età Oligocene superiore-Langhiano (GIUNTA, 1985; LENTINI *et alii*, 1990b) ascrivibile al flysch numidico (membro Monte Salici), 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). Quest'unità affiora estesamente nel settore occidentale del Foglio "Monte Etna", nelle cime più elevate (Serra di Vito, Grotta Fumata, Fig. 7) e lungo la valle del Fiume Salso, spesso raddoppiata da sovrascorrimenti secondari e deformata da faglie trascorrenti che ne hanno determinato l'accostamento a unità differenti.



Fig. 7 – Affioramento di flysch numidico lungo la dorsale Monte Salici-Monte Revisotto. Sono evidenti i banchi quarzarenitici intercalati nella successione arenaceo-pelitica. Sullo sfondo il vulcano Etna.

2.1.1. – Flysch numidico - membro Monte Salici (FYN₃)

Successione data da un'alternanza di argille bruno-tabacco e di quarzareniti bruno-giallastre in strati decimetrici. Alla base è presente un intervallo, di modesto spessore e pertanto non cartografabile, di argilliti nere con rari livelli calcareo-marnosi di colore grigio-biancastro. Nella successione si trovano intercalate bancate potenti fino a 20 metri per amalgamazione (FYN_{3a}). Le areniti hanno composizione quarzosa omogenea, da fine a ruditica grossolana (Fig. 8), 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. Nella parte alta della successione (Fig. 7) il rapporto bancate quarzarenitiche / alternanza pelitico-arenacea è di circa 2:1. Nelle bancate (Fig. 8), costituite da depositi di flusso gravitativo con scivolamento in massa e colate di detrito, sono stati riscontrati diversi livelli conglomeratici a matrice arenitica con clasti di composizione quarzosa, arrotondati e con granulometria non superiore ai 4 mm.

Le argille nere sono caratterizzate da microfaune a *Globigerinoides primordius* Blow & Banner, *Globigerinita dissimilis ciproensis* (Blow &

Banner), *Paragloborotalia* gr. *kugleri* (Bolli), distribuite tra l'Oligocene superiore e il Miocene inferiore (IACCARINO, 1985). Le argille apicali contengono microfaune a *Globigerinoides trilobus* (Reuss), *G. bisphaericus* Todd, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins) *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy), *Globorotalia continuosa* Blow, *Globorotalia fohsi peripheroronda* Blow & Banner di età Burdigaliano superiore-Langhiano (IACCARINO, 1985).



Fig. 8 – Particolare di una bancata quarzarenitica affiorante a Grotta Fumata con strutture di flusso gravitativo (fughe d'acqua) e clay chips alla base.

Le argille dei livelli sommitali contengono associazioni a nannofossili calcarei caratterizzate da *Discoaster variabilis* Martini & Bramlette, *Helicosphaera ampliapertura* Bramlette & Wilcoxon, *H. carteri* (Wallich), *Sphenolithus heteromorphus* Deflandre, della biozona MNN4a (FORNACIARI *et alii*, 1996) attribuibile al Burdigaliano superiore.

La successione affiora prevalentemente nel settore centrale dell'area rilevata con uno spessore massimo di circa 800-900 m. In base al contenuto microfaunistico la successione descritta è attribuibile ad un'età compresa tra l'Oligocene superiore ed il Burdigaliano.

2.2. - UNITÀ' TETTONICA DI NICOSIA

Tra le successioni di flysch numidico affioranti, quella dell'unità di Nicosia è la più elevata strutturalmente. Rappresenta la successione più esterna dell'originario bacino oceanico tetideo (dominio sicilide), raggiunto nell'Oligocene superiore dalla sedimentazione numidica (GIUNTA, 1985; LENTINI *et alii*, 1990b). Nell'adiacente Foglio "Randazzo" essa è costituita da una successione pelitica basale estremamente caotica di età oligocenica (argille varicolori) e da una superiore comprendente torbiditi silicoclastiche (flysch numidico). Nell'area del Foglio "Monte Etna" essa è costituita esclusivamente dal flysch numidico affiorante tra il Fiume di sotto di Troina e il Simeto, dove poggia in ricoprimento tettonico sull'Unità di M. Salici ed è dislocata da faglie trascorrenti.

2.2.1. - *Flysch numidico - membro Nicosia (FYN₄)*

Rappresenta la porzione sommitale dell'Unità di Nicosia e affiora in lembi di estensione limitata nell'area del Castello di Spanò tra le Unità di Troina e di Monte Salici. E' costituita da un'alternanza di argille brune silicifere con sottili interstrati siltitici, in intervalli di spessore da metrico a decametrico, e di quarzoareniti bruno-giallastre in strati da spessi fino a megastrati di 5-7 metri per amalgamazione (FYN_{4a}), a geometria lenticolare con base erosiva e impronte da corrente e da carico (*groove-flute* e *load cast*). 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. Le bancate numidiche si presentano estremamente fratturate con livelli di breccie tettoniche di frizione lungo le numerose strutture di taglio. I livelli apicali della successione sono caratterizzati da intercalazioni di strati di calcari marnosi e marne con liste di selce.

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 cementate.

All'analisi micropaleontologica l'alternanza è risultata sterile 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 *Globorotaloides stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan, *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins)

Globigerinoides subquadratus Brönnimann, *G. trilobus* (Reuss), che permettono di attribuire questi terreni al Miocene inferiore.

Lo spessore della formazione è difficilmente valutabile a causa delle numerose elisioni tettoniche. Lo spessore massimo affiorante calcolato nell'area del Castello di Spanò è di circa 200 m.

2.3. - UNITÀ' TETTONICA DI TROINA

Tra le unità sicilidi rilevate, quella di Troina è la più elevata tettonicamente. Essa è costituita da una successione dell'Oligocene-Miocene inferiore, scollata dai livelli cretaceo-eocenici e caratterizzata da un intervallo basale prevalentemente pelitico (argille varicolori superiori) evolvente verso l'alto agli orizzonti terrigeni delle Tufiti di Tusa. Affiora nel settore nord-occidentale del Foglio in ricoprimento tettonico sulle unità di Nicosia e M. Salici.

2.3.1. - Argille varicolori superiori (ALV)

Si tratta di argilliti verdi e rosso vinaccia scagliettate con intercalazioni di siltiti micacee rosse, grigie e verdi, areniti a clasti metamorfici e calcisiltiti e calcareniti grigie in strati sottili e medi. Presentano numerose zone di taglio caratterizzate dalla presenza di litoni di calcisiltiti e calcareniti inglobati in una matrice pelitica con struttura cataclastica. Lo spessore apparente, estremamente variabile per tettonizzazione, varia da 200 a 300 m. Costituiscono interi versanti soggetti a frequenti dissesti e mascherati da coperture detritiche che impediscono una campionatura in serie.

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 *Tubotumaculum* e foraminiferi planctonici quali *Globigerinoides primordius* Blow & Banner, *Globoquadrina praedehiscens* (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 *C. floridanus* e *C. pelagicus*), l'età attribuita è Oligocene superiore sulla base del confronto con le associazioni a foraminiferi.

2.3.2. – *Tufiti di Tusa – membro pelitico-siltitico (TUT₂)*

Le argille varicolori evolvono verso l'alto al membro pelitico-siltitico della formazione delle tufiti di Tusa (OGNIBEN, 1964). Sotto questo termine vengono riunite le successioni torbiditiche sicilidi di età oligo-miocenica indicate anche come Flysch di Tusa da GUERRERA & WEZEL (1974) e Flysch di Troina-Tusa da LENTINI *et alii* (1990a).

La successione è costituita da un'alternanza di argille marnose di colore grigio cenere in strati di spessore variabile e calcari marnosi biancastrini in strati con spessori da 20 cm ad 1 m, con livelli di calcareniti e calciruditi a macroforaminiferi gradate di colore nocciola (Fig. 9). Sono presenti intercalazioni di siltiti e arenarie micacee grigiastre, più frequenti nella parte medio-bassa della successione dove raggiungono spessori di alcuni metri 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.



Fig. 9 – Affioramento di Tufiti di Tusa lungo il Fiume di sotto di Troina

Affiora con una certa continuità nel settore nord-occidentale del Foglio, tra il Torrente San Cristoforo e il Fiume di sotto di Troina (Fig. 9), dove raggiunge

uno spessore di circa 300 m. La continuità laterale è interrotta verso est da faglie trascorrenti.

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. Al tetto degli strati torbiditici raramente sono presenti emipelagiti rappresentate da argilliti nere a volte silicifere in strati molto sottili. 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 del Cretacico superiore ed eo-oligoceniche con altre di età oligo-miocenica. Le associazioni più significative rinvenute nei livelli apicali sono costituite da *Globorotalia* cfr. *praescitula* Blow, *Globigerinoides subquadratus* Bronnimann, *G. trilobus* (Reuss), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), *Globigerinita glutinata* (Egger) e *Catapsidrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan, riferibili al Burdigaliano superiore (Zona a *Globigerinoides trilobus*, BIZON & BIZON, 1972).

La formazione è stata campionata in dettaglio, per lo studio dei nannofossili calcarei in località Bolo Fiorentino, dove poggia in continuità sulle argille varicolori superiori. Tutti i campioni esaminati contengono un'elevata percentuale di specie riferibili all'Eocene (*Ericsonia formosa* (Kamptner), *Istmolithus 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). I livelli sommitali contengono associazioni a nannoflore 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 cretacee (*Arkhangelskiella cymbiformis* Vekshina, *Micula* spp.). Sono comunque presenti alcune specie, quali ad esempio *Helicosphaera carteri*, abbastanza comune nell'associazione, che consente di riferire i livelli campionati al Miocene inferiore (limite Aquitaniano-Burdigaliano) (Biozona MNN2a, FORNACIARI & RIO, 1996).

Nei diversi campioni analizzati il contenuto a foraminiferi mostra una mescolanza di faune di età Cretacico superiore ed eo-oligocenica con altre di età

oligo-miocenica. Le associazioni più significative rinvenute nei livelli apicali sono costituite da *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann, *G. trilobus* (Reuss), *Globoquadrina dehiscens* (Chapman, Parr & Collins), e *Catapsydrax stainforthi* Bolli, Loeblich & Tappan, riferibili al Burdigaliano superiore (Zona a *Globigerinoides trilobus* (IACCARINO 1985).

L'età complessiva della formazione è Chattiano-Burdigaliano.

3. - DEPOSITI MARINI NEOGENICI

Al tetto delle unità sopradescritte poggiano in netta discordanza depositi tortoniani, evaporiti messiniani e depositi del Pliocene inferiore-medio, in cui si intercalano a vari orizzonti stratigrafici livelli di argille brecciate (Fig. 10). Queste successioni si sono depositate in bacini satelliti ubicati sopra le unità strutturate durante le fasi collisionali neogeniche (LENTINI *et alii*, 1990b; BUTLER & GRASSO, 1993; BUTLER *et alii*, 1995a, 1995b).

I depositi neogenici affiorano nel settore sud-occidentale del Foglio "Monte Etna", lungo il settore orientale della sinclinale di Leonforte-Centuripe fino alla valle del F. Simeto.

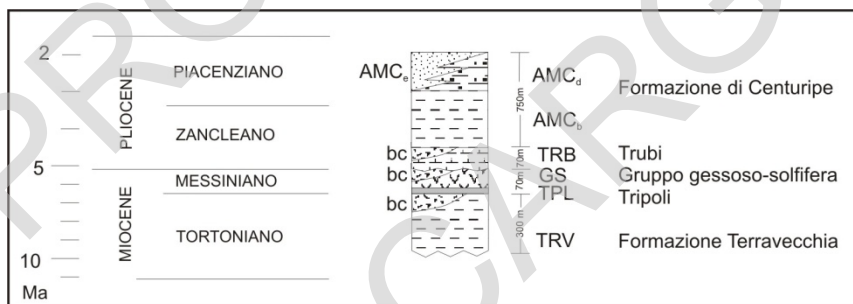


Fig. 10 – Schema stratigrafico delle successioni marine neogeniche affioranti nel Foglio M. Etna. Nella colonna sono evidenziate le intercalazioni di argille brecciate (bc) a diversi livelli.

3.1. ARGILLE BRECCIATE (bc)

In Sicilia centrale, le successioni del Miocene superiore-Pleistocene coinvolte nel sistema a *thrust* Neogenico-Quaternario sono caratterizzate dalla presenza diffusa di livelli di argille brecciate, costituite da breccie argillose, con tessitura

da brecciata a cataclastica, contenenti diversi blocchi esotici di diversa natura. Questi corpi sono il prodotto di scivolamenti gravitativi di masse argillose (olistostromi) dai fianchi di bacini sospesi sulle falde in movimento, talora per mobilizzazione di nuclei antiformali (OGNIBEN, 1954) o, secondo le interpretazioni più recenti, di processi di *mud-diapirism* che, ancora oggi attivi nelle aree frontali dell'orogene, hanno accompagnato i fenomeni di migrazione del cuneo tettonico Neogenico-Quaternario (MONACO & TORTORICI, 1996; CATALANO *et alii*, 2002). Le argille brecciate sono state distinte da OGNIBEN (1954) in cinque distinti orizzonti, intercalati a termini via via più recenti delle successioni sin-tettoniche, a partire dal Tortoniano superiore.

Nell'area di Centuripe corpi lenticolari di argille brecciate di colore variabile sono diffusamente intercalati a vari livelli in tutta la successione neogenica. Questi corpi presentano spessore variabile da pochi fino a qualche centinaio di metri e sono costituiti da breccie argillose caratterizzate da associazioni microfaunistiche di differenti età ed ambienti, contenenti blocchi di diverse formazioni. I terreni che maggiormente hanno contribuito alla formazione delle argille brecciate sono le argille brune umide ed in parte quelle sicilidi, nonché le formazioni mio-plioceniche, a seconda dell'orizzonte di inserimento.

Dal punto di vista geometrico, le argille brecciate formano delle intercalazioni lenticolari a diverse altezze stratigrafiche (Fig. 10), in particolare al tetto della formazione Terravecchia, all'interno del Gruppo Gessoso-solfifero e al tetto dei Trubi (v. sotto). Corpi di limitata estensione, con giacitura parallela alla stratificazione, si sviluppano localmente, a partire dai corpi principali. In alcuni casi questi sono caratterizzati da contatti bruschi (Fig. 11), generalmente sub-verticali, che troncano la stratificazione delle rocce ospitanti e a volte anche i limiti tra le diverse formazioni, formando dicchi intrusi all'interno delle rocce ospitanti, di ampiezza variabile dal decimetro alle centinaia di metri. I contatti principali sono caratterizzati da diffuse strutture di flusso determinate dalla rimobilizzazione della matrice argillosa. L'insieme di questi caratteri conferma il carattere diapirico delle argille brecciate, come suggerito da MONACO & TORTORICI (1996) e CATALANO *et alii* (2002) e non permette di distinguere i differenti livelli di Ogniben (1954).



Fig. 11 – Contatto brusco, con evidenti strutture di flusso, tra le argille brecciate e i calcari del Gruppo Gessoso-solfifero a sud-est di Centuripe. Si noti la struttura brecciata delle argille.

3.2. - FORMAZIONE DI CASTELLANA SICULA (SIC)

Argille siltoso-marnose e marne argillose di colore grigio, a stratificazione indistinta, affioranti ad est di Centuripe. La base della formazione non affiora e lo spessore raggiunge 200 m circa. Passano verso l'alto in apparente continuità alle marne argillose e sabbie della formazione Terravecchia (v. sotto).

Nei livelli basali si rinvencono associazioni a nannofossili con *Helicosphaera carteri*, *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Discoaster variabilis* del Langhiano superiore (biozona MNN5b) e a foraminiferi con *Globoquadrina dehiscens*, *Dentoglobigerina altispira* (Cushman and Jarvis), *Globigerinoides trilobus*, *Globorotalia peripheroronda* Blow ed *Orbulina suturalis* Brönnimann riferibile alla Zona ad *Orbulina suturalis-Gl. peripheroronda* (FORESI *et alii*, 1998). Livelli intermedi contengono nannofossili caratterizzati da *Calcidiscus macintyreii*, *Discoaster cf. kugleri*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (biozona MNN7) e da i seguenti foraminiferi planctonici: *Paragloborotalia mayeri* (Cushman and

Ellisor), *Globorotalia menardii* (Parker, Jones & Brady), *Globigerinoides subquadratus* Brönnimann, *Paragloborotalia siakensis* (Le Roy) e *Paragloborotalia partimlabiata* Ruggieri & Sprovieri (Zona a *Paragloborotalia partimlabiata*, FORESI *et alii*, 1998) del Serravalliano. I termini sommitali sono riferibili al Tortoniano inferiore per la presenza di *Discoaster bellus* e *Helicosphaera stalis* (biozona MNN8b) e per la presenza di *Neogloboquadrina acostaensis* e *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli (Zona a *N. acostaensis*, SPROVIERI *et alii*, 2002, v. anche FORESI *et alii*, 1998). In base al contenuto microfaunistico la successione descritta è attribuibile ad un'età compresa tra il Langhiano superiore ed il Tortoniano inferiore.

3.3. - FORMAZIONE TERRAVECCHIA (TRV)

I terreni del Tortoniano superiore sono rappresentati dalla formazione Terravecchia (SCHMIDT DI FRIEDBERG, 1962), costituita da una monotona sequenza di marne argillose grigio-azzurre o brune con intercalazioni di strati o banchi di sabbie quarzose giallastre con livelli conglomeratici, potenti fino ad alcune decine di metri, che diventano prevalenti nell'intervallo sommitale (TRV_a). La formazione è caratterizzata da notevole variabilità di facies e di spessori, la cui distribuzione permette di individuare sia le zone di margine che quelle depocentrali degli originari bacini localizzati nelle depressioni strutturali tra i principali fronti di accavallamento. In Sicilia centro-settentrionale questa formazione presenta facies di ambiente fluviale e deltaico prossimale, mentre verso sud passa a facies di prodelta e quindi a facies terrigene di mare aperto.

I conglomerati presentano clasti eterometrici da piatti a sferici, arrotondati, di natura sia sedimentaria che cristallina di vario grado metamorfico. La facies dei conglomerati suggerisce una deposizione in sistemi fluviali anastomizzati, con larghi settori di non deposizione dovuti a *by-pass* di materiale fluviale (BUTLER & GRASSO, 1993).

Ai fianchi della sinclinale di Centuripe la formazione è costituita prevalentemente dalla facies marnosa, mentre lungo la valle del Fiume Simeto prevalgono le bancate sabbioso-conglomeratiche alternate ad argille e silt. La base della formazione, discordante sul substrato, è eterocrona e caratterizzata, nelle aree di bacino, da appoggi di tipo *on-lap* su alti strutturali, in prossimità dei quali si assiste anche alla progressiva chiusura della stessa. Lo spessore massimo affiorante è di circa 300-400 m.

L'attribuzione al Tortoniano superiore è basata sulla presenza di associazioni a nannofossili costituite da *Discoaster brouweri* Tan, *D. pentaradiatus* Tan, *D. quinqueramus* Gartner, *D. pseudovariabilis* Martini & Worsley, *D. variabilis*, *Helicosphaera carteri*, *H. stalis* Theodoridis, *Geminolithella rotula* (Kamptner) (Biozona MNN11a di RAFFI *et alii*, 2003) e da microfaune a

Neogloboquadrina acostaensis Blow sinistrorsa e destrorsa , *Turborotalita quinqueloba* Natland *Globigerinoides obliquus obliquus* Bolli, *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli & Bermudez, *Globigerinoides trilobus* (Reuss) e *Globorotalia suterae* Catalano & Sprovieri della Zona a *Globigerinoides obliquus extremus* (Foresi et alii., 1998).

Ad est di Centuripe, al tetto della formazione Terravecchia poggiano brecce argillose (argille brecciate, **bc**) di colore bruno, spesse fino a 200 m, inglobanti olistoliti eterometrici e poligenici di quarzareniti numidiche e lembi di argille varicolori (AB2 di OGNIBEN, 1954).

3.4. - TRIPOLI (TPL)

La formazione Terravecchia passa gradualmente verso l'alto al Tripoli, una successione di diatomiti bianche laminate, fissili, ricche di coccolitoforidi e dinoflagellati con resti di pesci teleostei (*Bregmceros* sp., *Myctophum* sp. e *Syngnathus* sp.), talora alternate a peliti fogliettate bituminose e marne diatomitiche laminate di colore biancastro con abbondanti foraminiferi planctonici. Questa unità litostratigrafica, caratteristica di ambienti anossici, rappresenta il passaggio da condizioni di sedimentazione marina a tipiche condizioni evaporitiche.

La formazione affiora lungo il fianco sud-occidentale della sinclinale di Centuripe dove raggiunge lo spessore massimo di 30 m.

Le microfaune, ove presenti, hanno carattere oligotipico con prevalenti individui di *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ, oltre a *Turborotalita multiloba* (ROMEO), *Neogloboquadrina acostaensis* destrorsa (BLOW), *Bulimina aculeata* D'ORBIGNY, *B. echinata* D'ORBIGNY e *Brizalina dentellata* (TAVANI) della Zona Indistinta (IACCARINO & SALVATORINI, 1982) del Messiniano.

3.5. - GRUPPO GESSOSO-SOLFIFERO (GS)

Nel Foglio "Monte Etna" affiora la successione evaporitica tipica del Messiniano denominata "Gruppo Gessoso-solfifero" (Serie Gessoso-solfifera *p.p.* di OGNIBEN, 1957). In Sicilia questo gruppo comprende due formazioni, la formazione di Cattolica seguita dalla formazione di Pasquasia, corrispondenti rispettivamente al I° e II° ciclo evaporitico di DECIMA & WEZEL (1970). La successione evaporitica rilevata è riferibile per le sue caratteristiche litologiche alla formazione di Cattolica (GTL). Essa è costituita dal membro calcareo (GTL₁) e da quello selenitico (GTL₂), cui si intercalano corpi lenticolari di argille brecciate. La serie completa affiora lungo il fianco sud-occidentale della

sinclinale di Centuripe, mentre verso est gli affioramenti sono resi discontinui dalle numerose intercalazioni di argille brecciate (Fig. 11). La successione può essere riferita al Messiniano per la posizione stratigrafica.

