



ISPRAP

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 625

ACIREALE

a cura di

S. Branca¹, M. Coltelli², G. Groppelli³, G. Pasquarè⁴

con la collaborazione di:

S. Calvari², R. Corsaro², P. Del Carlo², A. Di Stefano¹,
L. Lodato², M. Neri², M. Pompilio², L. Vezzoli⁵

(1) Dipartimento di Scienze Geologiche, Università di Catania

(2) Istituto Nazionale per la Geofisica e la Vulcanologia - Sezione di Catania

(3) Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali - Sezione di Milano, CNR

(4) Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano

(5) Dipartimento di Scienze Chimiche Fisiche Matematiche, Università degli Studi dell'Insubria, Como

Ente realizzatore:



CNR
Consiglio Nazionale delle Ricerche

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

A. TODISCO

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

F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per il CNR: **R. POLINO**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA:

Revisione scientifica:

R. Bonomo, M. C. Giovagnoli, E. La Posta

Vulcanico:

R. Bonomo, V. Ricci, L. Vita

Coordinamento cartografico:

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

Revisione e informatizzazione dei dati geologici:

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

Coordinamento editoriale e allestimento per la stampa:

M. Vatovec, F. Pilato

PER IL CNR

Funzionario Delegato:

P. Manetti (CNR-IGG)

Coordinamento operativo:

A. Cavallin (CNR-IDPA)

Coordinamento informatizzazione:

F. Ardizzone (CNR- IRPI), **S. Sterlacchini** (CNR-IDPA)

Informatizzatori:

F. Ardizzone (CNR- IRPI), **G. Gropelli** (CNR- IDPA),

S. Sterlacchini (CNR-IDPA)

Allestimento editoriale e cartografico per la stampa dalla Banca Dati:

S. Sironi (Università di Milano-Bicocca), **S. Sterlacchini** (CNR-IDPA)

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M. T. Lettieri

Si ringraziano i componenti del precedente Comitato Geologico Nazionale per il loro contributo scientifico.

Stampa: **A.T.I.** - **S.EL.CA.** srl - **L.A.C.** srl - **SYSTEMCART** srl - 2009

INDICE

I	- INTRODUZIONE	Pag.	7
1.	- ORGANIZZAZIONE DEL LAVORO.....»		8
2.	- INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....»		9
3.	- CARTOGRAFIA TOPOGRAFICA UTILIZZATA.....»		9
II	- CONOSCENZE GEOLOGICHE		
	DEL MONTE ETNA»		11
1.	- INTRODUZIONE STORICA.....»		11
2.	- CONOSCENZE STRATIGRAFICHE.....»		13
3.	- TEFROSTRATIGRAFIA DEL MONTE ETNA.....»		16
3.1.	- INQUADRAMENTO DEGLI STUDI TEFROSTRATIGRAFICI.....»		16
3.2.	- METODOLOGIE TEFROSTRATIGRAFICHE.....»		19
3.3.	- DESCRIZIONE DELLE UNITÀ TEFROSTRATIGRAFICHE.....»		20
3.3.1.	- <i>Unità A</i>»		20
3.3.2.	- <i>Unità B</i>»		22
3.3.3.	- <i>Unità C</i>»		22
3.3.4.	- <i>Unità D</i>»		23
3.3.5.	- <i>Unità E</i>»		25
4.	- PETROGRAFIA E GEOCHIMICA.....»		31
5.	- ATTIVITÀ ERUTTIVA.....»		33
6.	- GEODINAMICA E ASSETTO STRUTTURALE DEL MONTE ETNA.....»		35
III	- GEOLOGIA DEL FOGLIO ACIREALE»		39
1.	- STRATIGRAFIA.....»		39
1.1.	- CRITERI STRATIGRAFICI ADOTTATI.....»		39
1.2.	- DESCRIZIONE DELLE UNITÀ STRATIGRAFICHE.....»		42
1.2.1.	- <i>Sedimenti marini quaternari - Depositi subetnei</i>»		42
1.2.1.1.	- Calcareniti di Fiumefreddo (CFF).....»		44
1.2.1.2.	- Formazione delle Argille grigio-azzurre (FAG).....»		44
1.2.2.	- <i>Sintema Timpe</i>»		45
1.2.2.1.	- formazione Timpa di Don Masi (TDM).....»		47
1.2.2.2.	- formazione La Timpa (UTM).....»		49
1.2.3.	- <i>Sintema Acireale</i>»		52
1.2.3.1.	- formazione S. Maria Ammalati (USM).....»		55
1.2.3.2.	- formazione Moscarello (UML).....»		58
1.2.3.3.	- formazione Calanna (UCN).....»		59

1.2.3.4.	- Vulcano Tarderìa	Pag.	60
1.2.3.4.1.	- <i>formazione Contrada Passo Cannelli (UCP)</i>»		61
1.2.3.5.	- Vulcano Rocche		62
1.2.3.5.1.	- <i>formazione delle Rocche (UDR)</i>»		63
1.2.3.6.	- Vulcano Trifoglietto.....»		65
1.2.3.6.1.	- <i>formazione Piano del Trifoglietto (UPT)</i>»		65
1.2.4.	- <i>Sintema Zappini</i>		70
1.2.4.1.	- Vulcano Giannicola		71
1.2.4.1.1.	- <i>Formazione Serra Giannicola Grande (SGN)</i>»		72
1.2.4.2.	- Vulcano Salifizio		74
1.2.4.2.1.	- <i>Formazione Valle degli Zappini (FVZ)</i>»		75
1.2.4.2.2.	- <i>Formazione Serra del Salifizio (SDF)</i>		77
1.2.4.2.3.	- <i>formazione Acqua della Rocca (UAR)</i>		79
1.2.5.	- <i>Sintema Girolamo</i>		80
1.2.5.1.	- Vulcano Cuvigghiuni		82
1.2.5.1.1.	- <i>formazione Serra Cuvigghiuni (USC)</i>»		83
1.2.5.1.2.	- <i>Formazione Canalone della Montagnola (CGA)</i>		85
1.2.5.1.3.	- <i>formazione Volta del Girolamo (FVG)</i>»		89
1.2.6.	- <i>Sintema Concazze</i>»		90
1.2.6.1.	- Vulcano Ellittico		92
1.2.6.1.1.	- <i>formazione Contrada Ragaglia (UCG)</i>		93
1.2.6.1.2.	- <i>Formazione Monte Scorsonè (SRS)</i>»		95
1.2.6.1.3.	- <i>Formazione Serra delle Concazze (SDZ)</i>		97
1.2.6.1.4.	- <i>Formazione Pizzi Deneri (FPD)</i>		100
1.2.6.1.5.	- <i>formazione Piano Provenzana (UPP)</i>		102
1.2.6.1.6.	- <i>formazione Portella Giumenta (GUM)</i>»		107
1.2.7.	- <i>Sintema Il Piano</i>»		110
1.2.7.1.	- Vulcano Mongibello		111
1.2.7.1.1.	- <i>formazione Torre del Filosofo (UTF)</i>		112
1.2.8.	- <i>Depositi sedimentari continentali e transizionali recenti e attuali</i>»		118
1.3.	- SINTESI DEI DATI STRATIGRAFICI		119
2.	- PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEI CORPI VULCANICI		121
2.1.	- SCELTA E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI		121
2.2.	- METODOLOGIE DI INDAGINE		122
2.3.	- CARATTERI GENERALI DELLE ROCCE ETNEE		123
2.4.	- DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE.....»		125