3.5.1. – *Formazione di Cattolica - Calcare di base (GTL₁)*

Sulla formazione Terravecchia o direttamente sulle argille brecciate, e solo localmente sul Tripoli, poggiano calcari microcristallini di colore bianco-grigiastro, a struttura da massivi a sottilmente laminati, a luoghi con fantasmi di cristalli selenitici e con sottili lenti di breccie calcaree monogeniche a cemento calcitico. Il litotipo prevalente è dato da laminiti carbonatiche spesso stromatolitiche, che suggeriscono ambienti deposizionali peritidali o lagunari (GRASSO & LA MANNA, 1990).

Affiorano a sud-est di Centuripe e a ovest di Monte Criscina in banchi talora disarticolati spessi fino a 40 m.

3.5.2. – *Formazione di Cattolica - Membro selenitico (GTL₂)*

Sul calcare di base o direttamente sui termini sottostanti (f.ne Terravecchia, Tripoli, argille brecciate) poggiano gessi microcristallini sottilmente laminati (ritmiti), in strati fino a 1 m, e gessi massivi ricristallizzati in grossi elementi geminati, stratificati in banchi di dimensione metriche, talora alternati ad argille gessose di colore bruno.

Affiorano in modo continuo e in successione sul Tripoli lungo il fianco sud-occidentale della sinclinale di Centuripe, dove raggiungono spessori di 50 m, mentre a sud-est di Centuripe (Fig. 12) formano livelli discontinui e di spessore ridotto tra le argille brecciate (bc). Queste sono intercalate sia alla base che al tetto dei gessi (AB₃ di OGNIBEN, 1954) e sono caratterizzate da olistoliti di flysch numidico e del Gruppo Gessoso-solfifero all'interno della massa pelitica.

3.6. - TRUBI (TRB)

Nell'area del Foglio, affiorano tra Salina Petroso e M. Pulicara, sul fianco meridionale della sinclinale di Centuripe.

Al tetto dei termini evaporitici, talvolta con l'interposizione di argille brecciate, poggia con contatto discordante la successione pelagica dei Trubi costituita da un'alternanza di calcari marnosi e marne di colore bianco a globigerine, in strati decimetrici a frattura concoide spesso molto fratturati. Localmente al tetto della formazione compaiono argille brecciate (**bc**), costituite

da frammenti di calcari marnosi bianchi appartenenti ai Trubi stessi, oppure da elementi argillosi appartenenti a tutti i termini sottostanti (AB4 di OGNIBEN, 1954).

I Trubi affiorano in modo continuo lungo i fianchi sud-occidentale e meridionale della sinclinale di Centuripe (Fig. 12) dove raggiungono spessori di 70 m. A sud-est di Centuripe formano livelli discontinui e di spessore ridotto tra le argille brecciate.



Fig. 12 – Successione neogenica lungo il fianco meridionale della sinclinale di Centuripe costituita da argille brecciate (bc), gessi (GTL₂), Trubi (TRB, Argille marnose di Centuripe (AMC_b) e alternanza marnoso-arenacea (AMC_d). Le linee tratteggiate 1, 2, 3, indicanti rispettivamente la stratificazione dei Trubi, della Argille marnose e dell'alternanza marnoso-arenacea, evidenziano la convergenza progressiva intrabacinale dei depositi pliocenici.

Le associazioni a foraminiferi sono caratterizzate, nei livelli basali della successione, da *Sphaeroidinellopsis seminulina* e *Globorotalia margaritae* (biozona MPI2 di CITA, 1975) e nei livelli sommitali da *Globorotalia margaritae* e *Globorotalia puncticulata*, (biozona MPI3); associazioni a nannofossili caratterizzate da *Calcidiscus macintyreii* (Bukry & Bramlette), *C. leptopus*

(Murray & Blackman), *Discoaster brouweri*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus* Martini & Bramlette, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii* Bukry & Bramlette, *Reticulofenestra pseudoumbilicus* (Gartner), *Sphenolithus* spp. (biozone MNN12-MNN13 di RIO *et alii*, 1990). L'età della formazione è pertanto Zancleano (Pliocene inferiore).

3.7. – FORMAZIONE DI CENTURIFE (AMC)

Nell'area di Centuripe, in discordanza sui Trubi, sul Gruppo Gessoso-solfifero, talvolta direttamente sulla formazione Terravecchia e sul flysch numidico dell'Unità di M. Salici, poggia la formazione Centuripe, unità litostratigrafica costituita da varie litofacies da silicoclastiche a bioclastiche in rapporto di eteropia latero-verticale. Si tratta di depositi detritici d'ambiente marino con estrema variabilità delle facies e la cui trasgressione basale sui depositi evaporitici è rappresentata dai Trubi che chiudono la crisi di salinità messiniana. Queste sequenze argilloso-marnose e sabbioso-conglomeratiche si sono deposte in un bacino satellite di età pliocenica (ciclo pliocenico di DI GRANDE *et alii*, 1976).

A nord di Centuripe la formazione poggia direttamente sul substrato tramite una base costituita da *conglomerati grigi* (AMC_a) ad elementi prevalentemente quarzarenitici ed abbondante matrice sabbiosa, ricchi in ostreidi, in eteropia verso sud con le argille marnose. Lo spessore massimo dei conglomerati è di 60 m mentre quello delle argille marnose è di 400 m. Verso l'alto i conglomerati passano gradualmente ad una sequenza di argille marnose grigio-azzurre denominate *argille marnose di Centuripe* (AMC_b), grigio-biancastre all'alterazione, a frattura concoide e a stratificazione poco evidente. La monotona successione di argille marnose è interrotta da rare *intercalazioni arenaceo-sabbiose* grigio-giallastre, spesse da pochi centimetri ad alcuni metri, cartografabili alla scala della carta solo quando raggiungono spessori di 10-20 m (AMC_c).

Lungo il fianco meridionale della sinclinale di Centuripe le argille marnose sembrano in continuità sui Trubi (Fig. 12) anche se i rapporti geometrici tra le due formazioni sono di non-parallelismo. Una fase di deformazione contrazionale intrabacinale al limite tra le due formazioni ha prodotto locali discordanze marcate da livelli di argille brecciate (ad es. a sud-est di Centuripe). La chiara convergenza progressiva intrabacinale riconosciuta nella stratificazione delle argille marnose di Centuripe consente di ricostruire una evoluzione in crescita del bacino sedimentario durante la formazione della sinclinale di Centuripe con una trasgressione e appoggio di tipo *on-lap* verso nord sui depositi pre-pliocenici e una regressione finale per colmamento verso sud.

Per quanto riguarda le argille marnose, esse sono caratterizzate da associazioni a nannofossili contenenti *Helicosphaera sellii*, *Discoaster asymmetricus* Gartner, *D. tamalis* Kamptner, *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, *Sphenolithus* spp., attribuibili alla biozona MNN14/15 e alla parte basale della successiva biozona MNN16a. La presenza di microfauna a *Globorotalia margaritae* Bolli & Bermudez e *Globorotalia puncticulata* (Deshayes) nei livelli basali direttamente sopra i Trubi e di *Globorotalia puncticulata*, *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny) nei livelli sommitali, permette di attribuire la litofacies alla biozona MPI4a (CITA, 1975), all'interno della quale si registra la scomparsa di *Globorotalia margaritae* (RIO *et alii*, 1994), riferibile alla parte alta dello Zancleano (Pliocene inferiore).

A sud di Centuripe (Fig. 12) le argille marnose si arricchiscono progressivamente verso l'alto di intercalazioni sabbioso-arenacee per cui diventa prevalente l'*alternanza marnoso-arenacea* (AMC_d). Si tratta di un intervallo caratterizzato da una regolare alternanza di livelli pelitici marnoso-siltosi, prevalenti verso il basso (Fig. 13), e di livelli psammitici arenaceo-sabbiosi, prevalenti verso l'alto. Le arenarie formano strati gradati giallastri decimetrici con numerose tracce di bioturbazione. La composizione dei clasti è in prevalenza quarzosa. L'analisi dell'associazione ad ostracodi (SCIUTO *et alii*, 2003) ha suggerito che l'ambiente deposizionale fosse situato nell'ambito del margine di un bacino evolvente dall'epibatiale superiore, in corrispondenza della parte alta della scarpata continentale. Questa facies forma un esteso corpo lenticolare, spesso fino a 320 m, con rapporti di diacronia verso ovest con le sottostanti argille marnose di Centuripe, mentre verso nord passa lateralmente a superiormente alle arenarie e sabbie giallastre.

Per quanto riguarda l'*alternanza marnoso-arenacea*, il contenuto in nannofossili è rappresentato da *Calcidiscus macintyreii*, *C. leptopus*, *Discoaster asymmetricus*, *D. brouweri*, *Discoaster intercalaris*, *D. pentaradiatus*, *D. surculus*, *D. variabilis*, *D. tamalis*, *Helicosphaera carteri*, *H. sellii*, della biozona MNN16a. La presenza di microfauna a comuni *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny), *Globigerinoides elongatus* (d'Orbigny), sporadico *Sphaeroidinellopsis seminulina* (Schwager) nella parte bassa, e la presenza di rare *Globorotalia bononiensis* Dondi e *Globorotalia crassaformis* nella parte alta permette di attribuire la litofacies alla Zona MPI4b (CITA, 1975), riferibile al Piacenziano (Pliocene medio).

Verso l'alto e lateralmente (Fig. 10) le argille marnose di Centuripe e l'*alternanza marnoso-arenacea* passano, per aumento della frazione psammitica o per infittimento dei banchi arenaci, alla litofacies delle *arenarie e sabbie gialle* (AMC_e), costituite da sabbie quarzose, arenarie e calcareniti bioclastiche giallastre. Attorno all'abitato di Centuripe si ha in basso una regolare successione di arenarie quarzose gradate grigio-giallastre di sabbie quarzose grossolane in

banchi metrici con giunti pelitici, talora marnoso-siltosi, di spessore fino ad alcuni decimetri. Localmente sono presenti lenti di breccie a clasti argilloso-marnosi di diametro fino a 20 cm. Verso l'alto i banchi arenacei raggiungono spessori fino a 10 metri e aumenta la componente bioclastica carbonatica con abbondanti ostreidi e pettinidi e numerose tracce di bioturbazione. L'analisi dell'associazione ad ostracodi (SCIUTO *et alii*, 2003) ha suggerito che l'ambiente deposizionale evolvesse verso batimetrie progressivamente inferiori fino alla piattaforma intermedia, al limite infra-circalitorale. Questa litofacies rappresenta la facies regressiva di chiusura del ciclo pliocenico e si sviluppa lungo tutta il nucleo della sinclinale di Centuripe. L'eteropia con l'alternanza marnoso-arenacea fa sì che a nord dell'abitato di Centuripe questa formazione poggia direttamente sulle argille marnose raggiungendo uno spessore massimo di circa 300 m.



Fig. 13 –Alternanza marnoso-arenacea della Formazione di Centuripe lungo il fianco meridionale della sinclinale di Centuripe.

Il contenuto in nannofossili delle arenarie e sabbie gialle è caratterizzato dalla costante presenza di *Discoaster asymmetricus* e *D. tamalis*, presenti fin nei livelli sommitali della successione, che definiscono la biozona MNN16a. L'associazione a foraminiferi è mediocrementemente conservata ed è presente anche un evidente rimaneggiamento dai Trubi e dalla parte basale della Formazione di Centuripe che maschera l'associazione in posto. Sono comunque presenti rari individui di *Globorotalia crassaformis* e *Globorotalia* cfr. *bononienis* che permettono di attribuire l'intervallo alla parte alta della biozona MPI4b (CITA,

1975), riferibile al Piacenziano (Pliocene medio). La sporadica presenza e la cattiva conservazione di *Sphaeroidinellopsis seminulina* non permettono di riconoscere il top della biozona.

4. – PRODOTTI DEL DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA (a cura di R. Cristofolini, C. Ferlito, A. Pappalardo e F. Petralia) E DEPOSITI ALLUVIONALI TERRAZZATI DEL BACINO DEL FIUME SIMETO

4.1. – PREMESSA

Con riferimento agli schemi esistenti sulla successione vulcanica etnea (cfr. ROMANO, 1982), nella zona oggetto del rilevamento sono segnalati prodotti riferibili alle Unità dei livelli tholeiitici basali, dei Centri Alcalini Antichi (CAA) e dei Centri dell'Ellittico (CE) e del Mongibello Recente (CMR). Nella stesura della nuova Carta geologica d'Italia, che prevede l'utilizzo delle unità stratigrafiche a limiti inconformi (UBSU), sono state individuate le seguenti unità: supersintemi, sintemi, unità litosomatiche ed unità litostratigrafiche. Per i depositi alluvionali, come già detto nel cap. 1, si è fatto ricorso a categorie senza formali connotazioni stratigrafiche basate sulla genesi dei depositi.

Nella legenda del Foglio i livelli tholeiitici basali, datati intorno a 300 ka (GILLOT *et alii*, 1994), sono riferiti alla formazione di Santa Maria di Licodia (LCD) del sintema Adrano (AAD). I prodotti precedentemente attribuiti ai CAA, formati tra circa 200 e 100 ka (GILLOT *et alii*, 1994; DE BENI *et alii*, 2005; BRANCA *et alii*, 2007), rientrano nella formazione Simeto (SIM) del sintema Timpe (TMP). Gli affioramenti già riferiti all'attività dei CE, che avrebbe avuto luogo tra circa 35 ka e 15 ka (KIEFFER, 1979; ROMANO, 1982; CORTESI *et alii*, 1988; GILLOT *et alii*, 1994), rientrano nel sintema Concazze (CZZ) che comprende le unità più avanti illustrate. I prodotti dell'attività più recente dell'Etna (già CMR) sono riferiti alla formazione Torre del Filosofo (UTF) del sintema Il Piano (ILP).

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.

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 geochimiche specifiche del magmatismo etneo, come il basso tenore in TiO_2 o il relativamente alto contenuto in Al_2O_3 (cfr. CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982), che ne evidenziano una modesta affinità verso termini di serie calc-alkalina. 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-alkali 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 ad 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.

4.2. – QUADRO COMPARATIVO TRA LE UNITÀ

Il Foglio “Monte Etna” comprende l'area occidentale del vulcano etneo dove affiorano vulcaniti a partire dai crateri sommitali fino al fondovalle del Simeto. Gli Autori che nell'ultimo ventennio hanno descritto i prodotti vulcanici ricadenti nel Foglio, ed in generale nell'area etnea, hanno usato come base della loro classificazione unità vulcanostratigrafiche, definite informalmente in ROMANO (1982). In base ai criteri proposti per il rilevamento geologico dei fogli della nuova Carta Geologica d'Italia i prodotti vulcanici rilevati nel Foglio “Monte Etna”, relativi all'attività di più centri di emissione, sono stati raggruppati in quattro sintemi e/o litosomi, ognuno dei quali comprende una o più unità.

I termini più antichi sono riferiti alla formazione S. Maria di Licodia (**LCD**), appartenente al sintema Adrano. Tale formazione è costituita dalle lave della serie tholeiitica, affioranti nella zona di Adrano, Biancavilla e Santa Maria di Licodia in corrispondenza di una superficie terrazzata ubicata tra 600 e 400 m di

quota s.l.m. I prodotti potrebbero avere origine da attività fissurale relativa a periodi precedenti alla formazione dei primi apparati vulcanici centrali a carattere alcalino; l'età di circa 300 ka è stata ottenuta per mezzo di datazioni radiometriche con metodi K/Ar (GILLOT *et alii*, 1994).

Al di sopra delle lave tholeiitiche, giacciono le lave attribuite alla formazione Simeto (**SIM**) appartenenti al sistema Timpe. Queste lave sono profondamente incise dalla valle fluviale del Simeto e sono disposte su più ordini di terrazzi fluviali a quote comprese tra i 300 m e i 150 m s.l.m. Si tratta di espandimenti lavici con caratteri decisamente alcalini e basici, con morfologie fortemente degradate; laddove visibili le morfologie sono di tipo *pahoehoe*, attribuibili quindi a lave poco viscosi. 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. L'età di questi prodotti è compresa tra i 200 ed i 100 ka (GILLOT *et alii*, 1994 ; DE BENI *et alii*, 2005; BRANCA *et alii*, 2007). Nella letteratura precedente (CARTA GEOLOGICA DEL M. ETNA, 1979) le lave di questi "terrazzi" erano state attribuite in modo non distinto all'unità vulcanostratigrafica dei centri alcalini antichi (CAA). Tale unità (ROMANO, 1982) dovrebbe comprendere quelle rocce che stratigraficamente rappresentano 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.

I prodotti qui attribuiti al sistema Concazze (**CZZ**), 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) ed in ROMANO (1982). L'asse di tale centro eruttivo è localizzato all'interno della caldera dell'Ellittico: nel versante culminante a Punta Lucia (2932 m s.l.m.) affiora la porzione nord-occidentale di tale centro eruttivo. L'età complessiva del sistema, da datazioni su campioni prelevati in zone ricadenti in parte al di fuori del Foglio copre l'intervallo 35-15 ka (KIEFFER, 1979; ROMANO, 1982; CORTESI *et alii*, 1988; GILLOT *et alii*, 1994). Nell'ambito del Foglio tale sistema è costituito da tre formazioni: formazione Piano Provenzana (**UPP**), formazione Portella Giumenta (**GUM**) e formazione Contrada Ragaglia (**UCG**).

Al di sopra dei prodotti del sistema Concazze affiorano i prodotti, successivi al collasso calderico dell'Ellittico, attribuiti al sistema Il Piano (**ILP**). Le vulcaniti affioranti nel Foglio, qui riferite al sistema 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. Attualmente l'età complessiva del sistema si ritiene più estesa e comprende tutti i prodotti emessi tra la fine dell'Ellittico (15 ka) e l'attuale. Questo sistema è costituito da un'unica unità litostratigrafia e cioè la formazione Torre del Filosofo (UTF).

4.3. - SINTEMA ADRANO (AAD)

Tale sistema è costituito da un'unità litostratigrafica rappresentata da espandimenti lavici tholeiitici che poggiano su una superficie terrazzata ubicata prevalentemente lungo il versante sinistro della valle del Fiume Simeto tra 600 e 400 m di quota s.l.m. (datati circa 300 ka, GILLOT *et alii*, 1994). Questi prodotti potrebbero essere stati originati da attività fissurali relative a periodi precedenti l'individuazione dei primi apparati vulcanici centrali dell'area etnea. Il letto di tali espandimenti lavici è infatti rappresentato dal basamento sedimentario, mentre il tetto costituisce un livello terrazzato e ricoperto da conglomerati e/o dai successivi prodotti vulcanici.

4.3.1. – *Formazione Santa Maria di Licodia* (LCD)

I termini più antichi della successione vulcanica nell'area in studio sono costituiti da lave di serie tholeiitica, a tessitura porfirica con fenocristalli di plagioclasio e olivina (ATZORI, 1966). Si tratta delle bancate laviche, ad andamento tabulare leggermente inclinato verso sud-est, affioranti direttamente sul substrato sedimentario in corrispondenza dell'abitato di Adrano, Biancavilla e S. Maria di Licodia (Fig. 14). In particolare queste lave poggiano su una spianata d'erosione di probabile origine alluvionale (paleo-Simeto) situata tra 600 e 430 m s.l.m., e sono a loro volta ricoperti da depositi alluvionali terrazzati (b_{nc} , vedi sotto), formando una parete rocciosa sospesa fino a 350 m sull'attuale valle del F. Simeto. Lungo la parete lavica sono esposte due colate sovrapposte spesse nel complesso circa 25-30 m. I prodotti tholeiitici rappresentano probabilmente il risultato di attività fissurale in epoca antecedente la formazione dei primi centri eruttivi etnei di serie alcalina (ROMANO, 1982). L'età di questi prodotti è circa 300 ka, ottenuta tramite datazione radiometrica con il metodo K/Ar (GILLOT *et alii*, 1994).



Fig. 14 – Appoggio delle lave della formazione Santa Maria di Licodia sul substrato sedimentario (formazione Terravecchia) ad ovest di Adrano. Al tetto poggia un sottile livello di depositi alluvionali terrazzati b_{nc} .

L'affioramento di basalti tholeiitici nei pressi di S. Maria di Licodia è ricoperto dai depositi alluvionali terrazzati del paleo-Simeto (b_{nc}) e da colate laviche più recenti (UPP). Le lave di Santa Maria di Licodia affiorano a sud dei suddetti centri abitati e sono ricoperte, oltre che dai depositi alluvionali terrazzati del paleo-Simeto (b_{nc}), da colate laviche più recenti (SIM e UPP).

Caratteri petrografici: Esistono delle variazioni composizionali tra le vulcaniti della zona di S. Maria di Licodia e quelle dei dintorni di Biancavilla-Adrano. Al microscopio le prime lave presentano una struttura che varia da afirica ad oligofirica, e con tessitura granulare della pasta di fondo. Tra i fenocristalli (I.P. 3-5), l'olivina è comunque il costituente più abbondante. Le lave di Santa Maria di Licodia hanno una struttura porfirica (I.P. 10-15) con un'alta percentuale di cristalli di olivina e plagioclasio, rari i pirosseni. Al microscopio la tessitura della pasta di fondo varia da subofitica ad intergranulare.

4.4. - DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO DEL PALEO-SIMETO (b_{nc})

Il deposito alluvionale terrazzato del paleo-Simeto poggia, attraverso l'interposizione di un paleosuolo posto su una superficie di erosione, sulle lave del sistema Adrano (formazione Santa Maria di Licodia) ed è ricoperto dai prodotti dei sistemi Timpe, Concazze e il Piano (v. sotto). Si tratta di depositi

terrazzati di origine alluvionale costituiti da prevalenti limi sabbiosi, con livelli di ghiaie, fortemente alterati in suolo agrario, in spessori generalmente modesti. Sono riferibili al corso del paleo-Simeto in quanto sono situati solamente in sinistra e 350 m più in alto rispetto all'alveo attuale del fiume. Formano una distesa continua sub-orizzontale (Fig. 14) che si affaccia sulla valle del Simeto con leggera pendenza verso sud-est tra Adrano (600 m s.l.m.) e Biancavilla (500 m s.l.m.). Riaffiorano con le stesse caratteristiche da sotto i prodotti vulcanici nell'area di Santa Maria di Licodia (430 m s.l.m.). Sono stati attribuiti al Pleistocene medio in quanto di poco successivi alle lave della formazione Santa Maria di Licodia (sintema Adrano) e precedenti alle lave della formazione Simeto (sintema Timpe), le cui datazioni radiometriche con il metodo K/Ar (GILLOT *et alii*, 1994) sono risultate rispettivamente di circa 300 ka (v. sopra) e di 100-200 ka (v. sotto).

4.5. - SINTEMA TIMPE (TPM)

L'unità sintemica Timpe (cfr. Foglio "Acireale") lungo la valle del Fiume Simeto è costituita da un'unità litostratigrafica rappresentata da espandimenti lavici (formazione Simeto) delimitati al letto da depositi terrazzati del paleo-Simeto e da prodotti del sintema Adrano o direttamente da livelli sedimentari erosi del substrato etneo, mentre sono tagliati al tetto da una superficie d'erosione e ricoperti dai prodotti dei sintemi Concazze (CZZ) e Il Piano (ILP). Questi espandimenti potrebbero essere stati generati dall'attività dei primi centri eruttivi etnei (tra 100 e 200 ka; GILLOT *et alii*, 1994; DE BENI *et alii*, 2005; BRANCA *et alii*, 2007).

4.5.1.- *Formazione Simeto (SIM)*

Nel Foglio "Monte Etna" le colate laviche attribuite alla formazione Simeto affiorano a sud di Adrano immediatamente a monte della scarpata che delimita la superficie terrazzata del paleo-Simeto (circa 500 m di quota). In corrispondenza dell'abitato di Biancavilla esse oltrepassano la suddetta scarpata e si ritrovano a quote inferiori fino a ricoprire una spianata di origine alluvionale ubicata a circa 250 m di quota. Esse sono state probabilmente originate dall'attività dei primi centri eruttivi etnei (tra 100 e 200 ka, GILLOT *et alii*, 1994; DE BENI *et alii*, 2005; BRANCA *et alii*, 2007), i cosiddetti "Centri Alcalini Antichi" di ROMANO (1982), oppure da centri di età più recente, coevi ai litosomi riferibili all'unità del "Trifoglietto". Si tratta di lave di colore grigio, fortemente degradate, con morfologia *pahoehoe* e riferibili a colate poco viscoso spesse fino a circa 50 m.

Questa formazione è correlabile con la formazione La Timpa, affiorante alla base della scarpata della Timpa di Acireale (cfr. Foglio “Acireale”) e lungo la scarpata di Leucatia, alla periferia nord dell’area urbana di Catania (cfr. Foglio “Catania”).

Caratteri petrografici: Si tratta di lave basaltiche ed hawaïitiche di serie Nalcalina, molto compatte, a struttura porfirica con fenocristalli di pirosseno di tipo augitico, olivina e subordinatamente di plagioclasti e kaersutite di dimensioni fino a 7 mm ed *habitus* spesso regolare.

4.6. DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO (**b_{nb}**)

I depositi alluvionali terrazzati più recenti del sistema Timpe, affioranti lungo le valli dei fiumi Simeto e Salso e a sud di Centuripe lungo la valle del Fiume Dittaino (v. Foglio “Paternò”), sono stati suddivisi in base ai loro rapporti con le unità sintemiche vulcaniche Concazze e Il Piano.

Il deposito alluvionale terrazzato **b_{nb}** è costituito da ghiaie di colore giallastro, a clasti poligenici da arrotondati a sub-spigolosi, di diametro da 2 a 20 cm, con lenti di limi e limi sabbiosi e sabbie, terrazzati al di sopra del primo ordine lungo le valli fluviali principali. La frazione ghiaiosa è caratterizzata da clasti a composizione prevalentemente quarzarenitica. Affiora nel settore meridionale del Foglio, soprattutto nelle colline a sud di Centuripe (valle del Fiume Dittaino) a quote variabili tra 350 e 175 m. Nel versante etneo della valle del Fiume Simeto, a sud di Santa Maria di Licodia si trova a quote più alte (250-175 m) rispetto ai terrazzi associati alle lave dei sistemi Concazze (v. sotto), da cui è ricoperto attraverso l’interposizione di un paleosuolo su una superficie di erosione. Lungo il versante destro del Fiume Simeto, a sud della confluenza tra i fiumi Simeto e Salso, i depositi terrazzati **b_{nb}** formano una grande conoide alluvionale fortemente reincipa e sospesa rispetto all’alveo attuale del Fiume Simeto, il cui apice si trova poco ad est di Centuripe. Questi depositi sono stati attribuiti al Pleistocene superiore in base ai rapporti con le unità sintemiche vulcaniche.

4.7. - SISTEMA CONCAZZE (**CZZ**)

I prodotti del sistema Concazze, tra cui si trovano quelli più evoluti dell’intero edificio etneo, sono attribuibili all’attività effusiva ed esplosiva del litosoma del *Vulcano Ellittico* (cfr. Foglio Acireale), il cui asse è localizzato all’interno della caldera omonima. Nel versante culminante a Punta Lucia (2932 m) affiora la porzione nord-occidentale di questo centro eruttivo. I suoi prodotti poggiano in netta discordanza su quelli dei sistemi sottostanti attraverso

l'interposizione di depositi alluvionali e/o paleosuoli e a loro volta sono separati dal sintema soprastante da una superficie d'erosione. Lungo il fondovalle del Fiume Simeto i prodotti di questo sintema sono intercalati in depositi alluvionali terrazzati.

Nell'ambito del Foglio questo sintema comprende cinque unità: Deposito alluvionale terrazzato (**b_{na}**), formazione Piano Provenzana (**UPP**), formazione Monte Calvario (**VRI**), formazione Portella Giumenta (**GUM**) e formazione Contrada Ragaglia (**UCG**). L'età complessiva del sintema, da datazioni radiometriche su campioni prelevati nell'area del Foglio e al di fuori di essa (KIEFFER, 1979; ROMANO, 1982; CORTESI *et alii*, 1988; GILLOT *et alii*, 1994), copre l'intervallo 15-35 ka.

4.7.1. – DEPOSITO ALLUVIONALE TERRAZZATO (**b_{na}**)

Il deposito terrazzato **b_{na}** è costituito da ghiaie poligeniche ed eterometriche, brune o giallastre a clasti prevalentemente arrotondati di diametro da centimetrico a decimetrico, sabbie e limi argillosi e suolo agrario, in spessori generalmente modesti, di facies alluvionale, terrazzati lateralmente ai corsi dei fiumi Salso e Simeto. Nel Foglio "Monte Etna" il deposito affiora soprattutto lungo la valle del Fiume Simeto (Fig. 15) in corrispondenza della confluenza con il Fiume Salso a quote variabili tra 300 e 150 m circa. In quest'area i due fiumi scorrono in strette valli affiancate da alte pareti formate dalle lave della colata di C.da Barcavecchia (**bv**, formazione piano Provenzana, v. sotto) che, con morfologia tabulare, sono intercalate nel deposito alluvionale terrazzato **b_{na}** (Fig. 16). Ciò è il risultato di una particolare evoluzione geomorfologica legata all'invasione della valle da parte della colata lavica e successiva reincisione in corrispondenza della confluenza tra i fiumi Simeto e Salso. L'erosione da parte delle acque e l'approfondimento graduale del corso fluviale hanno causato la formazione di ampi terrazzi fluviali su più sottordini e la caratteristica morfologia a canyon di questo tratto del Fiume Simeto e della porzione più a valle del Fiume Salso in prossimità della loro confluenza (V. Cap. Geomorfologia). In generale i depositi alla base delle lave di C.da Barcavecchia sono caratterizzati da ciottoli prevalentemente sedimentari in una matrice sabbioso-siltitica, mentre quelli al tetto presentano una maggiore componente ruditica di origine vulcanica. L'età del deposito terrazzato **b_{na}** è Pleistocene superiore in quanto contemporaneo alla colata di C.da Barcavecchia (35 ka, GILLOT *et alii*, 1994) e anteriore alle lave del sintema Il Piano.

Da segnalare la presenza, in Contrada Barcavecchia, di concrezioni calcaree di travertino bianco-giallastro (**f₁**), friabile e cariato, spesse fino a qualche decina di metri, interdigrate con le alluvioni terrazzate in corrispondenza di alcune

sorgenti d'acqua ricca di carbonato di calcio. Queste sorgenti scaturiscono da piccole grotte (“Favare”) e vanno ad alimentare il Fiume Simeto.



Fig. 15 – Gradinata di terrazzi alluvionali ai piedi del Monte Etna. In primo piano il terrazzo formato dai depositi b_{na} associati alla colata lavica di C.da Barcavecchia (formazione Piano Provenzana, sistema Concazze), in secondo piano il terrazzo formato dai depositi del paleo-Simeto b_{nc} , poggianti sulle lave della formazione Santa Maria di Licodia (sistema Adrano).

4.7.2. - Formazione Piano Provenzana (UPP)

E' costituita localmente da porzioni distali di colate di lava, affioranti tra Adrano e Santa Maria di Licodia con spessori di alcune decine di metri. Si tratta delle colate di Biancavilla (**bi**), C.da Fico d'India (**fi**), Passo di Serana (**sr**) e Fossa la Lupa (**fl**) che, provenendo dalle parti alte del vulcano, si riversano nel fianco sinistro della valle del Fiume Simeto.

A questa formazione appartiene anche la colata di C.da Barcavecchia (**bv**), che in corrispondenza di Adrano si riversa nella valle del Simeto (Fig. 16) e, seguendone il corso, si allarga fino alla confluenza con il Fiume Salso intercalandosi al deposito alluvionale terrazzato b_{na} (v. sopra).

La datazione assoluta con il metodo del K/Ar di un campione prelevato in C.da Barcavecchia ha consentito di attribuire a questa formazione un'età di 35 ka (GILLOT *et alii*, 1994).

Caratteri petrografici: Si tratta di prodotti hawaiiitici e benmoreitici, a tessitura porfirica, con fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno ed olivina in ordine di abbondanza decrescente.



Fig. 16 – Colata di C.da Barcavecchia (formazione Piano Provenzana) lungo il corso del Fiume Simeto a ovest di Adrano. Si nota l'appoggio su depositi alluvionali terrazzati b_{na} che a loro volta ricoprono le lave.

4.7.3. Formazione Monte Calvario (VRI)

I prodotti della formazione Monte Calvario affiorano unicamente in una grande cava alla periferia nord-orientale dell'abitato di Biancavilla, in località Il Calvario, dove sono stati oggetto di estensiva e profonda escavazione per la produzione di materiale inerte. Attualmente sono riconoscibili solo alcune porzioni laviche massive e discontinue, alte fino a 5 m, che occupano il centro dell'area di cava. Ai margini della cava e quindi dell'affioramento si riconoscono delle porzioni fortemente brecciate con clasti di dimensioni metriche immerse in una matrice sabbiosa. Sia i clasti che la matrice sono monogenici.

L'insieme dei caratteri tessiturali e morfologici deducibili dagli scarsi affioramenti permettono di interpretare i prodotti della formazione Monte Calvario come i resti di una cupola autobrecciata costituita da più unità di flusso. Queste mostrano giacitura sub-orizzontale nelle porzioni centrali e riducono in senso radiale la loro porzione massiva passando a flussi autoclastici. Dal punto di vista petrochimico si tratta di benmoreiti e possono essere attribuiti al sintema Concazze che comprende i prodotti evoluti del vulcano Ellittico. Tale attribuzione è confermata dal contatto con le soprastanti ignimbriti del membro

Biancavilla-Montalto della formazione Portella Giumenta, affiorante nella parte settentrionale dell'area sfruttata dalla cava (v. sotto).

Nel 2000, nelle fratture delle lave della formazione Monte Calvario sono stati scoperti, per la prima volta in ambiente vulcanico, oltre ad abbondante ematite, dei cristalli di fluoro-edenite. Si tratta di un anfibolo con composizione intermedia tra actinolite e tremolite, deposto da fluidi idrotermali. Questi cristalli si trovano dispersi nelle porzioni di lava alterata e nella breccia e risultano essere collegati ai numerosi casi di mesotelioma pleurico registrati nell'area di Biancavilla, un tumore maligno del sistema respiratorio dovuto all'inalazione di fibre di asbesto (BURRAGATO *et alii*, 2005; GIANFAGNA *et alii*, 2007). La coltivazione della cava è stata di conseguenza interrotta e l'intera area sottoposta a bonifica.

La datazione assoluta con il metodo del K/Ar di un campione prelevato dalla cupola di Monte Calvario ha consentito di attribuire a questa formazione un'età di circa 15 ka (GILLOT *et alii*, 1994).

4.7.4. - *Formazione Portella Giumenta (GUM)*

Nel Foglio "M. Etna", la formazione Portella Giumenta comprende tre membri: l'inferiore, *membro Ragabo (GUM₀₂)*, è costituito da una serie di bancate laviche plagioclasiofiriche, piuttosto compatte, con pasta di fondo di colore rossastro, o oligofiriche con fenocristalli di anfibolo, plagioclasio e pirosseno, queste lave hanno composizione variabile da hawaiiiti a benmoreiti; l'intermedio, *membro Osservatorio Etneo (GUM₀₁)*, è costituito da una colata di *foam* lava a composizione trachitica con spessore variabile da 50 cm a circa 7 m, di colore rossastro, caratterizzata da struttura fortemente vescicolata e da un elevato contenuto di inclusi litici. Questi due membri affiorano lungo il versante nord-occidentale del vulcano a valle di Punta Lucia. Il membro superiore, *membro Biancavilla-Montalto (GUM₀₃)* è costituito da un deposito ignimbrítico fino a 20 m di spessore costituito da breccie non saldate (Fig. 17), a composizione trachitica, prodotte da un flusso piroclastico e affioranti nell'area tra Ragalna e Biancavilla (DE RITA *et alii*, 1991). In corrispondenza di Monte Calvario la colata piroclastica si appoggia sulla cupola di lava autobrecciata.

Datazioni assolute con il metodo del radiocarbonio di legni carbonizzati inclusi nel deposito ignimbrítico nei pressi di Biancavilla ha consentito di attribuire al membro superiore età di 14.180±180 ka (KIEFFER, 1979) e 15.273±118 (CORTESE *et alii*, 1988).

4.7.5. - *Formazione Contrada Ragaglia (UCG)*

La formazione Contrada Ragaglia (UCG) affiora nel Foglio “M. Etna” a nord-est dell’abitato di S. Maria di Licodia. Si tratta di depositi di *debris flow* e/o *lahar*, affioranti al letto di colate del sistema Il Piano. 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.



Fig. 17 – Depositi di ignimbriti della formazione Portella Giumenta (membro Biancavilla-Montalto) nel Vallone di C.da Sommacco ad est di Biancavilla.

Analogamente a quanto si osserva nel Foglio “Acireale”, nell’ambito del Foglio “Monte Etna” questi depositi affiorano sia alla base che al tetto della formazione Piano Provenzana (UPP). Quest’ultimo caso riguarda gli affioramenti più estesi ubicati a nord-est di Biancavilla, mentre lembi di formazione Contrada Ragaglia, con un aspetto meno caotico e parzialmente stratificati, si ritrovano in affioramento a sud-ovest di Biancavilla, al disopra delle colate laviche appartenenti alla formazione Simeto e ricoperti dalle lave della formazione Piano Provenzana (Fig. 18) e da colate laviche ancora più recenti (UTF₁₂). L’età dovrebbe essere dunque coeva a quella degli altri prodotti del sistema Concazze e cioè 35-15 ka (v. sopra).



Fig. 18 - Appoggio delle lave della formazione Piano Provenzana (UPP) sui depositi epiclastici della formazione C.da Ragaglia (UCG) a sud-ovest di Biancavilla.

Caratteri petrografici: gli elementi grossolani costituenti le breccie hanno caratteri analoghi a quelli affioranti nel Foglio “Acireale”. Essi hanno composizione benmoreitica. Presentano valori dell'indice di porfiricità (I.P.) intorno a 10. 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 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.

4.8. - SINTEMA IL PIANO (ILP)

I prodotti del sintema Il Piano sono attribuibili all'attività effusiva ed esplosiva del *Vulcano Mongibello*, emessi dall'apparato con asse eruttivo

culminante nei coni sommitali attivi, situati nell'area nord-orientale del Foglio Monte Etna, e da gran parte degli apparati avventizi oggi riconoscibili. L'età complessiva del sistema, da datazioni radiometriche su campioni prelevati in parte al di fuori del Foglio (GILLOT *et alii*, 1994), copre l'intervallo che va da 15-ka al Presente. Questo sistema è costituito dalla formazione Torre del Filosofo (cfr. Foglio Acireale).

4.8.1. - *Formazione Torre del Filosofo (UTF)*

Sono attribuite a questa formazione colate laviche (UTF_{in}) e piroclastiti (scorie e lapilli) di caduta distale associate (UTF_{ina}), emesse dalle bocche sommitali e/o da apparati avventizi, ritenute più recenti di 15 ka, generalmente separate dalle formazioni dei sistemi sottostanti attraverso superfici di discontinuità erosiva. Da segnalare che in prossimità del fondovalle del Fiume Simeto le colate basali della formazione Torre del Filosofo (UTF_{i1} e UTF_{i2}) poggiano su un paleosuolo sviluppato sui depositi alluvionali terrazzati b_{na} , in cui è intercalata la colata bv , appartenenti al sistema Concazze (CZZ). Si tratta in 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 formazione sono riferite anche lave di età storica fino all'attuale e le relative piroclastiti, emesse da bocche eruttive avventizie.

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 come "dagale") a chiaramente delimitabili e riconoscibili, con superfici poco degradate. Per i livelli di tale formazione 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). Le colate laviche sono prevalentemente scoriacee con morfologia *aa* o a blocchi, e subordinatamente *pahoehoe*, con una composizione variabile da hawaiiite a mugearite, con tessiture da afiriche a fortemente porfiriche, con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e rapporti molto diversi. Sulla base delle evidenze di campagna osservate, i prodotti del sistema Il Piano, come sopra definito, riferiti ad un'unica unità litostratigrafica (formazione Torre del Filosofo; cfr. Foglio Acireale), sono stati suddivisi in cinque intervalli distinti (UTF_{i1-5}), 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 temporale 15 ka - 3,9 ka (UTF₁₁): questo è l'intervallo più antico ed è costituito da colate laviche con morfologie superficiali fortemente degradate e depositi piroclastici di caduta distale (UTF_{11a}) 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.

Sono state distinte le colate di Belpasso (**be**), Casermetta (**ca**), C. da Difesa (**cd**), C.da Sciarotta (**sc**), Monte Frumento Supino (**fs**), Monte Turchio (**mu**), Piscitello (**ps**), Quercia di Chiodo (**qc**), Rocca (**rc**), Roggiorazzo (**rr**) e Vitelleria (**vt**), le quali 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. Le manifestazioni dell'attività successiva ricoprono anche gli apparati d'emissione dei prodotti di questo intervallo. Le lave hanno morfologie superficiali, 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.

Per i rapporti con le manifestazioni del sistema precedente e le caratteristiche complessive delle manifestazioni di questo intervallo, esso appare riferibile ad attività di età compresa fra 15 e 3,9 ka.

La colata di Monte Frumento Supino (**fs**), originatasi dall'omonimo cono secondario ubicato sull'alto versante meridionale del vulcano (2860 m), si estende ben oltre M. Denza (1700 m). Essa è caratterizzata da una morfologia di tipo *aa* molto degradata, ricoperta da una fitta rete boschiva, apprezzabile solo in corrispondenza delle creste dei canali lavici. Dall'analisi microscopica queste lave presentano una struttura porfirica con evidenti cristalli di plagioclasio.

Le colate di Belpasso (**be**), Piscitello (**ps**), Quercia di Chiodo (**qc**), Rocca (**rc**) e Vitelleria (**vt**) affiorano nel basso versante meridionale dove mostrano unità di flusso a morfologia di tipo *aa*, e localmente di tipo *thootpaste* in un generale contesto antropizzato. Le lave di colore grigio scuro sono caratterizzate da struttura porfirica con abbondanti fenocristalli di pl (fino a 1,5 cm), subordinati px (fino a 1 cm) e rare ol (fino a 5 mm).

Le varie dagale del versante occidentale, bordate dalle colate più recenti (UTF₁₃), mostrano morfologie di tipo *aa* e sono legate alla formazione di vari edifici piroclastici come Monte Albano, Monte Intraleo, Monte Minardo, Monte Peloso, Monte Ruvolo, Monte Tre Frati e Monte Turchio (Fig. 19).



Fig. 19 – Veduta del versante occidentale dell'Etna. Da nord verso sud si riconoscono i coni avventizi di Monte Ruvolo, Monte Minardo, Monte Tre Frati e Monte Peloso. In primo piano la colata lavica del 1974, in secondo piano quella del 1763.

Le colate di Monte Turchio (**mu**) affiorano presso Contrada Cannatella, e sono parzialmente ricoperte dalle colate dell'intervallo più recente (UTF₁₂). Si tratta di lave molto degradate in superficie ricoperte da una fitta coltre boschiva. Queste lave presentano una struttura porfico-seriata con I.P. compreso tra 6 e 26; i fenocristalli nella pasta di fondo sono costituiti da plagioclasti, pirosseni, olivina e ossidi opachi; mentre la pasta di fondo si presenta microcristallina.

La colata di Roggiorazzo (**rr**), affiora in prossimità di Monte Maletto, ed è costituita da lave piuttosto compatte, caratterizzate da una pasta di fondo di colore tendenzialmente rossiccio, che composizionalmente appartengono alla serie alcalino-sodica che va dalle hawaiiiti alle benmoreiti. La struttura è prevalentemente plagioclasiofirica, con cristalli di olivina e pirosseno, e I.P. compreso tra 15 e 30.