2.4.1.	- <i>formazione Timpa di Don Masi</i>»	125
2.4.2.	- <i>formazione La Timpa</i>»	128
2.4.3.	- <i>formazione Moscarello</i>»	128
2.4.4.	- <i>formazione Calanna</i>»	128
2.4.5.	- <i>formazione Contrada Passo Cannelli</i>»	129
2.4.6.	- <i>formazione delle Rocche</i>»	130
2.4.7.	- <i>formazione Piano del Trifoglietto</i>»	130
2.4.8.	- <i>Formazione Serra Giannicola Grande</i>»	131
2.4.9.	- <i>Formazione Valle degli Zappini</i>»	131
2.4.10.	- <i>Formazione Serra del Salifizio</i>»	132
2.4.11.	- <i>formazione Acqua della Rocca</i>»	132
2.4.12.	- <i>formazione Serra Cuvigghjuni</i>»	133
2.4.13.	- <i>Formazione Canalone della Montagnola</i>»	133
2.4.14.	- <i>formazione Volta del Girolamo</i>»	133
2.4.15.	- <i>Formazione Monte Scorsona</i>»	134
2.4.16.	- <i>Formazione Serra delle Concazze</i>»	134
2.4.17.	- <i>Formazione Pizzi Deneri</i>»	135
2.4.18.	- <i>formazione Piano Provenzana</i>»	135
2.4.19.	- <i>formazione Portella Giumenta</i>»	136
2.4.20.	- <i>formazione Torre del Filosofo</i>»	136
3.	- GEOLOGIA STRUTTURALE.....»	137
3.1.	- FAGLIE»	137
3.1.1.	- <i>Le faglie del settore sud-orientale etneo</i>»	137
3.1.2.	- <i>Le faglie del settore nord-orientale etneo</i>»	142
3.2.	- FESSURE ERUTTIVE: LE ZONE DI “RIFT VULCANICO”»	146
3.2.1.	- <i>Il Rift di NE</i>»	146
3.2.2.	- <i>Il Rift Meridionale</i>»	148
3.3.	- I DICCHI DELLA VALLE DEL BOVE.....»	149
3.4.	- LA CALDERA DEL VULCANO ELLITTICO»	152
4.	- GEOMORFOLOGIA»	152
4.1.	- ASPETTI GENERALI.....»	152
4.2.	- MORFOLOGIA DEI CAMPI LAVICI»	156
5.	- ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA .»	159
5.1	- LINEAMENTI IDROGEOLOGICI.....»	159
5.2.	- IDROLOGIA SUPERFICIALE»	161
5.3.	- CONDIZIONI DI STABILITÀ DEI VERSANTI.....»	162
5.4.	- RISORSE DEL SOTTOSUOLO.....»	163
6.	- CONSIDERAZIONI SULLA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ VULCANICA»	164

APPENDICE 1	
SEZIONI STRATIGRAFICHE DI DETTAGLIO	169
APPENDICE 2	
DESCRIZIONE DELLE COLATE.....	193
APPENDICE 3	
AGGIORNAMENTO DELLE COLATE DAL 1995 AL 2003. »	209
APPENDICE 4	
ABSTRACT AND LEGEND	213
ABSTRACT	214
LEGEND	216
BIBLIOGRAFIA	225

I - INTRODUZIONE

G. PASQUARÉ, G. GROPELLI

Il Foglio Acireale rappresenta una delle aree più importanti per la comprensione della stratigrafia, della struttura e dell'evoluzione del vulcano Etna.

L'Etna non è solo il più attivo vulcano europeo, ma rappresenta anche un laboratorio unico per le sue frequenti eruzioni, per la sua particolare posizione rispetto al contesto geodinamico dell'area in cui è localizzato e per la possibilità di osservare, in modo più o meno completo, circa 600 ka di attività eruttiva. Stili eruttivi, area di emissione, composizione e affinità petrogenetica dei magmi sono significativamente cambiati nello spazio e nel tempo.

Malgrado il vulcano attuale, soprattutto nell'ultima decina d'anni, sia stato oggetto di numerosi programmi di ricerca geofisici e geochimici ed esistano, ormai da anni, sistemi di sorveglianza dell'attività eruttiva, manca ancora un modello geologico e strutturale, atto a ricostruire in modo affidabile il funzionamento del sistema di alimentazione, finalizzato anche alla previsione delle eruzioni e alla valutazione del rischio.

La carta geologica dovrebbe, tra l'altro, contribuire agli scopi suddetti, attraverso la comprensione della storia magmatica e tettonica del vulcano.

L'aggiornamento cartografico dei prodotti eruttivi più recenti dell'Etna nell'ambito del presente lavoro si ferma al 1995, mentre le presenti Note Illustrative sono aggiornate al 2004.