Le colate di Contrada Difesa (**cd**), di Casermetta (**ca**) e di C.da Sciarotta (**sc**) sono costituite da lave a morfologia superficiale di tipo *aa*, molto degradate e ricoperte da una fitta coltre boschiva. Si tratta di hawaiiiti a struttura porfirica, con fenocristalli di plagioclasio, olivina, pirosseno e ossidi opachi. In particolare, la colata di C.da Sciarotta (**sc**) si estende per alcuni chilometri lungo la valle del Fiume Simeto a valle di Bronte e risulta fortemente reincisa dallo stesso corso d'acqua.

Caratteri petrografici: le lave di questo intervallo, sono prevalentemente hawaiiiti e presentano una struttura porfirico-seriata con fenocristalli di plagioclasio, che è la fase più abbondante, pirosseno di tipo augitico, olivina ed ossidi opachi, in particolare magnetite. L'indice di porfiricità (I.P.) ha un valore

medio di 19. La pasta di fondo si presenta da microcristallina a criptocristallina, con microliti di plagioclasio, olivina ed ossidi opachi. In alcuni campioni analizzati, i microliti nella pasta di fondo hanno una certa isorientazione ed abito allungato attorno ai fenocristalli dando luogo ad una struttura fluidale.

Prodotti dell'intervallo 3,9 ka - 122 a.C. (UTF_{i2}): a tale intervallo sono attribuite lave, caratterizzate da morfologie di superficie prevalentemente di tipo *aa*, molto degradate e con limiti ancora riconoscibili per i quali si possono individuare dei rapporti di successione stratigrafica. Si tratta di colate laviche e depositi piroclastici di caduta distale (UTF_{i2a}), localmente rimaneggiati, legati ad attività eruttiva prevalentemente avvenuta in epoca preistorica. A questo intervallo appartengono le colate del Bosco di Maletto (**bm**), di Poggio del Monaco (**mo**), di Monte Maletto (**mm**), di Bronte (**br**), di Dagala Inchiusa (**di**), di Galvarina-Feliciosa (**gf**), di Monte Arso (**aa**), di Monte San Leo (**le**) e di Monte Barca (**mb**).

Le colate più antiche comprendono espandimenti lavici distribuiti a ventaglio che costituiscono il substrato di cono piroclastici di ceneri e scorie (UTF_{i2a}).

Con riferimento ai due termini più antichi, l'assenza di affioramenti di prodotti piroclastici, oltre che la geometria dei 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.

Tenendo conto dello sviluppo dei depositi alluvionali ed epiclastici che ricoprono i termini dell'intervallo precedente, si ritiene che i prodotti compresi in questo intervallo possano essere attribuiti ad episodi avvenuti tra 3,9 ka fa e l'anno 122 a.C.

Le colate del Bosco di Maletto (**bm**) e di Poggio del Monaco (**mo**) affiorano in prossimità di Pizzo Paviglione e Monte Maletto sono superficialmente molto degradate e ricoperte da una fitta coltre boschiva. Queste lave hanno una struttura porfirica con evidenti fenocristalli di plagioclasio. La colata di Monte Maletto (**mm**), successiva alle precedenti, è in parte ricoperta da depositi piroclastici di caduta che costituiscono il cono di Monte Maletto (UTF_{i2a}). Le colate di Bronte (**br**) e di Dagala Inchiusa (**di**), sono probabilmente più recenti delle precedenti colate appartenenti allo stesso intervallo.

La colata di Galvarina-Feliciosa (**gf**) è costituita anch'essa da lave a morfologia superficiale di tipo *aa* molto degradata, come le precedenti, anch'esse ricoperte da una fitta coltre boschiva. Questa colata si è originata da Monte Pecoraro (2260 m s.l.m.), costituito da un notevole deposito piroclastico (UTF_{i2a}). In questa colata, che si estende oltre Conca Sottana (1350 m) sono riconoscibili diversi canali lavici, molto degradati ed internamente riempiti da

detrito proveniente da aree poste più a monte. Gli spessori medi sono di circa 7-9 m.

La colata di Monte Arso (**ma**) è scaturita da una frattura posta a 1050 m s.l.m., nel bosco di Paternò, 3 km a nord dell'abitato di Ragalna. In corrispondenza della bocca eruttiva si è formato il cono di depositi piroclastici che costituisce il Monte Arso (1102 m s.l.m.). La morfologia superficiale della colata è di tipo *aa*, degradata e ricoperta da vegetazione arbustiva ed in parte coltivata. La colata si è propagata verso sud per 4 km, deviando poi verso SW, fermandosi a quota 220 dopo aver percorso circa 9 km, in località Montalto. Lo spessore medio è di circa 10 m.

Altre colate appartenenti a questo intervallo affiorano ad est e ad ovest di Monte Minardo; il campo lavico è stato colonizzato da un fitto bosco di lecci, mentre nelle porzioni più a valle sono stati ricavati dei terrazzi adibiti alla coltivazione di pistacchio, della vite e dell'ulivo. Ciò nonostante è possibile riconoscere strutture quali: canali lavici e tunnel di scorrimento. Gli spessori sono mediamente di circa 9-10 m.

Caratteri petrografici: le lave dei due intervalli sopra descritti hanno una composizione abbastanza omogenea, quasi esclusivamente hawaiiitica ed occasionalmente mugearitica. La tessitura è sempre porfirica, con valori dell'indice di porfirità (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. - il 1669 (UTF₁₃): l'intervallo comprende una serie di colate laviche a prevalente morfologia *pahoehoe* e depositi piroclastici di caduta distale (UTF_{13a}). Si tratta dei vasti campi lavici del XVII secolo come quello di Monte Ruvolo (**mr**), Lava Vecchia (**lv**), Lava Antica (**la**), Lava grande (**lg**), Poggio La Caccia (**pc**), Piano dei Grilli (**pg**), Val di Cannizzola (**cz**), M. Sona (**ss**) e quelli del 1536, 1537, 1595, 1607, 1610, 1614-24, 1651 e del 1669. Tutte queste lave sono caratterizzate da struttura porfirica con I.P. compreso tra 10 e 30, con fenocristalli di plagioclasio, pirosseni (di tipo augite), olivina ed ossidi opachi; la pasta di fondo si presenta da cripto- a

microcristallina. Si tratta prevalentemente di termini hawaïitici e secondariamente mugearitici.

La colata di Monte Ruvolo (**mr**), una delle più antiche, ha una morfologia di tipo *pahoehoe* (lava a corde e a lastroni) e strutture come canali lavici, tunnel di scorrimento e tumuli di sovrappressione. Le bocche alimentatrici sono state ricoperte e gli spessori sono superiori agli 8 metri. Al di sopra vi è la colata Piano dei Grilli (**pg**), in cui si riconoscono canali e tunnel di scorrimento lavico, con spessori in media di 5-7 metri; le bocche alimentatrici non sono riconoscibili. La colata di Poggio La Caccia (**pc**), si sovrappone in parte alla precedente, ha una morfologia superficiale di tipo *aa*, e si estende da Monte Palestra fino a 1500 metri s.l.m.; gli spessori non superano i 4 metri. La colata Lava Antica (**la**) ha caratteristiche simili alle precedenti colate. La colata Lava Grande (**lg**) si è originata da due sistemi di fratture con orientamento NE-SO, in corrispondenza di Monte Forno (1674 m s.l.m.) ed affiora nel Foglio Monte Etna fino alla quota di 800 m. Questa colata presenta morfologie di tipo *aa*, con canali lavici ben sviluppati e gli spessori medi sono di circa 8-10 m. Anche le colate di Lava Vecchia (**lv**) relativa a Monte Lepre e Val di Cannizzola (**cz**) nei pressi di Monte Scavo, hanno caratteristiche morfologiche e composizionali del tutto simili alle precedenti.

La colata di Monte Sona (**ss**) è fuoriuscita da una fessura eruttiva localizzata a circa 1200 m sul fianco sud di M. Sona. Il campo lavico si estende verso sud-ovest ed è caratterizzato da una morfologia sia di tipo *aa* che di tipo *toothpaste*. Sono inoltre presenti numerosi tumuli. La colata è stata datata con il metodo del paleomagnetismo al 1000±20 (TANGUY *et alii*, 2003).

Tra le colate storiche appartenenti a questo intervallo, la più antica è quella del 1536 presso Monte Nero degli Zappini e Monte Nero-Monte Castellazzo e la zona a nord-est di Ragalna. La colata del 1536, riportata in letteratura (riferita al 1607 da TANGUY *et alii*, 1985, 1999), ed affiorante al di fuori del Foglio Monte Etna, è stata emessa da bocche (Monte Pomiciaro) situate a quota 1.500 m. Questa colata 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 km², con un volume di prodotti emessi stimato in oltre 0,1 km³. 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.

La colata del 1595 si è originata da Monte Gallo (1567 m) e si estende oltre Contrada Cannatella fino a 400 m di quota; lungo il suo decorso forma varie digitazioni, che danno origine a diverse *dagale*; la morfologia superficiale è di tipo *aa*, con strutture come canali e tunnel di scorrimento lavico, lo spessore medio è di circa 8-10 m.

La colata del 1607 si estende da quota 2200 m a circa 100 m s.l.m.. Da quota 1800 m circa, nei pressi di Monte Vituddi, a quota 1600 m nei pressi di Monte

Albano, la colata si presenta con una superficie di tipo *aa*; inoltre sono presenti numerosi canali e microtunnel di scorrimento lavico. Gli spessori medi sono intorno ai 10 m. Sotto lo strato superficiale scoriaceo, la lava massiva ha una struttura “*cicirara*”, con fenocristalli di plagioclasio, mentre sono rari i pirosseni e l’olivina.

La colata del **1610** si è originata da due eventi eruttivi ravvicinati, secondo i dati di campagna e quelli forniti da TANGUY (1980): la colata del febbraio del 1610 e quella del maggio del 1610. La prima si originò da sistemi di fratture (2250-2300 m s.l.m.) orientate ENE-OSO, la maggior parte delle quali sono state ricoperte dalle eruzioni del 1942 e del 1949; le morfologie dominanti sono di tipo *pahoehoe* con strutture come canali lavici, tunnel di scorrimento e tumuli di sovrappressione. Gli spessori sono superiori ai 10 m. CHESTER *et alii* (1985) riportano l’inizio dell’eruzione al 6 febbraio 1610. La seconda colata prese origine dall’apparato eruttivo della Grotta degli Archi, che nel suo complesso costituisce una “bottoniera”. L’eruzione iniziò il 3 maggio 1610 e finì il 15 giugno dello stesso anno (cfr. CHESTER *et alii*, 1985). Questa colata, a differenza della precedente presenta una morfologia superficiale di tipo *aa*, con canali lavici e tunnel di scorrimento ben sviluppati; gli spessori medi sono di circa 15 m.

Il campo di lave dell’eruzione attribuita al decennio **1614-24**, ha origine da bocche di cui quelle a quota inferiore (Due Pizzi) ancora individuabili, ed è caratterizzato da estese superfici con morfologia *pahoehoe* (Fig. 20), 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 m² (Grotta del Gelo). Litologicamente la lava appare molto omogenea, ricca in fenocristalli di plagioclasio, con una pasta di fondo di colore grigio-rosato. Le analisi chimiche 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, 1858-60). Complessivamente il campo lavico forma un ventaglio ampio fino a circa 4 km che con limitati bracci più avanzati raggiunge la quota di 975 m, coprendo una superficie totale di oltre 20 km².



Fig. 20 – Lave del 1614-24 nei pressi della Grotta del Gelo, con caratteristica morfologia pahoehoe.

La colata del **1651** si è originata da una frattura lunga circa 1 Km, che si estende dai 2500 m ai 2125 m s.l.m., con andamento E-O (ROMANO & STURIALE, 1982). La colata si presenta con morfologia *pahoehoe*. L'eruzione che ha prodotto questa colata è iniziata il 16 gennaio 1651 e si è protratta fino al 1653, investendo l'abitato di Bronte per poi arrestarsi poco più a valle, causando ingenti danni alle colture. La lunghezza totale è di circa 14 Km, mentre l'area occupata è di 20.7 Km²; il volume di lava emesso è stato di 414×10^6 m³, e lo spessore medio di circa 20 m (ROMANO & STURIALE, 1982). La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 50; i fenocristalli sono costituiti da plagioclasti, pirosseni (tipo augite) olivina e ossidi opachi. La pasta di fondo si presenta da micro a criptocristallina.

La colata del **1669** affiora solo in parte del Foglio Monte Etna. Secondo ROMANO & STURIALE (1982) questa è tra le colate storiche una delle più singolari per il grande volume emesso di lava (937.5×10^6 m³) e di piroclastiti (77.3×10^6 m³), per la bassa quota alla quale si aprirono le fratture eruttive (da 850 a 800 m s.l.m.) e per la grande estensione dei bracci lavici, uno dei quali raggiunse e distrusse parzialmente la città di Catania. Le lave presentano una struttura porfirica con fenocristalli di pirosseno, plagioclastio, olivina ed ossidi opachi, immersi in una pasta di fondo microcristallina.

Prodotti dell'intervallo 1669-1971 (UTF₁₄): comprendono le colate laviche del 1723, 1763, 1764-65, da bocche lungo una frattura non datata successiva al 1765 (xx), non datate del XVIII secolo (yy) e del XVIII-XIX secolo (zz), del 1787,

1780, 1792, 1809, 1832, 1843, 1874, 1879, 1892, 1942, 1949 e depositi piroclastici di caduta distale (UTF_{14a}).

La colata del **1763** ebbe origine il 6 febbraio 1763, con un'eruzione preceduta da forti scosse sismiche avvertite a Bronte, e finì il 10 marzo dello stesso anno, dopo aver percorso 10 Km in direzione E-O (ROMANO & STURIALE, 1982). Si tratta di colate a morfologia *aa*, molto ben conservate e prive di copertura vegetale; inoltre l'eruzione è stata caratterizzata da una notevole attività stromboliana, in seguito alla quale si sono formati due coni di materiale piroclastico (Monte Mezza Luna e Monte Nuovo). Secondo ROMANO & STURIALE (1982) il volume di materiale piroclastico emesso è stimato pari a $3.7 \times 10^6 \text{ m}^3$, mentre il volume di lava è di $36 \times 10^6 \text{ m}^3$. La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 30 e fenocristalli di plagioclasti, pirosseni (di tipo augitico), olivina e ossidi opachi; la pasta di fondo da micro a criptocristallina. La composizione chimica indica per queste lave una tipologia prevalentemente di tipo hawaïtica.

La colata del **1764-65** è poco conosciuta: secondo SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN (1880) le effusioni si sovrapposero le une sulle altre per una lunghezza complessiva di tre miglia; ROMANO & STURIALE (1982) rilevano una lunghezza di 4 Km ed ipotizza che i punti di emissione si trovino a circa 2600 m, ricoperti da colate più recenti. La morfologia di queste colate è di tipo *pahoehoe*, piuttosto mal conservata ed in gran parte ricoperta da colate più recenti. Dal punto di vista petrografico si tratta di lave a struttura porfirica con I.P. tra 20 e 25; i fenocristalli sono costituiti da plagioclasti, pirosseni, olivina e ossidi opachi; la pasta di fondo è microcristallina, con la medesima composizione dei fenocristalli.

La colata del **1787** si è originata probabilmente dal cratere centrale e si estende dai 2970 m s.l.m., sino ai 1760 m s.l.m., in prossimità di Monte Vituddi. Le morfologie sono di tipo *aa*, e gli spessori intorno ai 7 m. L'eruzione ebbe inizio tra il 16 ed il 22 giugno, e finì l'11 agosto dello stesso anno (cfr. CHESTER *et alii*, 1985). La struttura è quella delle lave delle aree sommitali, con I.P. tra 20 e 25; i fenocristalli sono plagioclasti, pirosseni (tipo augite), olivina e ossidi opachi; pasta di fondo microcristallina con la stessa paragenesi dei fenocristalli. In queste lave i fenocristalli di plagioclasio sono labradoritici zonati ed isorientati.

La colata del **1792** probabilmente proveniente dal cratere centrale, forma una lunga e stretta lingua, che si estende in direzione est-ovest. La morfologia è di tipo *aa*, spessore di 2-3 m. La struttura è porfirica con fenocristalli di plagioclasti, pirosseni e olivina.

La colata del **1832**, ebbe origine da un'eruzione durata appena 21 giorni, esattamente dall'1 al 22 novembre (ROMANO & STURIALE, 1982); si tratta di un'eruzione laterale originatasi in corrispondenza di una serie di fratture apertesi tra i 2900 ed i 1700 m s.l.m., con orientamento E-O e NO-SE; nella frattura più

bassa con orientamento E-O si è avuta la formazione di Monte Nunziata. La colata è composta di due bracci: il principale con direzione NO ed una lunghezza di 10.5 Km, mentre il secondario con direzione O ed una lunghezza di 3.5 Km. I dati di letteratura (ROMANO & STURIALE, 1982) riportano un volume di lava emesso pari a $40 \times 10^6 \text{ m}^3$; un volume del materiale piroclastico pari a $2.56 \times 10^6 \text{ m}^3$. La colata si presenta con una morfologia superficiale di tipo *aa*, inoltre nella parte centrale i canali di scorrimento lavico sono ben delineati. La colata del **1843**, originatasi da un'eruzione iniziata il 17 novembre, e durata 17 giorni. Nonostante la breve durata, la colata raggiunse una lunghezza di 13.5 Km, arrivando fino alla Valle del Simeto. La colata ebbe origine da una frattura di circa 1 Km, su cui si riconoscono 15 bocche, in parte coalescenti, da quota 2375 a 1900 m, (ROMANO & STURIALE, 1982). Anche questa colata è costituita da due bracci; secondo ROMANO & STURIALE (1982) lo spessore medio della colata è di circa 8 m; il volume di lava emesso è di $52 \times 10^6 \text{ m}^3$; volume del materiale piroclastico emesso $2.92 \times 10^6 \text{ m}^3$.

La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 50; i fenocristalli sono costituiti da plagioclasti, pirosseni (tipo augite) olivina e ossidi opachi. La pasta di fondo si presenta da micro a criptocristallina. Si tratta di hawaiiiti.

La colata del **1879** ebbe origine da un sistema di due fratture, una lungo il rift di NE che alimentò una colata che raggiunse i 550 m s.l.m., e l'altra che si aprì lungo il fianco di SO, intorno ai 2650 m, la quale eruttò lava solo per un giorno (cfr. CHESTER *et alii*, 1985). Questa colata si estende dividendosi in piccoli bracci, che bordano l'apparato eruttivo del 1610, sino a 2000 m, le morfologie superficiali sono di tipo *aa*, e gli spessori non superano 1.5-2 m. A est di Monte San Leo affiora una piccola porzione della colata del **1892** che ebbe origine dai Monti Silvestri, situati a quota 1800-2000 m poco al di fuori del Foglio. La colata del **1942** ebbe origine da un sistema di fratture orientate NNE-SSO, che si aprirono sul fianco SO tra i 2780 e i 2240 m, con 12 bocche esplosive ed una sola effusiva. La lava arrestò la sua avanzata al quinto giorno di attività, dopo aver percorso 4 Km. Lo spessore medio è di 2 m, il volume di lava emesso è di $1.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ quello del materiale piroclastico è di $10 \times 10^4 \text{ m}^3$ (ROMANO & STURIALE, 1982). Della colata del **1949** affiora solo la porzione compresa tra i 2900 m e i 2600 m. Essa ebbe origine da un apparato situato a quota 3000 m circa e la sua emissione fu accompagnata da un'intensa attività esplosiva. ROMANO & STURIALE (1982) riportano per questa colata uno spessore di circa 4 m, un volume di lava emesso di $6 \times 10^6 \text{ m}^3$, un volume di materiale piroclastico emesso di $0.2 \times 10^6 \text{ m}^3$. La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 30 e fenocristalli di plagioclasti, pirosseni (di tipo augitico), olivina e ossidi opachi; la pasta di fondo da micro a criptocristallina. La composizione chimica indica per queste lave una tipologia prevalentemente di tipo hawaistica.

Prodotti dell'intervallo 1971-Presente (UTF_{is}): costituisce l'intervallo più recente della successione di vulcaniti affiorante nel Foglio Monte Etna. Si tratta delle colate laviche del 1971, 1974 e del vasto campo lavico del 1974-81, delle colate laviche del 1981, 1983, 1985, 1986, 1998, 1999, 2001, 2002 e depositi piroclastici di caduta distale (UTF_{isa}). A questo membro appartiene anche il materiale piroclastico lievemente rimaneggiato e alterato superficialmente affiorante nelle aree sommitali del vulcano.

La colata lavica del **1971** si originò dall'apertura di due fessure eruttive situate sul fianco sud del cono sommitale, rispettivamente: la bocca del "Vulcarolo" (3050-3000 m) e la bocca dell'"Osservatorio" (2985-2975 m), in corrispondenza delle quali si formarono due modesti coni di materiale piroclastico. I dati di letteratura (ROMANO & STURIALE, 1982) indicano per queste lave uno spessore medio di 10 m; $75 \times 10^6 \text{ m}^3$ il volume di lava emesso; $3 \times 10^6 \text{ m}^3$ il volume dei materiali piroclastici emessi. La colata del **1974** ebbe origine da una serie di fratture eruttive formatasi a quota 1675 m s.l.m., in corrispondenza delle quali si formarono due coni di scorie (cfr. CHESTER *et alii*, 1985). Lo spessore della colata è di 8-10 m; $2.1-2.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ il volume di lava emesso; $1.075-2.025 \times 10^6 \text{ m}^3$ il volume di materiali piroclastici emessi (ROMANO & STURIALE, 1982).

La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 30 e fenocristalli di plagioclasti, pirosseni (di tipo augitico), olivina e ossidi opachi; la pasta di fondo da micro a criptocristallina. La composizione chimica indica per queste lave una tipologia prevalentemente di tipo hawaiana.

L'eruzione del **1981** 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 (cfr. Foglio Randazzo) con fronti a quota 600 m, che hanno raggiunto l'alveo del F. Alcantara (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^2 , con un volume di prodotti stimato in circa $30 \times 10^6 \text{ m}^3$. L'eruzione ha avuto una durata complessiva di 7 giorni. Con riferimento alla durata ben definita ed in base alla stima del volume dei prodotti emessi, il tasso di emissione medio è di oltre $30 \text{ m}^3/\text{sec}$, con punte massime molto superiori se si considera che l'efflusso maggiore si è verificato esclusivamente nei primi due giorni. Questa colata fu accompagnata dall'emissione di materiale piroclastico (lapilli e ceneri). Nel Foglio Monte Etna affiora un piccolo braccio di tale colata, che si estende per circa 2 Km. La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 50; i fenocristalli

sono costituiti da plagioclasti, pirosseni (tipo augite) olivina e ossidi opachi. La pasta di fondo si presenta da micro a criptocristallina. Si tratta di hawaiiiti.

La colata del **1983** nel Foglio Monte Etna è stata in gran parte ricoperta dalla colata del 1985. Tale colata ebbe origine da un sistema di fessure eruttive NNE-SSO, tra 2450-2250 m s.l.m. Una debole attività esplosiva portò alla formazione di una serie di *hornitos*. La colata del **1985** ebbe origine dalla base del cratere di SE, da un'eruzione in parte esplosiva, ed in seguito alla quale si originarono depositi piroclastici ed *hornitos*. La colata si estese in direzione OSO, formando tunnel di scorrimento lavico. Successivamente si aprì una bocca a quota 2620 m senza alcuna attività esplosiva ma solo effusiva; seguì la formazione di altre bocche a quote più basse, che diedero origine ad ulteriori colate laviche che si diressero verso SO (ROMANO & VACCARO, 1986).

La struttura di queste lave è porfirica con I.P. compreso tra 10 e 30 e fenocristalli di plagioclasti, pirosseni (di tipo augitico), olivina e ossidi opachi; la pasta di fondo da micro a criptocristallina. La composizione chimica indica per queste lave una tipologia prevalentemente di tipo hawaistica.

L'eruzione del **1999** iniziò il 4 febbraio e si concluse il 14 novembre, durante la quale si formarono due ampie colate: una alla base del cratere di SE che si diresse verso la Valle del Bove, formando numerosi tumuli sia nella parte prossimale che in quella distale; la seconda si originò dalla Bocca Nuova (Fig. 21), dirigendosi verso ovest, mentre in corrispondenza delle bocche si formarono diversi *hornitos*, come prodotti dell'attività esplosiva che caratterizzò questa eruzione (CALVARI *et alii*, 2002). Alla fine dell'eruzione, nell'area ovest, il volume di lava emesso è stato di $13 \times 10^6 \text{ m}^3$.



Fig. 21 – Esplosioni dalla Bocca Nuova durante la seconda fase dell'eruzione del 1999.

L'eruzione del **2001** ebbe origine da una serie di fratture con direzione NNO-SSE e N-S, e secondariamente fratture in direzione NE-SO (MONACO *et alii*, 2005). Le lave del **2001**, sono principalmente trachibasalti. L'eruzione ha prodotto circa 25×10^6 m³ di lava, e 7×10^6 m³ (DRE) di prodotti piroclastici (BEHNCKE & NERI, 2003; CLOCCHIATTI *et alii*, 2004; LAUTZE *et alii*, 2004). L'eruzione ebbe inizio il 13 luglio con la formazione di fontane di lava nel cratere di SE. Sono stati distinti due sistemi eruttivi: 1) dal Cratere di SE a Piano del Lago (SE-PL); 2) dall'area dei Calcarazzi al Laghetto (C-L). Le lave del sistema (SE-PL) hanno struttura porfirico-seriata (I.P. 30-40), con fenocristalli di plagioclasti zonati, clinopirosseno di tipo augitico, e olivine; tra le fasi accessorie sono state riconosciute: Ti-magnetite e apatite (VICCARO *et alii*, 2006). Le lave del sistema C-L, hanno una struttura mesofirica (I.P. 10-20) con fenocristalli di clinopirosseni augitici, plagioclasti, olivine, Ti-magnetite e megacristalli di Canfibolo. Inoltre le lave e le piroclastiti di questo sistema sono caratterizzate dalla frequente presenza di xenoliti quarzitici (CORSARO *et alii*, 2004).

La colata del **2002** rientra marginalmente nel Foglio Monte Etna, in quanto ha origine dal versante S e NE del vulcano. Le colate laviche hanno caratteristiche simili a quelle del 2001, in quanto si tratta di k-trachibasalti, a struttura porfirica.

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 hawaiiica fino a mugearitica, tendente a K-trachibasaltica nei prodotti dell'ultimo intervallo. 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 ed 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.

5. - DEPOSITI CONTINENTALI OLOCENICI

I sedimenti più recenti rilevati nel Foglio Monte Etna sono rappresentati dai depositi alluvionali dell'Olocene, distinti in recenti e attuali, tutti affioranti lungo le valli del Fiume Simeto e dei suoi affluenti. Chiudono la successione i depositi di versante e i depositi di frana.

5.1. - DEPOSITO ALLUVIONALE RECENTE (**b_b**)

Si tratta di ghiaie poligeniche ed eterometriche in matrice sabbiosa e limosa, di età olocenica, ubicate lateralmente ai corsi dei fiumi principali (depositi di piana inondabile). Questi depositi si trovano di poco al di sopra dell'alveo attuale, sono fissati da vegetazione ad arbusti o ampiamente coltivati ad agrumeti e solo eccezionalmente possono essere rielaborati da piene torrentizie (Fig. 22). Lo spessore varia da pochi metri fino ad un massimo di 25 m. L'interazione morfologica con le colate laviche del sistema Il Piano lungo il corso del Fiume Simeto, tra Bronte ed Adrano, permette di riferire con certezza questi depositi all'Olocene.

Costituiscono anche il deposito di conoidi alluvionali più o meno estese, distribuito ai fianchi dei fiumi Simeto e Sotto di Troina. Anche 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 si interdigitano a valle con i sedimenti alluvionali reinci e sospesi rispetto all'alveo attuale.



Fig. 22 – Veduta del corso del Fiume Simeto ad ovest di Adrano. Si nota il terrazzo b_{na} associato alla colata lavica di C.da Barcavecchia (formazione Piano Provenzana, sistema Concazze), le alluvioni recenti poco al di sopra dell'alveo fluviale e le alluvioni attuali lungo l'alveo stesso.

5.2. - DEPOSITO ALLUVIONALE ATTUALE (b_a)

Si tratta di ghiaie, sabbie e limi argillosi che costituiscono l'alveo attuale in continua elaborazione dei corsi d'acqua e sono generalmente separati dai depositi alluvionali recenti da una balza. La frazione grossolana è eterometrica e poligenica essendo costituita da clasti sedimentari e vulcanici prevalenti e in subordine, limitatamente al Fiume Simeto, da clasti cristallini di vario grado metamorfico appiattiti e arrotondati (Fig. 22).

Questi depositi sono continuamente rimodellati dalle piene dei corsi d'acqua a regime perenne. Numerose opere di regimentazione o di sbarramento, effettuate anche a monte al di fuori del Foglio, hanno comunque comportato la sottrazione di considerevoli quantitativi di materiale sabbioso e ciottoloso a valle.

5.3. - DEPOSITO 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.

Questi depositi sono stati cartografati lungo i versanti alla base della scarpata lavica di Adrano e Biancavilla, e poco a sud di Santa Maria di Licodia. Lo spessore del detrito è modesto, ma costituisce una cintura continua lungo tutta la

base della parete rocciosa, lungo il contatto delle lave di Adrano-Biancavilla sulle argille della Formazione Terravecchia. Il detrito è costituito da blocchi lavici, con dimensione e forma variabile a seconda dello stato di fratturazione delle rocce della scarpata; prevalgono gli elementi grossolani di forma angolosa fino a grossi blocchi, frammisti a scarsa matrice argillosa. I versanti interessati da questi fenomeni si presentano generalmente stabilizzati.

5.4. – DEPOSITO DI FRANA (a_1)

Si tratta di accumuli gravitativi caotici di materiali eterogenei ed eterometrici. La maggior parte dei corpi di frana cartografati presentano indizi di evoluzione recente. Raramente si presentano fortemente erosi e stabilizzati.

Le aree interessate da fenomeni di dissesto ricadono principalmente lungo il settore occidentale del Foglio ad ovest del Fiume Simeto. Si tratta di settori di catena caratterizzati 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 occidentale dell'Etna, marca la continua evoluzione dell'apparato vulcanico che comporta modificazioni nella morfologia in tempi brevi.

PROGETTO
CARG

V – STRUTTURE E TETTONICA

1. - STRUTTURE PRINCIPALI

Le diverse unità tettoniche affioranti nel Foglio “Monte Etna” mostrano una serie di strutture che hanno in parte registrato la storia deformativa legata alla convergenza Africa-Europa la quale, a partire dal Cretacico superiore, ha portato alla costruzione della catena appenninico-maghrebide. Questa presenta una geometria a *duplex* (Fig. 4), con un *thrust* di tetto che delimita le falde alloctone d’origine neotetidea (Unità Sicilidi) in ricoprimento su una serie di unità del paleomargine africano distaccate tramite un *thrust* di letto dal relativo basamento.

Nell’ambito di questa complessa storia deformativa è stato possibile distinguere tre stadi principali durante i quali sono stati generati i gruppi di strutture identificabili nelle varie unità esaminate. Il primo stadio (stadio A) comprende le strutture contrazionali che interessano le successioni paleogeniche delle tre unità sicilidi, incluse le coperture terrigene oligo-mioceniche, fino alla loro sovrapposizione. Il secondo stadio (stadio B) riguarda le deformazioni più recenti legate allo sviluppo delle associazioni di strutture contrazionali e trascorrenti riscontrate anche nei depositi marini neogenici del bacino di Leonforte-Centuripe, mentre il terzo (stadio C) le ultime deformazioni, di tipo estensionale, che interessano i prodotti lavici recenti dell’area etnea. Di seguito vengono descritte le associazioni strutturali a partire dalle più antiche.

1.1. - STADIO A

Nello stadio A sono comprese tutte quelle strutture che alterano gli originari rapporti stratigrafici tra le unità sicilidi con le relative coperture terrigene oligo-mioceniche, indicate in legenda come *sovrascorrimenti principali*. Questi hanno causato la sovrapposizione, con vergenza meridionale, dell'Unità di Troina sulle unità di Nicosia e di Monte Salici. Queste strutture, con le pieghe ad esse associate, si dipartono dal *thrust* principale che ha portato le Unità Sicilidi, di probabile origine oceanica, a sovrapporsi sulle unità del paleomargine africano in seguito alla chiusura oceanica e conseguente collisione continentale.

I contatti di sovrascorrimento principale affiorano soprattutto lungo l'allineamento che corre con andamento ovest-est dalla valle del Fiume di sotto di Troina fino all'ansa del Fiume Simeto di C.da Pietre Rosse. Lungo questo settore l'Unità di Troina si sovrappone su quella di Monte Salici attraverso l'interposizione di lembi dell'Unità di Nicosia. Le caratteristiche meccaniche dei contatti non sono ben osservabili o perché mascherati da depositi detritici e/o alluvionali o perché questi coinvolgono argille varicolori caotiche. Le tuffi di Tusa a nord dell'accavallamento, tra il Fiume di Troina e il Fiume di sotto di Troina, sono interessate da strette sinclinali e anticlinali con assi orientati circa est-ovest. Si tratta di piegamento flessurale che sviluppa lungo i fianchi delle strutture maggiori una serie di pieghe parassite asimmetriche di dimensioni da decimetriche a metriche e al nucleo pieghe simmetriche tipo M, con piani assiali immergenti di pochi gradi verso nord. A sud-ovest di Serra di Vito gli assi di piega risultano ruotati in senso orario dalla terminazione occidentale di un *sovrascorrimento secondario* (v. sotto). Lungo la valle del Fiume di sotto di Troina le tuffi di Tusa sono inoltre deformate, assieme alle sottostanti argille varicolori, da un *sovrascorrimento secondario* orientato anch'esso ovest-est, di tipo *thrust propagation fold*, che isola al letto una stretta sinclinale con il fianco settentrionale rovesciato. Il flysch numidico dell'Unità di Monte Salici risulta raddoppiato da numerosi sovrascorrimenti secondari in corrispondenza delle culminazioni di Serra di Vito, Monte Revisotto (Fig. 7) e Castelluzzo. Il sovrascorrimento di Serra di Vito presenta un andamento circa ONO-ESE mentre quelli più meridionali di Monte Revisotto e Castelluzzo sembrano ruotati in senso antiorario dalla tettonica trascorrente (v. sotto), mostrando un'orientazione circa SO-NE.

Per quanto riguarda l'attribuzione cronologica, le strutture dello stadio A deformano tutte le coperture terrigene dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore delle unità sicilidi e sono post-datate, in aree esterne al Foglio "Monte Etna", da depositi terrigeni del Miocene superiore (DI GRANDE *et alii*, 1976).

1.2. - STADIO B

Durante lo stadio B l'area di catena ricadente nel Foglio "Monte Etna" risulta interessata dalla deposizione del ciclo sedimentario del Miocene superiore in corrispondenza di aree depresse determinatesi durante la strutturazione dei *thrust* dello stadio precedente. Durante la sedimentazione del complesso evaporitico e soprattutto alla fine della deposizione dei Trubi una importante fase compressiva determina la formazione delle strette pieghe con assi generalmente orientati OSO-ENE e E-O e vergenza verso sud, osservabili lungo tutto il fianco meridionale della sinclinale di Centuripe. Ne è un esempio la *thrust propagation fold* affiorante in destra del Torrente Mulinello, accompagnata da una sinclinale rovesciata al letto. In questa fase si individuano inoltre i *sovrascorrimenti secondari*, orientati E-O e SO-NE, che provocano rispettivamente la sovrapposizione del flysch numidico dell'Unità di Monte Salici sulla formazione Terravecchia lungo la valle del Fiume Salso e ad est di Centuripe (Monte Rinaudo). Quest'ultimo sovrascorrimento è collegato verso ovest alla faglia trascorrente destra che, con direzione NO-SE, rigetta di alcune centinaia di metri l'estremo lembo orientale delle argille marnose di Centuripe.

La tettonica trascorrente ha giocato un ruolo molto importante durante la strutturazione neogenica del tratto di catena analizzato. Sono state rilevate infatti numerose faglie trascorrenti coniugate sia destre, con direzione NO-SE, che sinistre, con direzione SO-NE, che hanno modificato, con rigetti dell'ordine delle centinaia di metri fino al chilometro, le strutture formatesi durante lo stadio A. Le strutture trascorrenti più importanti sono ubicate tra Monte Revisotto e Serra di Vito, dove un importante sistema di faglie sinistre rigetta i contatti di sovrapposizione (*sovrascorrimenti principali*) delle unità sicilidi. Da queste strutture si dipartono talora dei *sovrascorrimenti secondari* di tipo "flower", come quello che a Monte Rocca causa la risalita del flysch numidico dell'Unità di Nicosia e la sua sovrapposizione sulle tufiti di Tusa. Questo sistema causa inoltre la rotazione antioraria dei sovrascorrimenti più antichi di Monte Revisotto e di Castelluzzo ed è coniugato con le faglie destre affioranti a nord di Castelluzzo e ad ovest di Monte Revisotto. Cinematicamente compatibili con questo sistema di faglie coniugate sono le numerose faglie normali che, con lunghezze fino ad alcuni chilometri, sono distribuite su tutta l'area di catena. Ne sono un esempio le faglie orientate SSO-NNE a nord di Serra di Vito, tra Pizzo delle Cocuzze e Monte Reitano e lungo il Fiume di sotto di Troina. Queste faglie normali sono successive ai sovrascorrimenti principali tra le diverse unità, in quanto ne dislocano i contatti, e sono contemporanee ai sovrascorrimenti secondari che si dipartono dalle principali faglie trascorrenti.

Dal punto di vista geodinamico, l'insieme di queste strutture sembra essere correlabile con le fasi plioceniche di convergenza che in tutta la Sicilia centro- e

nord-orientale hanno causato la formazione di sovrascorrimenti fuori sequenza e strutture trascorrenti (v. Cap. Inquadramento Geologico).

Le fasi tardive di compressione sono registrate nell'area di Centuripe, dove i depositi del ciclo pliocenico formano un ampio sinclinorio costituito dalle sinclinali di Monte Criscina e di Centuripe, ambedue con direzione assiale E-O. In particolare, l'analisi delle geometrie deposizionali della sinclinale di Centuripe ha mostrato che si tratta di una piega di crescita sin-sedimentaria come dimostrato dalla convergenza progressiva nella stratificazione dei depositi del Pliocene inferiore.

1.3. - STADIO C

Nell'area etnea il regime neo-tettonico è caratterizzato da una estensione orientata circa E-O che provoca l'attivazione di faglie normali con direzione variabile da NNO-SSE a SO-NE, diffuse soprattutto nel versante orientale del vulcano, ubicato al fianco del Rift Siculo-Calabro (MONACO *et alii*, 1997, 2005). Questa sarebbe anche responsabile della sismicità superficiale ($h < 5$ km) del versante orientale del vulcano (GRESTA *et alii*, 1990), mentre la sismicità nel versante occidentale risulta generalmente più profonda ($h > 10$ km) e legata al regime compressivo che caratterizza a tutt'oggi la dinamica crostale dell'area di catena della Sicilia ad ovest dell'Etna (CACCAMO *et alii*, 1996).

Nel versante occidentale del vulcano, ricadente in buona parte nel Foglio "Monte Etna", sono state rilevate solamente tre faglie normali. La prima è ubicata a Punta Lucia e mostra una direzione NNO-SSE, lunghezza di 1,5 km e immersione verso est, con rigetto di alcuni metri dei prodotti del sistema Concazze. Le altre due si trovano a NO di Ragalna e mostrano direzioni SO-NE e N-S, isolando un *horst* in cui affiorano prodotti del sistema Concazze. In particolare, il segmento più occidentale, lungo circa 2 km, con orientazione SO-NE e immersione verso NO, mostra una scarpata morfologica di una decina di metri, mentre il segmento più orientale, con orientazione N-S e immersione verso est, mostra una scarpata morfologica alta fino a 20 m con evidenze di movimenti recenti probabilmente collegati alla sismicità recente dell'area (AZZARO *et alii*, 2000).

L'alto versante occidentale dell'Etna è caratterizzato infine da fratture eruttive a carattere radiale rispetto ai crateri sommitali, legate cioè alla dinamica interna del vulcano e relativa alla componente gravitativi e alle spinte idrostatiche delle masse magmatiche lungo il condotto principale (MONACO *et alii*, 2005). Tra le più recenti del versante nord-occidentale sono da segnalare le fratture eruttive del 1651, 1832, 1843 (Bocche di Fuoco), 1949 e del 1981 da cui sono fuoriuscite colate laviche che hanno raggiunto quote piuttosto basse.

2. – EVOLUZIONE TETTONICA

La storia deformativa del settore di catena analizzato è legata alla convergenza Africa-Europa a partire dal Cretacico superiore (LENTINI *et alii*, 1990b). Nella prima fase di chiusura oceanica si è prodotto un cuneo d'accrezione con la formazione del sistema a *thrust* delle unità sicilidi (stadio A). Durante il Miocene inferiore-medio, con l'inizio della collisione continentale, le unità sicilidi sono andate in ricoprimento sulle successioni sedimentarie mesocenozoiche del paleomargine africano che a loro volta sono state coinvolte nella costruzione della catena distaccandosi tramite *thrust* di letto dal relativo basamento (Fig. 4).

Durante la collisione continente-continente, le unità descritte sono state coinvolte in ulteriori deformazioni successive alle fasi di ricoprimento tettonico (stadio B). Si sono così delineati, all'interno dell'orogene, due principali domini che, da nord a sud, sono rappresentati da una zona di culminazione assiale (dorsale Madonie-Nebrodi-Peloritani), delimitata a sud da fronti di accavallamento obliqui, un'area intermedia occupata dal bacino satellite di Leonforte-Centuripe ed una vasta area meridionale strutturalmente depressa, il Bacino di Caltanissetta, collegata verso l'esterno all'Avanfossa Gela-Catania. Nella zona assiale, le unità della catena raggiungono le massime elevazioni, mentre nell'area del "Bacino di Caltanissetta" sono sepolte sotto diverse migliaia di metri di coperture terrigene "tardo-orogene" discordanti al tetto delle unità alloctone. Queste sono costituite dalla formazione Terravecchia, di età Tortoniano superiore, e dal Gruppo Gessoso-solfifero di età messiniana ricoperta dai Trubi del Pliocene inferiore. Nell'insieme queste formazioni suturano gran parte dei contatti di ricoprimento tra le diverse unità alloctone e sono state, a loro volta, coinvolte dalle strutture a *thrust* più recenti sviluppatesi in fase collisionale.

La surrezione finale della zona assiale della catena è stata registrata, a partire dal Pliocene medio, dalla deposizione all'interno del "Bacino di Caltanissetta" di cunei clastici alimentati dalla zona di culminazione e progradanti verso sud, in direzione dell'avanfossa. Successioni clastiche via via più recenti si riconoscono quindi dal margine del bacino (Allineamento Centuripe-Leonforte ed Enna) fino alle zone dell'Avanfossa Gela-Catania, dove le successioni del Pleistocene inferiore-medio suturano il fronte della catena.

Un altro effetto della collisione è stata la "estrusione" plio-pleistocenica del segmento calabro-peloritano dell'orogene (Arco Calabro-Peloritano) che, svincolato dal settore orogenico siciliano in collisione, è stato espulso lateralmente verso il Bacino Ionico (v. Fig. 3). Tale fenomeno è stato guidato dall'attivazione di strutture trascorrenti destre localizzate nel settore orientale della Sicilia e affioranti anche nel Foglio "Monte Etna". L'estrusione dell'Arco

Calabro-Peloritano è stato accompagnato dai fenomeni di apertura del Bacino Tirrenico nelle aree di retroarco.