1. - ORGANIZZAZIONE DEL LAVORO

Di seguito viene schematizzato l'organigramma del Foglio Acireale risultato di due progetti: CARG '88 (legge 67/88 - Convenzione tra SGN e CNR per la realizzazione di 15 Fogli geologici, responsabile di Progetto dott. Riccardo Polino) e Accordo di Programma tra CNR e SGN (ai sensi dell'articolo 4-sexies del decreto-legge 28 agosto 1995, n. 364 nel testo coordinato con la legge di conversione 438/95, funzionario delegato prof. Piero Manetti).

TAB. 1 - *Organizzazione del lavoro di rilevamento geologico nell'ambito del progetto CARG '88.*

CARG '88	
Responsabile di Progetto:	Riccardo Polino
Coordinatore del Foglio:	Giorgio Pasquaré
Direttori di rilevamento:	Mauro Coltelli Massimo Pompilio
Rilevatori:	Stefano Branca Sonia Calvari Mauro Coltelli Victor Hugo Garduño Gianluca Gropelli Luigi Lodato Marco Neri Giorgio Pasquaré
Coordinamento cartografico:	Stefano Branca
Analisi petrografiche geochimiche e schede-campione:	Rosanna Corsaro Massimo Pompilio
Tefrostratigrafia:	Mauro Coltelli Paola Del Carlo Luigina Vezzoli
Redazione scientifica delle Note Illustrative:	Stefano Branca Mauro Coltelli Gianluca Gropelli Giorgio Pasquaré

TAB. 2 - *Organizzazione del lavoro di informatizzazione della carta geologica nell'ambito dell'Accordo di Programma tra CNR e SGN.*

Accordo di Programma tra CNR e SGN - Informatizzazione	
Funzionario delegato:	Piero Manetti
Coordinatore Scientifico:	Angelo Cavallin
Informatizzazione carta:	Francesca Ardizzone Simone Sterlacchini
Caricamento schede campione:	Alba Gamba Andrea Gigliuto Gianluca Groppelli

2. - INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

Il Foglio alla scala 1:50.000 n. 625 denominato «Acireale» copre gran parte del fianco orientale del Monte Etna, un grande stratovulcano alto 3330 m s.l.m., situato nel settore orientale della Sicilia (fig. 1). L'edificio vulcanico ha una base ellittica, allungata in direzione N-S, con un asse massimo di circa 47 km e minimo di 38 km. Altimetricamente il versante coperto da questo foglio è compreso tra 3200 m di quota e il livello del mare e comprende un'area che va dai deserti di alta montagna alle dune costiere passando per una ampia varietà di coperture vegetali con un grado di urbanizzazione che aumenta considerevolmente con l'approssimarsi alla costa.

Il Foglio comprende quasi esclusivamente rocce vulcaniche prodotte dalle eruzioni dell'apparato poligenico etneo e depositi vulcanoclastici provenienti dallo smantellamento delle vulcaniti; gli scarsi affioramenti delle rocce del substrato prevulcanico sono presenti al margine dell'edificio in prossimità della costa e sono rappresentati da sedimenti marini quaternari appartenenti all'avanfossa Gela-Catania.

3. - CARTOGRAFIA TOPOGRAFICA UTILIZZATA

Il rilevamento originale è stato eseguito alla scala 1:10.000 sulle sezioni della "Carta Tecnica" della Regione Siciliana - Assessorato del Territorio e dell'Ambiente alla scala 1:10.000, in alcuni casi opportunamente ingrandite.

Le carte geologiche originali sono state riportate alla scala 1:25.000 su tavolette dell'Istituto Geografico Militare. Di seguito l'elenco delle sezioni e delle tavolette 1:25.000 utilizzate:

- S. Alfio, Sezione 625 IV;
- Acicatena, Sezione 625 III;
- Piedimonte Etneo, Tavoletta 262 III NE;
- Fiumefreddo di Sicilia, Tavoletta 262 II NO;
- Giarre, Tavoletta 262 III SE;
- Acireale, Tavoletta 270 IV NE.

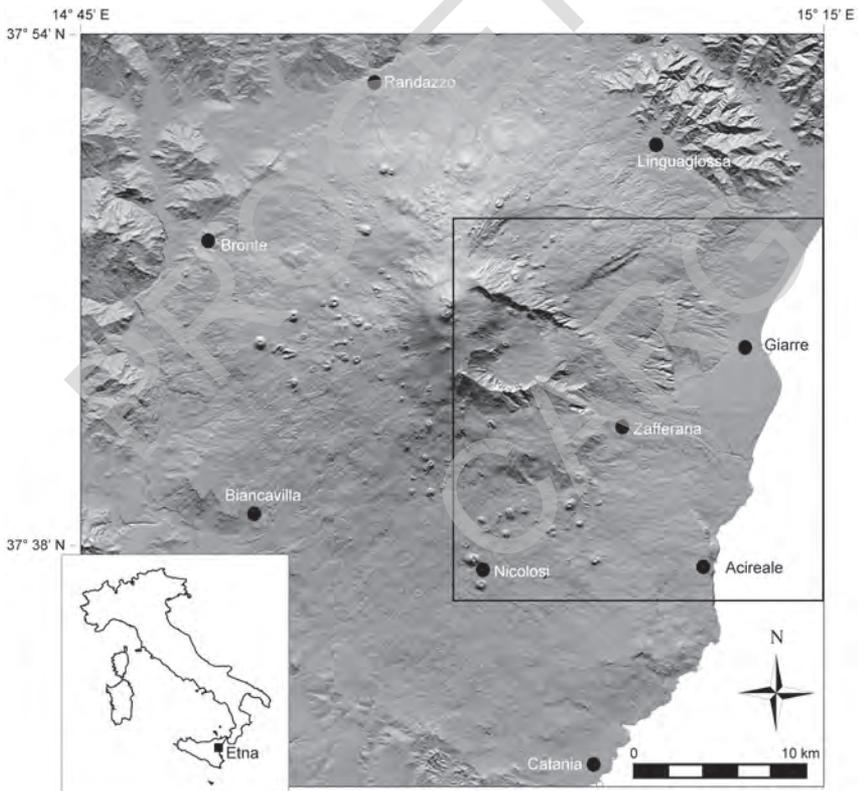


Fig. 1 - Localizzazione del Foglio Acireale (area riquadrata) rispetto al Monte Etna su modello ombreggiato del terreno (da PARESCHI et alii, 1999).

II - CONOSCENZE GEOLOGICHE DEL MONTE ETNA

In questo capitolo saranno affrontate diverse tematiche (elementi storici, stratigrafici, petrografici, geochimici, vulcanologici, tettonici e geodinamici) riprese dalle conoscenze della letteratura edita precedentemente a questo lavoro. Inoltre vengono presentati brevemente i risultati delle indagini tefrostratigrafiche.

1. - INTRODUZIONE STORICA

G. GROPELLI, G. PASQUARÈ

La natura vulcanica del Monte Etna è nota sin da epoche molto remote: nella mitologia classica Omero narra che l'Etna è la sede di Efesto, il dio del fuoco che forgia le armi di Achille, nonché la terra dei Ciclopi, esplorata da Ulisse nelle sue rischiose avventure di ritorno da Troia.

L'attività vulcanica del Monte Etna viene già descritta dallo storico greco Tucidide intorno al 425 a.C. che oltre a descrivere un'eruzione riferisce di altri fenomeni vulcanici a partire dall'inizio della colonizzazione greca della Sicilia. Il geografo greco Strabone narra di un pianoro situato presso la sommità della montagna etnea caratterizzato da una temperatura talmente elevata da non poterci camminare sopra e sul quale si innalza un conetto che emette vapore.

Tra gli altri anche Plinio il Vecchio, nel *Naturalis Historia*, e Lucrezio, nel *De Rerum Natura*, descrivono l'Etna, fornendo anche le prime interpretazioni dei fenomeni vulcanici.

A partire dal XVI secolo le cronache locali permettono di reperire informazioni e descrizioni sulla maggior parte degli eventi eruttivi più importanti del vulcano.

Solo nel XIX secolo iniziano gli studi scientifici in senso moderno: i primi a riconoscere l'esistenza di un antico vulcano (il Trifoglietto) nell'area della Valle del Bove e a distinguerlo dal Mongibello sono stati GEMMELLARO (1858), LYELL (1859) e WALTERSHAUSEN (1880), il quale pubblica la prima carta geologica dell'Etna (fig. 2) che costituisce, per il suo tempo, un contributo fortemente innovativo. Risalgono invece all'inizio del XX secolo i primi studi petrografici sulle vulcaniti etnee, eseguiti sulle lave affioranti lungo la costa tra Acicastello e Acitrezza (PLATANIA, 1903).