L'evoluzione neotettonica finale del sistema orogenico siciliano è stata caratterizzata da una generale tendenza al sollevamento, sia dell'area assiale che delle aree antistanti depresse tettonicamente (Stadio C). Gran parte dell'energia del rilievo attuale è da imputare all'approfondimento del reticolo fluviale in seguito al sollevamento che ha interessato l'area a partire dal Pleistocene medio, testimoniato da diversi ordini di terrazzi marini riconosciuti lungo le aree costiere ed i terrazzi fluviali lungo i principali corsi d'acqua. A questa dinamica recente, probabilmente da imputare a variazioni post-collisionali del regime geodinamico regionale, si deve anche l'attivazione recente di sistemi di faglie normali che tagliano le pre-esistenti strutture della catena. Il principale sistema di faglie normali costituisce il "Rift Siculo-Calabro" esteso dalla Calabria fino alle coste orientali della Sicilia, lungo il quale sono localizzati i principali eventi sismici che interessano la regione della Sicilia orientale.

Nel complesso la dinamica recente è responsabile di gran parte dell'instabilità dei versanti della regione e dei processi erosivi in atto, i cui effetti sono amplificati sia dai fattori litologici spesso scadenti, per l'elevata deformazione dei terreni, che dall'azione dell'uomo, il cui impatto sull'ambiente è stato in molti casi fortemente negativo.

VI – GEOMORFOLOGIA E GEOLOGIA APPLICATA (a cura di G. De Guidi)

1. - SETTORE VULCANICO

I caratteri morfologici del Foglio Monte Etna sono prevalentemente influenzati dalla presenza del vulcano che rappresenta un'unità territoriale del tutto tipica e differenziata dagli ambienti circostanti per condizioni geografiche, morfologiche, climatiche e geologiche. L'Etna rappresenta, infatti, un rilievo isolato, il cui versante occidentale ed in parte quelli settentrionale e meridionale occupano l'intero settore orientale del Foglio, con una superficie di circa 350 kmq, raggiungendo una quota di 3330 m s.l.m. in corrispondenza dei crateri sommitali. La sua imponentza non è dovuta soltanto alle dimensioni dell'apparato vulcanico ma anche alla morfologia del substrato sedimentario sul quale si appoggia, che sotto il vulcano raggiunge quote superiori a 1000 metri sul livello del mare.

Nel settore centrale del Foglio si individua il limite tra il dominio etneo e quello sedimentario segnato dalla presenza del bacino fluviale del Simeto. La regione etnea può essere divisa schematicamente in tre fasce principali situate a quote differenti in funzione delle caratteristiche morfologiche e climatiche: la "fascia pedemontana", nel settore occidentale si estende dal fiume Simeto fino a quota 700-800 m circa ed è caratterizzata da pendii abbastanza dolci, talora interrotti da superfici sub-pianeggianti. La seconda fascia altimetrica, estesa da quota 700-800 m a quota 1900-2000 m, risulta caratterizzata da pendii più accentuati con frequenti bruschi dislivelli. Una terza fascia infine, comprendente

le quote più elevate fino alla sommità del cono vulcanico (Fig. 23); essa è caratterizzata da pendii molto ripidi che culminano in maniera concentrica nella zona occupata dai crateri sommitali. Nella seconda fascia altimetrica sono presenti numerosi “coni avventizi” costituiti da accumuli di materiali piroclastici (scorie) attorno a bocche eruttive eccentriche. La distribuzione dei coni parassiti e delle fratture eruttive loro associate presenti nel settore occidentale del versante sembra legata ad una distribuzione di tipo radiale rispetto ai crateri sommitali. La morfologia del versante etneo è inoltre legata alle caratteristiche litologiche dei prodotti effusivi ed alla loro età di formazione. Le colate laviche recenti, poco diffuse sui bassi versanti del cono vulcanico, sono ben riconoscibili per la loro superficie scoriacea, priva di vegetazione, che conferisce al paesaggio una morfologia aspra e irregolare. Nella zona pedemontana, costituita dai prodotti vulcanici più antichi, le forme sono più addolcite dall’azione di degradazione degli agenti esogeni e da una rigogliosa vegetazione. Nella zona ricoperta dalle lave non esiste un sistema idrografico superficiale ben delineato a causa dell’elevato coefficiente di infiltrazione delle rocce vulcaniche molto permeabili per fessurazione. Deflussi superficiali si verificano solo occasionalmente in relazione a piogge di forte intensità e di lunga durata, lungo incisioni poco evidenti e di scarsa importanza presenti sui bassi versanti del vulcano.



Fig. 23 – Veduta aerea della parte sommitale del Monte Etna. A sinistra la Bocca Nuova, al centro il Cratere Centrale, a destra il Cratere di NE.

1.1. - MORFOLOGIA DEI CAMPI LAVICI (con il contributo di C. Ferlito e R. Cristofolini)

Il versante occidentale ed in parte settentrionale e meridionale dell'edificio etneo, che ricadono nel Foglio, sono in prevalenza costituiti da colate laviche storiche riferibili all'attività eruttiva degli ultimi 15 ka, e in minor parte da prodotti vulcanici più antichi. La morfologia delle colate laviche e le distanze che esse sono capaci di percorrere possono essere molto variabili in funzione soprattutto di tre fattori e cioè la viscosità, il tasso di emissione e la pendenza del terreno su cui la colata si muove.

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 viscosi 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 ed 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 ed 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* (Fig. 20) 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 sezioni 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* (Fig. 20). 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 scoriaee, tipicamente *aa*.

Le portate maggiori formano colate costituite, su grandi estensioni e distanze, da una singola unità di flusso (colate semplici), mentre le portate più basse portano alla formazione di colate costituite da piccole unità di flusso impilate una sull'altra (colate composite), in genere incapaci di percorrere grandi distanze rispetto alla bocca (WALKER, 1971). Per quanto riguarda la pendenza della superficie di scorrimento, come regola generale si può assumere che più ripido è il pendio più stretta sarà la colata, ma in realtà l'inclinazione del substrato gioca un ruolo relativamente modesto rispetto agli altri fattori. I campi lavici composti si formano in genere durante eruzioni di lunga durata con bassi tassi effusivi. La morfologia finale è molto articolata ed è costituita dalla sovrapposizione di numerose unità di flusso; i campi lavici semplici sono caratterizzati dallo sviluppo di un singolo principale flusso che si forma durante eruzioni di breve durata con alti tassi effusivi, ad esso si possono associare limitate sovrapposizioni che nel complesso modificano limitatamente la morfologia.

I campi lavici semplici presentano un notevole sviluppo longitudinale; sul versante occidentale dell'edificio etneo si rileva la presenza di colate storiche (1832, 1843, 1607) con sviluppo longitudinale di circa 11-12 km ed estensione laterale dell'ordine di alcune centinaia di metri; lungo il versante meridionale l'evento eruttivo del 2001 ha generato un campo lavico che ha raggiunto anch'esso circa 11 km di sviluppo longitudinale. La morfologia di queste colate è essenzialmente di tipo *aa*. Si presentano con superfici morfologiche scabre caratterizzate da creste ed anfratti, sono caratterizzate da una porzione superficiale scoriaea, di colore chiaro; la componente litoide risulta spesso demolita dall'azione degli agenti esogeni, in particolare l'escursione termica e la gelività connessa. Questi campi lavici, generalmente, possono essere caratterizzati dalla presenza di rilevanti argini dei canali di scorrimento lavico, che raggiungono altezze dell'ordine anche delle decine di metri e lunghezze variabili da poche centinaia di metri fino ad oltre il chilometro.

Un tipico esempio di campo lavico composto è, invece, rappresentato dalle colate prodotte durante le eruzioni del 1651 e del 1595. Nel complesso la morfologia dei campi lavici composti è rappresentata dall'associazione di diverse

tipologie di forme, tipo *aa* o *pahoehoe*, canali di scorrimento lavico, i tumuli, le creste di pressione e piccoli lobi lavici.

Nel corso del tempo, l'originaria morfologia dei campi lavici, è stata modificata dal graduale processo pedogenetico delle colate. Tale processo è maggiormente intenso lungo la fascia pedemontana dove la formazione del suolo è più spinta e rapida; al contrario i processi meteorici di alterazione e disgregazione agiscono solamente alle alte quote del vulcano, modificando solamente in parte l'aspetto superficiale delle colate.

I prodotti piroclastici sono per lo più di caduta, essi costituiscono numerosi coni di scorie saldate e sciolte, derivanti dall'accumulo di questi attorno ai punti di emissione. I coni hanno dimensioni variabili, i più alti sono Monte Minardo (Fig. 19) e Monte Maletto che superano i 150 m di altezza. Nell'Unità di Portella Giumenta affiorano anche dei depositi di flusso. Si tratta delle facies distali di flussi piroclastici attribuibili alle fasi finali dell'attività del centro eruttivo dell'Ellittico. Nei depositi si individuano 4 livelli riconducibili ad altrettante unità di flusso.



Fig. 24 – Vallone di C.da Sommacco ad est di Biancavilla. Si noti la morfologia a canyon intagliata nelle ignimbriti di Biancavilla-Montalto.

Morfologie erosive caratterizzano infine i prodotti più antichi e gli orizzonti piroclastici ed epiclastici, dove la facile erodibilità dei depositi ha prodotto una morfologia fortemente incisa, come nel caso del canyon poco ad est di Biancavilla (Fig. 24), benché in parte tali incisioni siano state successivamente ricoperte e colmate da colate laviche più recenti.

2. – SETTORE SEDIMENTARIO

L'area occidentale del Foglio "Monte Etna" è caratterizzata dalla presenza di unità geologiche appartenenti al dominio delle unità tettoniche sedimentarie della catena siculo-maghrebide. All'interno di quest'area si differenziano settori con assetto strutturale differente quali quello settentrionale più interno, caratterizzato dalle unità sicilidi a maggior grado di deformazione, e quello meridionale più esterno dove affiorano i depositi discordanti neogenici, coinvolti solo nelle fasi tettoniche più recenti. Il primo settore è costituito dalle aree pedemontane nebrodiche che rappresentano i settori orograficamente più elevati, caratterizzati da un clima con notevoli afflussi meteorici e contraddistinti da una copertura arborea discontinua, che in parte regola l'evoluzione attuale dei versanti. A queste si contrappone il settore meridionale del sinclinorio di Centuripe, caratterizzato da ampie zone prive di vegetazione ed una discontinuità marcata degli eventi meteorici con afflussi d'acqua a volte parossistici, concentrati in brevi periodi dell'anno. All'interno di questi domini vi sono alcuni settori particolarmente significativi dal punto di vista della tipologia e della diffusione dei processi erosivi, sia lineari che areali, in cui sono evidenti processi di denudamento in atto. Un terzo settore è rappresentato infine dalla bassa valle del Fiume Simeto, caratterizzato dalla presenza di ampie superfici terrazzate create dall'interferenza delle colate laviche sui processi erosivi e alluvionali del corso d'acqua.

2.1. - AREE NEBRODICHE PEDEMONTANE

Queste aree sono caratterizzate dalla presenza del sistema a scaglie in cui sono coinvolte le unità tettoniche della catena ed in particolare "l'Unità tettonica Sicilide". Essa è caratterizzata dalla alternanza di livelli competenti, corrispondenti alle intercalazioni quarzarenitiche del flysch numidico e ai livelli più arenacei delle tufiti di Tusa e terreni fortemente erodibili e soggetti ad elevata disestabilità, rappresentati dalle argille varicolori. La generale disposizione degli strati dà luogo ad un paesaggio monoclinale in cui le principali valli ortoclinali si sono approfondite all'interno dei terreni argillosi, isolando una serie di dorsali costituite dalle quarzareniti. La scarsità di copertura vegetale, insieme alla relativa scarsa conservatività delle litologie hanno favorito una maggiore distribuzione dei fenomeni erosivi legati alle ultime fasi di re-incisione con un'ampia diffusione delle forme di versante, con la conseguente generalizzata denudazione di vaste aree per asportazione del regolite e con la formazione di fenomeni di copertura del suolo nelle aree di accumulo delle frane.

Buona parte dell'area nebrodica pedemontana affiorante nel settore nord-occidentale del Foglio è caratterizzata da una notevole instabilità che si è tradotta

in una serie di lingue di frana. Tali frane in continua evoluzione cancellano in larga parte le forme di ruscigliamento incise su di esse, che si ripropongono con *pattern* differenti nelle fasi di stasi dei movimenti di massa. Analizzando ad esempio il versante in sinistra del Torrente San Cristoforo si osserva che differenti fattori sembrano avere un controllo attivo sull'evoluzione del paesaggio: il non omogeneo assetto strutturale del versante per la presenza in affioramento di differenti unità geologiche caratterizzate da diverso comportamento geomeccanico; la presenza di importanti discontinuità strutturali di natura tettonica che interessano il versante e che contribuiscono al decadimento dei parametri geomeccanici delle unità interessate; l'esposizione del versante verso i quadranti meridionali, favorevole allo sviluppo di forme diffuse di erosione. Le forme principali sono costituite da una serie di frane prevalentemente di natura semplice, composte da colate di argilla del flysch numidico, la più imponente delle quali è costituita da un corpo di frana composto di notevoli dimensioni (circa quattro chilometri di sviluppo longitudinale ed una sezione trasversale media di diverse centinaia di metri) derivante da processi di degradazione di massa policiclici. Sempre nella stessa area, lungo il versante in destra del Fiume Simeto, in cui sono attivi processi di degradazione sui terreni di natura flyschoidi, si rileva una serie di corpi di frana prevalentemente di natura composita, contenute nei bassi morfologici delle valli ortoclinali delimitate da creste quarzarenitiche sviluppatasi nell'ambito di un rilievo di tipo monoclinale diversamente orientato.

Nel settore centro-occidentale del Foglio, sulle sponde opposte del tratto orientato circa E-O del Fiumetto di Troina i tratti di versante con diversa orientazione mostrano condizioni strutturali diverse. In questo settore si rileva la prevalenza di potenti corpi di frana recenti di natura composita, sviluppatasi all'interno delle argille varicolori superiori e delle argille brune del flysch numidico di Nicosia. Esse ricoprono gran parte del versante in destra e la loro alta diffusione è legata prevalentemente alla disposizione a franapoggio degli strati. In questo versante l'erosione lineare è canalizzata lungo alcuni corsi cataclinali in approfondimento preferenzialmente localizzati ai margini dei corpi di frana. La re-incisione recente ha limitati riflessi sui versanti con parziali rimobilizzazioni dei corpi di frana pre-esistenti e lo sviluppo di piccole aree con forme di dilavamento di versante diffuse. Lungo il versante in sinistra dello stesso tratto di fiume, la disposizione a reggipoggio degli strati favorisce la stabilità del versante, riducendo i movimenti di massa e garantendo una maggiore conservatività delle forme erosionali lineari rispetto ai movimenti di massa.

Lungo la sponda in destra del tratto orientato N-S del Fiumetto di Troina si rilevano in prevalenza forme di accumulo per frana, costituite da movimenti compositi e da colate in terreni di natura prevalentemente argillosa del flysch numidico, caratterizzati dalla presenza di limitati banconi quarzarenitici disposti

trasversalmente nella parte sommitale del versante. Ad esso si contrappone il versante in sinistra caratterizzato da una serie di valli ortoclinali all'interno delle quali si riconoscono chiaramente le forme di erosione asimmetrica e la presenza di limitate forme di accumulo costituite da colate argillose.

Nel settore centrale del Foglio, la morfologia mostra gli effetti delle invasioni laviche del letto del Fiume Simeto sul versante opposto in cui sono attivi processi di degradazione sui terreni del substrato. Strutturalmente il versante è trasversale alle strutture monoclinali orientate circa E-O. Laddove protetto alla base dalle colate laviche, il versante mostra prevalentemente forme di accumulo di paleofrane con limitati effetti di erosione lineare. Nei tratti di valle in cui il corso d'acqua ha subito delle deviazioni laterali verso ovest, lo scalzamento alla base del versante destro ha innescato una profonda reincisione dell'area a monte con la propagazione di onde di erosione regressiva lungo le principali aste fluviali. Il processo di reincisione ha dato luogo ad ampi ventagli di erosione che hanno ringiovanito il profilo dei versanti ospitando numerose incisioni di primo ordine organizzate in reticoli dendritici. Le testate in erosione del versante destro del Simeto risultano in rapido arretramento.

Lungo il versante in sinistra di un tratto del Fiume Salso le forme del rilievo si sono sviluppate in un'area interessata da sistemi a *thrust* orientati E-O con vergenza meridionale che coinvolgono i terreni argillosi del flysch numidico. Il versante è interessato da una serie di incisioni anaclinali, con corsi perpendicolari alla direzione della struttura che si originano da ventagli di erosione in cui si riconoscono limitate forme di dilavamento. Le forme principali sono costituite da una serie di corpi di frana composti di notevoli dimensioni derivanti da processi di degradazione di massa policiclici. Essi sono composti da numerose lingue di frana in evoluzione, sviluppatasi da altrettanti coronamenti in cui sono attualmente attivi evidenti processi di dilavamento di versante.

2.2. - SINCLINORIO DI CENTURIFE

Si tratta di un'area di intracatena corrispondente ad un basso strutturale in corrispondenza del quale sono state conservate le successioni del Miocene superiore e del Pliocene inferiore-medio. Il sinclinorio è stato soggetto ad un'inversione di rilievo ed il nucleo di terreni recenti appare attualmente come un'area di alto morfologico, in virtù della minore erodibilità delle successioni poste al nucleo rispetto ai terreni del substrato, affioranti alla periferia della struttura. L'unità morfologica indica in maniera inequivocabile la differenza di comportamento tra i terreni del Miocene superiore affioranti nelle aree periferiche a nord ed a sud del nucleo della struttura, il cui asse è orientato E-O, e i terreni pliocenici al nucleo. In corrispondenza dell'abitato di Centuripe, il paesaggio è caratterizzato da una dorsale sinclinale modellata sui depositi

pliocenici arenacei e delimitata a nord e a sud da versanti la cui morfologia è legata alla variazione litologica rispetto ad un paesaggio a quote più basse modellato sui terreni prevalentemente argillosi del Miocene superiore.

I processi erosivi attualmente in corso sono dominati da un generalizzato approfondimento dei principali corsi d'acqua, tributari di destra del Fiume Salso e di sinistra del Fiume Dittaino, rispettivamente a nord e a sud della struttura.

2.3. – BASSA VALLE DEL FIUME SIMETO

Nella bassa valle del Fiume Simeto, a sud della confluenza con il Fiume Salso, il paesaggio è caratterizzato dalle forme terrazzate dei depositi alluvionali dei due fiumi. I terrazzi alluvionali e i meandri dei corsi d'acqua principali si collegano direttamente alla piana alluvionale del versante costiero ionico (Piana di Catania). L'unità morfologica occupa distinte fasce altimetriche che suggeriscono la presenza di diverse generazioni di forme, ognuna delle quali attribuibile ad una singola superficie. Gli elementi dei paesaggi di generazioni diverse sono incastrati l'uno nell'altro verso monte. Ciascuno dei paleo-paesaggi rappresenta il prodotto del modellamento fluviale di antiche spianate la cui genesi più probabile è l'abrasione marina. In questo caso di forma poligenica l'unità morfologica potrebbe essere collegata al livello di base più antico, che ha generato le originarie piattaforme di abrasione, e al livello di base più recente, che ha governato il modellamento fluviale. La presenza di generazioni di forme relitte abbandonate a diverse quote lungo i versanti dei corsi d'acqua è il prodotto di un generale processo di surrezione regionale che ha interessato nel tardo Quaternario l'intera Sicilia orientale. L'interazione tra le serie stratigrafiche vulcaniche e alluvionali che costituiscono i depositi dei terrazzi fluviali ha fornito una preziosa serie morfostratigrafica attraverso la quale è stato possibile ricostruire le fasi di evoluzione delle valli fluviali negli ultimi 300 ka (CHESTER & DUNCAN, 1982).

In corrispondenza della confluenza del Fiume Simeto con il Fiume Salso (Figg. 15 e 18), i corsi d'acqua si sono approfonditi all'interno di una colata lavica che aveva precedentemente invaso la valle fluviale, generando un innalzamento del letto e la conseguente deposizione, al loro tetto, di una potente coltre di alluvioni, oggi terrazzate. In queste particolari condizioni lo spessore delle lave ha fatto rialzato localmente e temporaneamente il livello di base dell'erosione stabilizzando i versanti ed ancora oggi, nonostante la reincisione della valle del Simeto, le lave agiscono da protezione al piede dei pendii. In questi casi risultano temporaneamente e parzialmente inibiti l'erosione areale ed i movimenti gravitativi di massa e risulta rallentata anche l'erosione di tipo lineare, preferenzialmente canalizzata lungo le incisioni principali.

In sinistra del Fiume Simeto, il versante di Adrano-Biancavilla è caratterizzato dalla presenza di un terrazzo sommitale modellato al tetto delle lave basali tholeiitiche dell'Etna (Figg. 14 e 18), il cui orlo è evidenziato da una scarpata di diversi metri d'altezza. Il tratto sottostante del versante, modellato sulle argille del Miocene superiore e sulle argille brune del flysch numidico, sviluppa un chiaro profilo concavo, che denuncia una sua evoluzione nel tempo per arretramento parallelo. Tale tendenza evolutiva è stata inibita dal momento dell'invasione del fondovalle da parte delle lave che hanno bloccato i fenomeni di erosione areale favorendo i fenomeni lineari che si sono manifestati nella formazione di una serie di incisioni conseguenti scarsamente approfondite che dissecano il versante, secondo la direzione di massima pendenza. Il grado di dissesto è limitato se raffrontato ad altre aree di affioramento delle stesse litologie, e tenendo conto, soprattutto, dell'alta acclività del versante e della totale assenza di copertura vegetale. Tali condizioni hanno favorito solo lo sviluppo di colamenti lungo le incisioni e sono favorevoli per la stabilità della scarpata alla sommità del rilievo. Paradossalmente le forme più evidenti di erosione presenti nel versante, rappresentate da ampi ventagli di testata con accentuata tendenza alla propagazione verso monte, sono state generate dallo scarico selvaggio delle acque del sistema fognario degli abitati. La notevole portata cui sono state sottoposte alcune incisioni alimentate dalle acque fognarie ha innescato infatti la loro profonda reincisione con gli effetti negativi in termini di erosione accelerata.