Bisogna peraltro aspettare la fine degli anni '60 per incontrare i primi studi sistematici sull'Etna che si sono concentrati prevalentemente sulla Valle del Bove grazie all'esposizione favorevole dei corpi rocciosi lungo i fianchi della valle stessa. Quivi sono stati riconosciuti i principali centri di attività precedenti il Mongibello. In particolare si ricordano i contributi di KLERKX (1968, 1970) che ha suddiviso il Trifoglietto in due distinti centri: il Trifoglietto I, affiorante lungo la parete nord-orientale della Valle del Bove, e il Trifoglietto II, i cui resti sono evidenti lungo la parete sud-occidentale; Klerkx riconosce inoltre l'esistenza di un centro eruttivo ancora più antico, il Calanna, situato nella valle omonima.



Fig. 2 - Stralcio della carta geologica di WALTERSHAUSEN (1880).

Contemporaneamente si sviluppano gli studi stratigrafici e petrologici sulle prime manifestazioni etnee ad Acitrezza (STURIALE, 1968; CRISTOFOLINI, 1972, 1973, 1974) e lungo il basso versante meridionale dell'Etna (ATZORI, 1966; TANGUY, 1967; CRISTOFOLINI, 1972). Una prima sintesi sull'evoluzione dell'attività eruttiva nella regione etnea viene formulata da RITTMANN (1973). Negli anni '70 gli studi geologici si concentrano soprattutto sulla parete meridionale e occidentale della Valle del Bove, dove vengono riconosciuti i centri del Vavalaci (CRISTOFOLINI & LO GIUDICE, 1969a; LO GIUDICE, 1970; LO GIUDICE *et alii*, 1974; ROMANO & STURIALE, 1975), del Belvedere (LO GIUDICE, 1970; LO GIUDICE *et alii*, 1974), della Serra Giannicola Piccola e dello Zoccolaro (ROMANO & STURIALE, 1975), anche se non vi è accordo generale tra tutti gli Autori sull'ubicazione e posizione stratigrafica dei centri identificati. Contemporaneamente viene studiato anche il Mongibello, suddiviso in Antico (Ellittico e Leone) e Recente (KIEFFER, 1973; ROMANO & GUEST, 1979).

Nel 1979 viene pubblicata una carta geologica complessiva dell'Etna a scala 1:50.000 (*CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA*, 1979) (fig. 3) e le relative note illustrative (ROMANO, 1982) che raccolgono tutti gli studi e contributi degli anni precedenti.

Negli anni '80 vengono pubblicati importanti studi sulla stratigrafia dei centri della parete meridionale della Valle del Bove (MCGUIRE, 1982) con l'identificazione di un nuovo centro, il Cuvigghiuini, e sull'Etna in generale con la tesi di dottorato di KIEFFER (1985).

Alla fine del decennio scorso, in occasione dell'inizio del progetto CARG '88, inizia un rilevamento di dettaglio della successione stratigrafica affiorante lungo le pareti della Valle del Bove, i cui risultati preliminari sono stati pubblicati da CALVARI *et alii* (1994b) e COLTELLI *et alii* (1994).

2. - CONOSCENZE STRATIGRAFICHE

S. BRANCA, G. GROPELLI

Le più antiche manifestazioni vulcaniche dell'Etna affiorano subito a nord di Catania in una ristretta area compresa fra gli abitati di Aci Castello e Aci Trezza. Esse sono rappresentate sia da intrusioni a debole profondità, che da effusioni sottomarine avvenute in acque relativamente poco profonde, quando era ancora in atto la sedimentazione delle argille marnose pleistoceniche.