VII - ELEMENTI PER UNA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ VULCANICA (a cura di R. Cristofolini)

L'area ricoperta dalle manifestazioni eruttive, essenzialmente costituite da colate di lava, interessa circa 400 km², pari ad oltre il 60% della superficie considerata, e si estende su tutto il settore occidentale del rilievo vulcanico. In relazione ai vincoli morfologici determinati dall'andamento dei versanti, i campi lavici non si possono espandere oltre il fondovalle del Fiume Simeto, raggiunto da colate laviche del sistema Il Piano solo in tempi preistorici. In futuro l'avanzamento di colate provenienti da bocche poste a monte si potrebbe verificare in modo significativo nella fascia tra Bronte e S. Maria di Licodia, particolarmente a nord di Adrano; tuttavia le probabilità di accadimento di eventi di questo tipo risultano ad una analisi preliminare modeste, data la scarsità in questo versante di bocche eruttive avventizie a quote < 1500 m ed il modesto sviluppo lineare medio (~ 5 km) delle colate alimentate da quelle a quota < 2000 m. 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 espandimenti di lava.

Per oltre il 70% le colate ed i limitati affioramenti di materiali piroclastici, in corrispondenza di apparati eruttivi, sono riferibili ad episodi eruttivi più recenti di 15.000 anni, qui attribuiti al sistema il Piano. Più in dettaglio, considerando la conservazione di morfologie superficiali anche in prodotti dell'Intervallo 1 dell'Unità Torre del Filosofo, ed i loro rapporti con i depositi alluvionali (**b_{nb}**) del Simeto, gran parte delle vulcaniti affioranti sono da considerare più recenti

di circa 4.000 anni dal presente. Nell'area considerata le colate successive al XIII sec. più chiaramente identificabili nella loro estensione originaria, appartengono agli intervalli 3 p.p., 4 e 5 di UTF, e si estendono complessivamente su una superficie pari ad un quarto dell'area complessiva oggi coperta da vulcaniti. Tra queste si individuano numerose colate attribuite ad eventi di età storica dal 1536 ad oggi, emesse nell'arco degli ultimi cinque secoli da bocche sommitali e da apparati eruttivi avventizi, a quote comprese tra circa 3.000 e 1.500 m, di cui sono da menzionare quelle del 1651 e del 1843, che hanno raggiunto zone intensamente antropizzate a Bronte e dintorni.

Una valutazione sommaria del tasso di copertura da parte di nuove colate, estrapolata al futuro, sulla base dei dati relativi agli ultimi cinque secoli, porta quindi, per il settore interessato, a valori molto elevati per la fascia scarsamente antropizzata a quote elevate (> 2.000 m s.l.m.), che rientra nei limiti del Parco Naturale dell'Etna. Tenendo conto della lunghezza delle colate, le fasce altimetriche più basse (< 1.000 m s.l.m.), sede di più intensa attività antropica e più densamente popolate e in larga misura esterne alle zone sotto la tutela naturalistica del Parco, presentano un tasso di copertura stimabile a pochi km^2 di territorio invaso da nuove colate per ogni secolo, con una significativa probabilità riferibile solo a quelle emesse da bocche avventizie situate a quote non superiori a 2000 m.

APPENDICE 1

PETROGRAFIA E CHIMISMO DELLE VULCANITI (a cura di R. Cristofolini, C. Ferlito, A. Pappalardo e F. Petralia)

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 le analisi, sia pubblicate che prevalentemente inedite, condotte su qualche centinaio di campioni mostrano una variabilità assai limitata, soprattutto per quei campioni che rappresentano, nell'ambito dell'intero distretto vulcanico, l'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 da attività antropiche. 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. – 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 ed 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 (v. sopra), 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.) sono molto variabili: le lave esaminate variano da afiriche (I.P. < 5) a fortemente porfiriche (I.P. > 30), sebbene le più comuni siano oligomesofiriche ($10 < \text{I.P.} < 20$).

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 microfencristalli 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 corrosivo 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 incolori, 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.

I termini tholeiitici del sintema Adrano presentano una variazione composizionale tra le lave della zona di S.Maria di Licodia e quelle dei dintorni di Biancavilla e Adrano. Le prime presentano struttura da afirica ad oligofirica (I.P. 3-5), con tessitura granulare della pasta di fondo. Tra i fenocristalli l'olivina è il più abbondante. Quelle di Biancavilla e Adrano hanno una struttura porfirica (I.P. 10-15) con alta percentuale di fenocristalli di olivina e plagioclasio, rari i

pirosseni. Al microscopio la tessitura della pasta di fondo varia da sub-ofitica ad intergranulare.

2. – CHIMISMO

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

- SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$, MnO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5 sono stati misurati in spettrometria di fluorescenza di raggi X su compresse di polveri, con correzione degli effetti di matrice (FRANZINI *et alii*, 1972);
- FeO è stato determinato con il metodo volumetrico di titolazione con 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°C e correzione per effetto dell'ossidazione di Fe^{2+} .

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 principalmente nel campo dei prodotti di serie alcalina, nel diagramma classificativo TAS (Fig. 25: Total Alkali - Silica, LE MAITRE, 1989), con riferimento al contenuto di SiO_2 di ciascuna vulcanite analizzata rispetto alla somma degli alcali ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Più precisamente, considerando che per la maggior parte dei campioni $\text{Na}_2\text{O} - 2 \geq \text{K}_2\text{O}$, 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. 25.

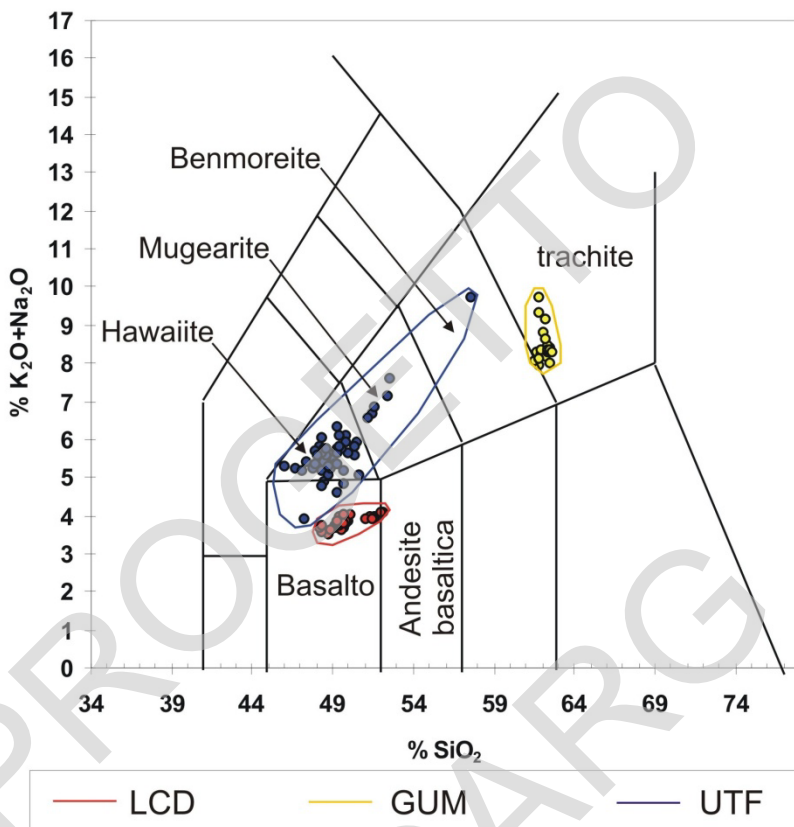


Fig. 25 – Diagramma classificativo TAS (Total Alkali – Silica, Le Maitre, 1989) dei prodotti delle formazioni Santa Maria di Licodia (LCD), Portella Giumenta (GUM) e Torre del Filosofo (UTF).

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 hawaiitica. I dati analitici (ROMANO & GUEST, 1979; SCOTT, 1983) su lave ricadenti almeno in parte nell'area rilevata confermano i dati qui presentati 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 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.

Diversamente, le vulcaniti appartenenti alla formazione Santa Maria di Licodia (LCD), provenienti dagli affioramenti di Adrano, Biancavilla e S. Maria di Licodia, hanno una composizione chimica tale per cui rientrano nel campo dei basalti della serie tholeiitica.

Infine, le lave del 2001 e del 2002, presentano una composizione chimica tale per cui nel diagramma classificativo TAS ricadono tra il campo dei basalti e quello dei trachibasalti (Fig. 25).

BIBLIOGRAFIA

- ADORNI G. & CARVENI P. (1993) - *Geomorphology and seismotectonic elements in the Giarre area, Sicily*. Earth Surf. Proc. Land., **18**: 275-283.
- ALVAREZ W. (1976) - *A former continuation of the Alps*. Bull. Geol. Soc. Am., **87**: 891-896.
- 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.
- 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. (1966) - *La parete lavica tra Adrano e Biancavilla*. Atti Accad. Gioenia Sci. Nat. Catania, **18**: 50-70.
- AZZARO R. (1999) - *Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics*. J. of Geodynamics, **28**: 193-213.
- 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.
- BALDACCINI L. (1886) - *Descrizione geologica dell'Isola di Sicilia*. Mem. Descr. della Carta Geol. d'Italia, 1 vol. 408 pp.
- BELLO M., FRANCHINO A. & MERLINI S. (2000) - *Structural model of Eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 61-70.
- BEHNCKE B. & NERI M. (2003) - *The July-August 2001 eruption of Mt. Etna (Sicily)*. Bull. Volcanol., **65**: 461-476.
- BEN-AVRAHAM Z., BOCCALETTI M., CELLO G., GRASSO M., LENTINI F., TORELLI L. & TORTORICI L. (1990) - *Principali domini strutturali originatisi dalla collisione continentale neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 453-462.
- BENEO E. (1951) - *Appunti sulla elaborazione di una diagnosi strutturale della Sicilia*. Boll. Serv. Geol. d'It., **73**: 409-438.
- BENEO E. (1958) - *Sull'olistostroma quaternario di Gela (Sicilia meridionale)*. Boll. Serv. Geol. It., **79**: 5-15.
- BIANCHI F., CARBONE S., GRASSO M., INVERNIZZI G., LENTINI F., LONGARETTI G., MERLINI S. & MOSTARDINI F. (1987) - *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei*. Mem. Soc. Geol. It., **38**: 429-458.
- BIZON G. & BIZON J.J. (1972) - *Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen. Oligocène à Quaternaire*. Editions Technip, Paris, 316 pp.
- BOCCALETTI M. & GUAZZONE G. (1972) - *Gli archi appenninici, il Mar Ligure e il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 201-216.
- BOCCALETTI M., GUAZZONE G. & MANETTI P. (1977) - *Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 162-199.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1984) - *The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean*. Mar. Geol., **55**: 219-245.
- BOCCALETTI M., NICOLICH R. & TORTORICI L. (1990) - *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Paleo. Paleo. Paleo., **77**: 15-40.
- BONARDI G., CELLO G., PERRONE V., TORTORICI L., TURCO E. & ZUPPETTA A. (1982) - *The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritan arc in a semiquantitative palynospastic restoration*. Boll. Soc. Geol. It., **101**: 259-284.
- BORGIA, A., FERRARI, L. & PASQUARE, G. (1992) - *Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna*. Nature, **357**: 231-235.

- BOULLIN J.P. (1984) - *Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes*. Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys., **25**: 321-338.
- BOUILLIN J.P., DURAND-DELGA M. & OLIVIER P. (1986) - *Betic-rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages*. In: F.C. Wezel (Ed.) "The origin of Arcs", Elsevier: 281-304.
- BOUSQUET, J.C. & LANZAFAME, G. (2001) - *Nouvelle interprétation des fractures latérales de l'Etna: conséquences pour son cadre tectonique*. Bull. Soc. Geol. Fr., **172**: 455-467.
- BRANCA S., COLTELLI M., GROPELLI G. (2004) - *Geological evolution of Etna Volcano*. In: A. Bonaccorso, S. Calvari, M. Coltelli, C. Del Negro & S. Falsaperla (Ed.) "Mt. Etna: Volcano Laboratory", AGU (Geophysical Monograph Series), **143**, 49-63.
- BRANCA S., COLTELLI M., DE BENI E. & WIJBRANS J. (2007) - *Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data*. Int. J. Earth. Sci. DOI: 10.1007/s00531-006-0152-0).
- BUROLLET P.F., MUGNIOT G.M. & SWEENEY. (1978) - *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania*. In: A. Nairn, W. Kanes & F.G. Stelhi (Ed.) "The Ocean Basins and Margins", Plenum Press, New York: 331-339.
- BURRAGATO F., COMBA P., BAIOCCHI V., PALLADINO D.M., SIMEI S., GIANFAGNA A. & PAOLETTI L. (2005) - *Geo-volcanological, mineralogical and environmental aspects of quarry materials related to pleural neoplasm in the area of Biancavilla, Mount Etna (Eastern Sicily, Italy)*. Environmental Geology, **47** (6): 855-868
- BUTLER R.W.H. & GRASSO M. (1993) - *Tectonic controls on base-level variations and depositional sequences within thrust-top and foredeep basins: examples from the Neogene thrust belt of central Sicily*. Basin Research, **5**: 137-151.
- BUTLER R.W.H., GRASSO M. & LICKORISH H. (1995a) - *Plio-quadernary megasequence geometry and its tectonic controls within the Maghrebian thrust belt of south-central Sicily*. Terra Nova, **7**: 171-178.
- BUTLER R.W.H., LICKORISH H., GRASSO M., PEDLEY H.M. & RAMBERTI L. (1995b) - *Tectonics and sequence stratigraphy in Messinian basins, Sicily: Constraints on the initiation and termination of the Mediterranean salinity crisis*. GSA Bulletin, **107**: 425-439.
- CACCAMO D., NERI G., SARAÒ A. & WYSS M. (1996) - *Estimates of stress directions by inversion of earthquake fault plane solutions in Sicily*. Geophys. J. Int., **125**: 857-868.
- CAIRE A. (1970) - *Sicily in its Mediterranean setting*. In: W. ALVAREZ & K.H.A. GOHRBANDT (Eds.): "Geology and History of Sicily". Petroleum Expl. Soc. Libya, 145-170.
- 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.
- CALVARI S., NERI M. & PINKERTON H. (2002) - *Effusion rate estimations during the 1999 summit eruption on Mount Etna, and growth of two distinct lava flow fields*. J. Volc. Geoth. Res., **119**: 107-123.
- CARIMATI R., GOSSEMBERG P., MARINI A. & POTENZA R. (1981) - *Catalogo delle unità formazionali italiane*. Boll. Serv. Geol. D'Italia, **101**: 343-542.
- CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) - AA. VV., scala 1: 50.000, R. Romano Ed., L.A.C., Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DELLA SICILIA CENTRO-ORIENTALE (1990) - AA. VV., scala 1: 50.000, S.El.CA, Firenze.
- CARTA GEOLOGICA DEL FOGLIO MISTRETTA (1972) - Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- CASALE V. (1969) - *Studio micropalaeontologico della sezione di Enna*. Atti Acc. Gioneia Sc. Nat. Catania, serie 7, **1**: 397-478.
- CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1982). *Schema geologico della Sicilia*. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Eds), "Guida alla geologia della Sicilia Occidentale". Soc. Geol. It., 156 pp., Palermo.

- CATALANO R., DI STEFANO E., LO CICERO G., INFUSO S., VAIL P.R. & VITALE F.P. (1993) – *Basin analysis and sequence stratigraphy of the Plio-Pleistocene of Sicily*, in Max, M.D. & Colantoni P. eds. "Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, UNESCO Report in Marine Science, **58**: 99-104.
- CATALANO R., DI STEFANO P., SULLI A. & VITALE F.P. (1996) – *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, **260**: 291-323.
- CATALANO R., FRANCHINO A., MERLINO S. & SULLI A. (2000) – *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. Mem. Soc. Geol. It., **55**: 5-16.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L., & TORRISI S. (2002) – *Significance of the Argille Brecciate in the Sicilian thrust belt*. Studi Geologici Camerti, Vol. 1/2002 (nuova serie), 63-71.
- CATALANO S., MONACO C., TORTORICI L., PALTRINIERI W. & N. STEEL (2004a) – *Neogene-Quaternary tectonic evolution of the Southern Apennines*. Tectonics, **23**, in stampa.
- CATALANO S., TORRISI S. & FERLITO C. (2004b) – *The relationship between Late Quaternary deformation and volcanism of Mt. Etna (eastern Sicily): new evidence from the sedimentary substratum in the Catania region*. J. Volc. Geotherm. Res., **132**: 311-334.
- CELLO G., TORTORICI L., MARTINI N. & PALTRINIERI W. (1989) - *Structural styles in the frontal zones of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district*. Tectonics, **8**: 753-768.
- CELLO G., TORTORICI L. TURCO E. & GUERRA I. (1981) - *Profili profondi in Calabria settentrionale*. Boll. Soc. Geol. It., **100**: 423- 431.
- CHANNEL J.E.T. (1986) - *Paleomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins*. In: M.P. Coward & A.C. Ries (Ed.), "Collision tectonics", Geological Society London Special Publication, **19**: 261-284.
- CHANNEL J.E.T. (1992) – *Paleomagnetic data from Umbria (Italy): implications for the rotation of Adria and Mesozoic apparent polar wander paths*. Tectonophysics, **216**, 365-378.
- CHANNEL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1980) – *Paleomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily*. Tectonophysics, **61**: 391-407.
- CHANNEL J.E.T., D'ARGENIO B. & HORVATH F. (1979) - *Adria, the African Promontory in Mediterranean Paleogeography*. Earth Sciences Review, **15**: 213-292.
- CHANNEL J.E.T., OLDOW J.S., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) – *Paleomagnetically determined rotations in the western Sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9**: 641-660.
- CHANNEL J.E.T. & TARLING D.H. (1975) – *Paleomagnetism and the rotation of Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **25**: 177-188.
- 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.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M., GUEST J.E. & KINBURN C.R.J. (1985) – *Mount Etna: The anatomy of a volcano*. London Chapman and Hall, 404 pp.
- CINQUE A., PATACCA E., SCANDONE P. & TOZZI M. (1993) - *Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures*. Annali di Geofisica, **36**: 249-259.
- CITA M.B. (1975) – *Planktonic foraminiferal biozonation of the Mediterranean Pliocene deep sea record: a revision*. Riv. Ital. Paleont. Stratigr., **81**: 527-544.
- CITA, M.B., RIO, D., HILGEN, F., CASTRATORI, D., LOURENS, L., VERGERIO, P.P. (1996) - *Proposal of the global boundary stratotype section and point (GSSP) of the Piacenzian stage (Middle Pliocene)*. International Union of Geological Sciences, International Commission on Stratigraphy (Subcommission on Neogene Stratigraphy), 14 pp.
- CLOCCHIATTI R., SCHIANO P., OTTOLINI L. & BOTTAZZI P. (1998) - *Earlier alkaline and transitional magmatic pulsation of Mt Etna Volcano*. Earth Planet. Sci. Lett., **163**: 399-407.
- CLOCCHIATTI R., CONDOMINES M., GUENOT N. & TANGUY J.C. (2004) - *Magma changes at Mount Etna: the 2001 and 2002-2003 eruptions*. Earth Planet. Sci. Lett., **226**: 397-414.

- 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.
- 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.
- CONDOMINES M., TANGUY J.C., KIEFFER G. & ALLEGRE C.J. (1982) - *Magmatic evolution of a volcano studied by ^{230}Th - ^{238}U disequilibrium and trace elements systematics: the Etna case*. 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.
- CORSARO R.A., CRISTOFOLINI R., FERLITO C., MAZZOLENI P., MIRAGLIA L., VICCARO M. (2004) - *Gli xenoliti presenti nelle vulcaniti eruttate dall'Etna nel 2001, 2002-2003 e 2004*. GNV-Protezione Civile General Assembly, Naples, 20-22 December 2004.
- 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.
- 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., 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., 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 Etnean volcanic rocks*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 99-116.
- DECIMA A. & WEZEL F.C. (1970) - *Osservazioni sulle evaporiti messiniane della Sicilia centro-meridionale*. Riv. Min. Sic., **130-132**: 172-187.
- D'ARGENIO B., PESCATORE T. & SCANDONE P. (1973) - *Schema geologico dell'Appennino Meridionale*. Accademia Nazionale dei Lincei, **183**: 49-72.
- DE BENI E., WUBRANS J.R., BRANCA S., COLTELLI M. & GROPELLI G. (2005) - *New results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating constrain the timing of transition from fissure-type to central volcanism at Mount Etna (Italy)*. Terra Nova, **17**: 292-298.
- DE FIORE O. (1919) - *Come è stato e come dovrebbe essere studiato l'Etna*. Tip. La Stampa, 445 pp., Catania
- DE RITA D., FRAZZETTA G. & ROMANO R. (1991) - *The Biancavilla-Montalto ignimbrite (Etna, Sicily)*. Bull. Volcanol., **53**: 121-131.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the alpine system*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 3137-3180.
- DEWEY J.F., HELMAN M.L., TURCO E., HUTTON D.H.W. & KNOTT S.D. (1989) - *Kinematics of the western Mediterranean*. In: M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park (Ed.), "Alpine Tectonics", Geological Society London Special publication, **45**: 265-283.
- 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. (1968) - *La sezione stratigrafica plio-pleistocenica di Monte Navone (Piazza Armerina, Enna)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. **6**, **20**: 81-146.

- DI GRANDE A. & GIANDINOTO V. (2002) – *Plio-Pleistocene sedimentary facies and their evolution in centre-south-eastern Sicily: a working hypothesis*. EGU Stephan Mueller Special publication Series, **1**: 211-221.
- DI GRANDE A., GRASSO M., LENTINI F. & SCAMARDA G. (1976) – *Facies e stratigrafia dei depositi pliocenici tra Leonforte e Centuripe (Sicilia centro-orientale)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 1319-1345.
- DI STEFANO R. (1970) – *La sezione stratigrafica plio-pleistocenica di Sampria (Serradifalco, Caltanissetta)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat., serie 6, **20**: 147-161.
- DOGLIONI C., INNOCENTI F. & MARIOTTI G. (2001) - Why Mt Etna? Terra Nova, **13**: 25-31.
- ELLIS M. & KING G. (1991) - Structural control of flank volcanism in continental rifts. Science, **254**: 839-842.
- FABIANI R. & TREVISAN L. (1940) – *Prove dell'esistenza di uno stile tettonico a falde di ricoprimento nei monti di Palermo*. ATTI R. ACC. D'IT., MEM. CL. SC. FIS., MAT. E NAT., **11**: 435-448.
- FACCENNA C., DAVY P., BRUN J.P., FUNICIELLO R., GIARDINI D., MATTEI M. & NALPAS T. (1996) - *The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. Int., **126**: 781-795.
- FERLITO C. & CRISTOFOLINI R. (1989) – *Geologia dell'area sommitale dell'Etna*. Boll. Acc. Gioenia Sci Nat., **22** (n° 335): 357-380.
- FINETTI I. (1982) - *Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean*. Boll. Geof. Teor. Appl., **24**: 247-312.
- FINETTI I., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A. (1996) – *Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Mem. Soc. Geol. It., **115**: 529-559.
- FLANDRIN J. (1948) – *Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien*. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie, s. 2, n. **19**: 340 pp.
- FORESI L.M., IACCARINO S., MAZZEI R., SALVATORINI G. & BAMBINI A.M. (1998) – *New data on calcareous plankton biostratigraphy of the middle-late Miocene (Serravallian/Tortonian) of the Mediterranean area*. Riv. It. Paleont. e Strat., **104**: 95-114.
- FORNACIARI E., DI STEFANO A., RIO D. & NEGRI A. (1996) - *Middle Miocene quantitative calcareous nannofossil biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **42**: 37-63.
- FORNACIARI E. & RIO D. (1996) – *Latest Oligocene to Early Middle Miocene quantitative calcareous nannofossils biostratigraphy in the Mediterranean region*. Micropaleontology, **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.
- GEMMELLARO C. (1858-60) – *La vulcanologia dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, s. 2, **14-16**: 266 pp.
- GIANFAGNA A., ANDREOZZI G.B., BALLIRANO P. & MAZZIOTTI-TAGLIANI S. (2007) – *Structural and chemical contrasts between prismatic and fibrous fluoro-edenite from Biancavilla, Sicily, Italy*. Can. Mineral., **45**, 249-262.
- 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. (1985) - *Problematice ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane*. Boll. Soc. Geol. It., **104**: 239-256.
- GRASSO M. & LA MANNA F. (1990) – *Lineamenti stratigrafici e strutturali del fronte della falda di Gela affiorante a NW del Plateau Ibleo (Sicilia sud-orientale)*. Geol. Romana, **29**: 55-72.
- GRASSO M., MANZONI M. & QUINTILI A. (1987) – *Misure magnetiche sui Trubi infrapliocenici della Sicilia orientale: possibili implicazioni stratigrafiche e strutturali*. Mem. Soc. Geol. It., **38** : 459-474.

- GRESTA S., BELLA D., MUSUMECI C. & CARVENI P. (1997) - *Some efforts on active faulting processes (earthquakes and aseismic creep) acting on the eastern flank of Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanologica, **9** (1-2): 101-108.
- GRESTA S., LONGO V. & VIAVATTENE A. (1990) - *Geodynamic behaviour of eastern and western sides of Mount Etna*. Tectonophysics, **179**: 81-92.
- GUERRERA F., MARTIN-ALGARRA A. & PERRONE V. (1993) - *Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines*. Terra Nova, **5**: 525-544.
- GUERRERA F. & WEZEL F.C. (1974) - *Nuovi dati stratigrafici sui flysch oligomiocenici siciliani e considerazioni tettoniche relative*. Riv. Min. Sic., **145-147**: 27-51.
- GUEST J.E., GREELEY R. & WOOD C. (1984) - *The 1614-24 lava flow of Mount Etna*.
- GVIRTZMAN Z. & NUR A. (1999) - *The formation of Mount Etna as the consequence of slab rollback*. Nature, **401**: 782-785.
- HACCARD D., LORENZ C. & GRANDJAQUET C. (1972) - *Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre)*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 309-381.
- HIRN A., NICOLICH R., GALLART J., LAIGLE M., CERNOBORI L. & ETNASEIS Scientific Group (1997) - *Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes*. Earth Planet. Sci. Lett., **148**: 171-191.
- IACCARINO S. (1985) - *Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera*. In: Bolli H.M., Saunders J.B. & Perch-Nielsen K. (Ed.), "Plankton Stratigraphy", Cambridge University Press: 283-310.
- IACCARINO S. & SALVATORINI G. (1982) - *A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for Early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area*. Paleontol. Stratigr. Evol., **2**: 115-125.
- 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 R.A. (1971) - *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*. Canad. Journ. Earth Sc., **8**: 523-548.
- KASTENS K. (1981) - *Structural causes and sedimentological effects of "Cobblestone Topography" in the Eastern Mediterranean*. Ph.D. Thesis, Unin. of California, San Diego.
- KASTENS K., MASCLE J., AUROUX C., BONATTI F., BROGLIA C., CHANNEL J., CURZI P., EMEIS K., GLACONG., HASEGAWA S., HIEKE W., MASCLE G., MCCOY F., MCKENZIE J., MENDELSON J., MULLER C., REHAULT J.P., ROBERTSON A., SARTORI R., SPROVIERI R. & TORII M. (1986) - *A microcosm of ocean basin evolution in the Mediterranean*. Nature, **321**.
- KIEFFER G. (1979) - *L'activité de l'Etna pendant les derniers 20000 ans*. C.R. Acad. Sc. Paris, **288**: 1023-1026.
- KNOTT S.D. (1987) - *The Liguride Complex of Southern Italy - a Cretaceous to Paleogene accretionary wedge*. Tectonophysics, **142**: 217-226.
- LANZAFAME G. & BOUSQUET J.C. (1997) - *The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity*. Acta Vulcanologica, **9**: 113-120.
- LAUTZE N.C., HARRIS A.J.L., BAILEY J.E., RIPEPE M., CALVARI S., DEHN J., ROWLAND S.K. & JONES K.E. (2004) - *Pulsed lava effusion at Mount etna during 2001*. J. Volc. Geoth. Res., **137**: 231-246.
- 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**: 1, 87-108.
- LE MAITRE R.W. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford, 193 pp.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990a) - *Principali elementi strutturali del thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**: 495-502.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1991) - *Presentazione della carta geologica della Sicilia centro-orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **47**: 145-156.

- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & MONACO C. (1990b) - *Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia*. Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale, 19-26.
- LENTINI F. & VEZZANI L. (1978) - *Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **19**: 495-500.
- LICKORISH H., GRASSO M., BUTLER R.W.H., ARGNANI A. & MANISCALCO R. (1999) - *Structural styles and regional tectonic setting of the "Gela Nappe" and frontal part of the Maghrebian thrust belt in Sicily*. Tectonics, **18**: 655-668.
- LOCARDI E. (1986) - *Tyrrhenian volcanic arcs: volcanotectonics, petrogenesis and economic aspects*. In: Wezel F.C (Ed.), "The origin of the arcs", Elsevier, Amsterdam: 351-373.
- LO GIUDICE E., PATANÈ G., RASÀ R. & ROMANO R. (1982) - *The structural framework of Etna*, Mem. Soc. Geol. It., **23**: 125-158.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1986) - *The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of north-eastern Sicily and its volcanic implications in the Etnean area*. J. of Geodynamics, **25**: 309-330.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1992) - *Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the Etnean region as an example*. Tectonophysics, **202**: 257-262.
- LOURENS L.J., HILGEN F.J., SHACKLETON N.J., LASKAR J. & WILSON D. (2004) - *The Neogene Period*. In: F. Gradstein, J. Ogg et al. (Ed.), "A Geologic Time Scale 2004", Cambridge University Press, UK.
- LYELL C. (1859) - *On the structure of lavas which have consolidated on steep slopes with remarks on the mode of origin of Mt. Etna and on the theory of Craters of Elevation*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, **148**: 703-786.
- MAKRIS J., NICOLICH R. & WEIGEL W. (1986) - *A seismic study in the western Ionian sea*. Ann. Geophys., **6**: 665-678.
- MALINVERNO A. & RYAN W.B.F. (1986) - *Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as a result of arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics, **5**: 227-245.
- MC GUIRE W.J. & PULLEN A.D. (1989) - *Location and orientation of eruptive fissures and feeder-dykes at Mount Etna; influence of gravitational and regional tectonic stress regimes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **38**: 325-344.
- MCGUIRE W.J., PULLEN A.D. & SAUNDERS, S.J. (1990) - *Recent dike-induced large-scale block movement at Mt. Etna and potential slope failure*. Nature, **343**: 357-359.
- MONACO C., ARCIDIACONO C., DE GUIDI G., GIUFFRIDA M.L., PARISI G. & PISTORIO M. (2004) - *Piegamenti e rotazioni nell'unità di Monte Judica (Sicilia centro-orientale)*. Studi Geologici Camerti, Vol. 1/2004 (nuova serie): 115-129.
- MONACO C., CATALANO S., COCINA O., DE GUIDI G., FERLITO C., GRESTA S., MUSUMECI C. & TORTORICI L. (2005) - *Tectonic control on the eruptive dynamics at Mt. Etna volcano (eastern Sicily during the 2001 and 2002-2003 eruptions)*. J. Volc. Geotherm. Res., **144**: 221-233.
- MONACO C., PETRONIO L. & ROMANELLI M. (1995) - *Tettonica estensionale nel settore orientale del Monte Etna (Sicilia): dati morfotettonici e sismici*. Studi Geologici Camerti, volume speciale 1995/2: 363-374.
- MONACO C., TAPPONIER P., TORTORICI L. & GILLOT P.Y. (1997) - *Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily)*. Earth and Planetary Science Letters, **147**: 125-139.
- MONACO C. & TORTORICI L. (1996) - *Clay diapirs in Neogene-Quaternary sediments of central Sicily: evidence for accretionary processes*. J. Struct. Geol., **18**: 1265-1269.
- MONACO C., TORTORICI L. & PALTRINIERI W. (1998) - *Structural evolution of the Lucanian Apennines, southern Italy*. J. Struct. Geol., **20**: 617-638.
- MORELLI C., GANTAR C. & PISANI M. (1975) - *Bathymetry, gravity and magnetism in the Strait of Sicily and in the Ionian Sea*. Boll. Geof. Teor. Appl., **17**: 39-58.

- MOSTARDINI F. MERLINI S. (1986) - *Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale*. Mem. Soc. Geol. It., **35**: 177-202.
- MOUSSAT E. (1983) - *Evolution de la Mer Tyrrhenienne centrale et orientale et des marges septentrionales en relation avec la neotectonique dans l'arc calabrais*. Ph.d. Thesis, Univ. di P. et M. Curie, Paris.
- MOUSSAT E., ANGELIER J., MASCLE G. & REHAULT J.P. (1986) - *L'ouverture de la Mer Tyrrhénienne et la tectonique de faille néogène quaternaire en Calabre*. Giorn. Geol., **48**: 63-75.
- NICOLICH R. (1989) - *Crustal structures from seismic studies in the frame of the european geotransverse (southern segment) and CROP projects*. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Ed.), "The lithosphere in Italy. Advances in earth science research", Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Lincei, **80**: 41-61.
- OGNIBEN L. (1954) - *Le "argille brecciate" siciliane. Con i rilievi di dettaglio di Grottacalda (Valguarnera, Enna), Passarello (Licata, Agrigento), Zubbi (S. Cataldo, Caltanissetta)*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, **18**: 92 pp.
- OGNIBEN L. (1957) - *Petrografia della Serie Solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative*. Mem. Serv. Geol. d'It., **33**: 275pp.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., **64-65**: 183-222.
- OGNIBEN L. (1963) - *Le formazioni tipo Wildflysch delle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Mem. Ist. Univ. Padova, **24**: 58 pp.
- 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. (1973) - *Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni*. Geol. Romana, **12**: 243-585.
- OGNIBEN L. (1985) - *Relazione sul modello geodinamico "conservativo" della regione italiana*. ENEA, Roma, 357 pp.
- OLDOW J.S., CHANNELL J.E.T., CATALANO R. & D'ARGENIO B. (1990) - *Contemporaneous thrusting and large-scale rotations in the western Sicilian fold and thrust belt*. Tectonics, **9**: 661-681.
- PASQUARÈ G., ABBATE E., BOSI C., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI SILVA I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta Geologica d'Italia 1: 50.000. Guida al rilevamento*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, Serie III, **1**, 203 pp.
- RAFFI I., MOZZATO C., FORNACIARI E., HILGEN F.J. & RIO D. (2003) - *Late Miocene calcareous nannofossil biostratigraphy and astrobiochronology for the Mediterranean region*. Micropaleontology, **49**: 1-26.
- REHAULT J.P., MOUSSAT E., FABBRI A. (1987) - *Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin*. Mar. Geol., **74**: 123-150.
- RICCHETTI G. (1980) - *Contributo alla conoscenza strutturale della Fossa Bradanica e delle Murge*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 421-430.
- RICCHETTI G., CIARANFI N., LUPERTO SINNI E., MONGELLI F. & PIERI P. (1988) - *Geodinamica ed evoluzione sedimentaria e tettonica dell'Avampese Apulo*. Mem. Soc. Geol. It., **41**: 57-82.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossils distribution pattern in the western Mediterranean*. In: K.A. Kastens, J. Mascle et al. (Ed), Proc. ODP Sci. Results, **107**: 513-533.
- RITTMANN A. (1973) - *Structure and evolution of Mount Etna*, Phil. Trans. R. Soc. London 274A, 5-16.
- RODA C. (1967a) - *Le formazioni del Miocene superiore e Pliocene inferiore e medio al M. Capodarso (Enna), con la stratigrafia del sondaggio "Trabonella 1"*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, **19**: 1-56.
- RODA C. (1967b) - *I sedimenti plio-pleistocenici nella Sicilia centro-meridionale*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, **18**: 295-310.

- RODA C. (1968) – *Geologia della tavoletta Pietraperzia (province di Caltanissetta ed Enna, F. 268, III NE)*. Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 6, **19**: 145-254.
- RODA C. (1971) – *Note illustrative della carta geologica della Tavoletta Monte Gibilsce (Prov. di Caltanissetta, F. 272, I SW)*. Boll. Sed. Acc. Gioenia Sc. Nat. Catania, ser. 4, **10**: 571-632.
- ROMANO R. ED. (1982) – *Mount Etna volcano. A review of the Earth Sciences Studies*. Mem. Soc. Geol. It., **22**, 205 pp.
- ROMANO R. (1982) – *Succession of the volcanic activity in the Etnean area*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 75-97.
- 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.
- ROMANO R. & STURIALE C. (1982) – *The historical eruption of Mt. Etna (volcanological data)*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 75-97.
- ROMANO R. & VACCARO C. (1986) – *The recent eruptive activity on Mt. Etna, Sicily: 1981-1985*. Per. Mineral., **55**: 91-111.
- ROSSI S. & SARTORI R. (1981) – A seismic reflection study of the External Calabrian Arc in the Northern Ionian Sea (Eastern Mediterranean). Mar. Geoph. Res., **4**: 413-426.
- ROURE F., CASERO P. & VIALLY R. (1991) – *Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge*. Earth Planet. Sci. Lett., **102**: 395-412.
- ROURE F., HOWELL D.G., MULLER C. & MORETTI I. (1990) – *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. J. Struct. Geol., **12**: 259-266.
- RUGGIERI G., CATALANO R. & SPROVIERI R. (1968) – *Considerazioni sulla distribuzione del genere Globorotalia nel Pliocene siciliano*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 277-284.
- SAGNOTTI L. (1992) – *Paleomagnetic evidence for a Pleistocene counterclockwise rotation of the Sant'Arcangelo basin, southern Italy*. Geophys. Res. Lett., **19**, 135-138.
- SARTORIUS VON WALTERSHAUSEN W. (1880) – *Der Aetna*. 2 voll., 371 + 548 pp., Leipzig.
- SCANDONE P. (1972) – *Studi di geologia lucana: Carta dei terreni della serie calcareo-silicomarnosa e note illustrative*. Boll. Soc. Naturalistica in Napoli, **81**: 255-300.
- SCANDONE P. (1979) – *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., **98**: 27-34.
- SCANDONE P. (1982) – *Structure and evolution of the Calabrian Arc*. Earth Evolution Sciences, **3**: 172-180.
- SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V. (1977) – *The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., **13**: 317-323.
- SCHEEPERS P.J.J., LANGERIS C.G., & HILGEN F. (1993) – *Counterclockwise rotations in the southern Apennines during the Pleistocene: paleomagnetic evidence from the Matera area*. Tectonophysics, **225**, 379-410.
- SCHMIDT DI FRIEDBERG P. (1962) – *Introduction à la géologie pétrolière de la Sicile*. Revue Inst. Franc. du Petr. **17**(5): 635-668.
- SCIUTO F., ROSSO A. & TORRISI S. (2003) – *Associazioni ad ostracodi del Pliocene di Centuripe (Sicilia): interpretazione paleoambientale*. Boll. Soc. Paleont. It., **42**: 267-280.
- SCOTT S.C. (1983) – *Variations in lava composition during the March 1981 eruption of Mount Etna and the implications of a compositional comparison with earlier historic eruptions*. Bull. Volcanol., **46**: 393-412.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1997) – *Carta Geologica d'Italia 1:50.000. Banca dati geologici*. Quaderni del Servizio Geologico Nazionale, serie III, **6**, 142 pp.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (2003) – *Indicazioni per la rappresentazione cartografica del Quaternario continentale*. Circolare CARG disponibile sul sito web www.apat.it.
- SPERANZA F., MANISCALCO R. & GRASSO M. (2003) – *Pattern of orogenic rotation in central-eastern Sicily: implications for the timing of spreading in the Tyrrhenian Sea*. Journ. Geol. Soc. London, **160**: 183-195.
- SPERANZA F., MANISCALCO R., MATTEI M., DI STEFANO A., BUTLER R.W.H., FUNICIELLO R. (1999) – *Timing and magnitude of rotations in the frontal thrust systems of south-western Sicily*. Tectonics, **18**: 1178-1197.

- SPROVIERI R. (1975) – *Il limite Messiniano-Pliocene nella Sicilia centro-meridionale*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 51-91.
- SPROVIERI, R. (1993) - *Pliocene-early Pleistocene astronomically forced planktonic foraminifera abundance fluctuation and chronology of Mediterranean calcareous plankton bio-events*. Riv. It. Pal. Strat., **99**(3): 371-414.
- SPROVIERI R., BONOMO S., CARUSO A., DI STEFANO A., DI STEFANO E., FORESI L.M., IACCARINO S.M., LIRER F., MAZZEI R. & SALVATORINI G. (2002) – *An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene*. Riv. It. Pal. Strat., **108**(2): 337-353.
- TANGUY J.C. (1980) - *L'Etna: etude pétrologique et paléomagnétique; implications volcanologiques*. Tesi Dottor., Università di Parigi 6, 618 pp.
- TANGUY J.C., BUCUR I. & THOMPSON J.F.C. (1985) – *Geomagnetic secular variation in Sicily and revised ages of historic lavas from Mount Etna*. Nature, **318**: 453-455.
- TANGUY J.C., CONDOMINES M. & KIEFFER G. (1997) - *Evolution of Mount Etna magma: Constraints on the present feeding system and eruptive mechanism*. Journ. Volcanol. Geotherm. Res., **75** : 221-250.
- 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.
- TANGUY J.C., LE GOFF M., PRINCIPE C., ARRIGHI S., CHILLEMI V., PAIOTTI A., LA DELFA S. & PATANE' G. (2003) - *Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits*. Earth and Planetary Sci. Letters, **211**: 111-124.
- TAPPONNIER P. (1977) - *Evolution du système Alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique*. Bull Soc. Géol. France, **7**: 437-460.
- TIBALDI A. & GROPELLI G. (2002) - *Volcano-tectonic activity along structures of the unstable NE flank of Mt. Etna (Italy) and their possible origin*. J. Volc. Geotherm. Res., **115**: 277-302.
- TORTORICI L. (1983) – *Lineamenti Geologico-Strutturali dell'Arco Calabro-Peloritano*. Rend. SIMP, **38**: 927-940.
- TREVISAN L. (1943) – *Problemi relativi all'epirogenesi e all'eustatismo nel Pliocene e Pleistocene della Sicilia*. ATTI Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem., **51**: 11-33.
- VAN BEMMELEN R.W. (1972) - *Driving forces of Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test-case)*. Geol. Mijnb, **51**: 548-573.
- VICCARO M., FERLITO C., CORTESOGNO L., CRISTOFOLINI R. & GAGGERO L. (2006) – *Magma mixing during the 2001 event of Moun Etna (Italy): effects on the eruptive dynamics*. J. Volc. Geoth. Res. **149**: 139–159.
- VITALE F. (1996) – *I bacini plio-pleistocenici della Sicilia: un laboratorio naturale per lo studio delle interazioni tra tettonica e glacio-eustatismo*. In: Guida alle escursioni, Riunione Gruppo Sedimentologia, CNR, 61-116.
- WALKER G.P.L. (1971) - *Compound and simple lava flows and flood basalts*. Bull. Volcanol., **35**: 579-590.
- WEZEL F.C. (1964) – *Il Pliocene e Pleistocene di San Michele di Ganzaria (Catania)*. Riv. It. Pal. Strat., **70**: 307-380.
- WEZEL F.C. (1966) – *Geologia della Tavoletta Mirabella Imbaccari (Prov di Catania, Caltanissetta ed Enna)*, F. 272, I NE. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 3-136.
- WEZEL F.C. (1970) – *Numidian Flysch: an Oligocene-Early Miocene continental Rise deposit of the African Platform*. Nature, **228**: 275-276.
- WEZEL F.C. (1973) - *Nuovi dati sull'età e posizione strutturale del Flysch di Tusa in Sicilia*. Boll. Soc. Geol. It., **92**: 193-211.

- WEZEL F.C. (1985) - *Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea*. In: D.J. Stanley & F.C. Wezel (Ed.), "*Geological evolution of the Mediterranean Basin*", Springer-Verlag, New York: 153-194.
- ZANETTIN B. (1984) - *Proposed new chemical classification of volcanic rocks*. *Episodes*, 7(4): 19-20.

PROGETTO
CARG