Composizionalmente queste vulcaniti sono degli olivin-basalti ad affinità tholeiitica e transizionale (STURIALE, 1968; CRISTOFOLINI, 1972; TANGUY, 1978; CORSARO & CRISTOFOLINI, 1997). Le manifestazioni sottomarine sono

rappresentate da colate a *pillow* datate 460-580 ka (GILLOT *et alii*, 1994) e da brecce formate da frammenti di *pillow* e da materiale ialoclastico (ROMANO & STURIALE, 1981; CORSARO & CRISTOFOLINI, 1997). In conseguenza del graduale sollevamento della regione etnea, che ha portato in poco meno di 600 ka le argille marnose pleistoceniche a una quota di poco inferiore agli 800 m nel versante nord-orientale del vulcano (DI STEFANO & BRANCA, 2002), l'attività eruttiva divenne subaerea conservando le stesse caratteristiche composizionali (TANGUY *et alii*, 1997). Le più antiche colate laviche subaeree, datate 250-320 ka (GILLOT *et alii*, 1994), affiorano lungo la periferia sud-occidentale dell'Etna in corrispondenza della sponda sinistra del Fiume Simeto come corpi terrazzati (CHESTER & DUNCAN, 1979, 1982).

I resti di un piccolo edificio vulcanico monogenico, il *neck* di Paternò, datato circa 168 ka (GILLOT *et alii*, 1994), affioranti nel bordo sud-occidentale del vulcano, rappresentano i più antichi prodotti della serie alcalino-sodica riconosciuti nella regione etnea (TANGUY, 1980; TANGUY *et alii*, 1997). Il vulcanismo a carattere alcalino marca il cambiamento di stile eruttivo da fissurale a centrale, con la formazione di una serie di piccoli centri vulcanici compositi, denominati «Centri eruttivi alcalini antichi» (ROMANO, 1982) (fig. 3), sulla cui identificazione e distribuzione permangono tuttora notevoli incertezze. Tra questi centri, ROMANO (1982) include il Calanna e il Trifoglietto I oltre a vulcani identificati su basi morfologiche, il Centro di Monte Po, e il vulcano scudo primitivo, quest'ultimo riconosciuto pure da KIEFFER (1985).

Successivamente si ha la formazione dei vulcani centrali i cui prodotti affiorano lungo le pareti della Valle del Bove. Recenti studi sulla geologia di quest'area (CALVARI *et alii*, 1994b; COLTELLI *et alii*, 1994) hanno riesaminato la stratigrafia e le relazioni temporali dei diversi centri eruttivi riconosciuti nel passato e raggruppati nell'Unità del Trifoglietto da ROMANO (1982). I prodotti dei più antichi edifici vulcanici affiorano in corrispondenza della terminazione orientale della parete settentrionale della Valle del Bove (Trifoglietto I di KLERKX, 1968, e litosoma Rocca Capra di COLTELLI *et alii*, 1994) e lungo la base della parete sud-occidentale (Trifoglietto II di KLERKX, 1968, e litosoma Trifoglietto di CALVARI *et alii*, 1994b).

L'attività eruttiva successiva al vulcano Trifoglietto si è localizzata nel settore sud-occidentale della Valle del Bove lungo i fianchi del medesimo vulcano con la formazione di tre apparati (Giannicola Grande, Salifizio e Cuvigghiuni di CALVARI *et alii*, 1994b). I centri eruttivi Giannicola Grande e Salifizio costituiscono due vulcani di modeste dimensioni, impostatisi rispettivamente sul fianco settentrionale e sud-orientale del Trifoglietto. I prodotti di questi due centri eruttivi sono ricoperti dalle vulcaniti dell'apparato eruttivo del Cuvigghiuni, definito per la prima volta da MCGUIRE (1982).

Un importante spostamento di circa 4 km verso nord-ovest del sistema di alimentazione superficiale marca l'inizio della costruzione del vulcano Ellittico (KIEFFER, 1973; 1974; 1975; ROMANO & GUEST, 1979; GUEST *et alii*, 1984; COLTELLI *et alii*, 1994), la cui attività inizia circa 40 ka (DE RITA *et alii*, 1991; GILLOT *et alii*, 1994). La successione vulcanica dell'Ellittico affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove è stata suddivisa in cinque unità litostratigrafiche da COLTELLI *et alii* (1994). L'attività eruttiva dell'Ellittico termina circa 15 ka fa (KIEFFER, 1973, 1985; CORTESI *et alii*, 1988, COLTELLI

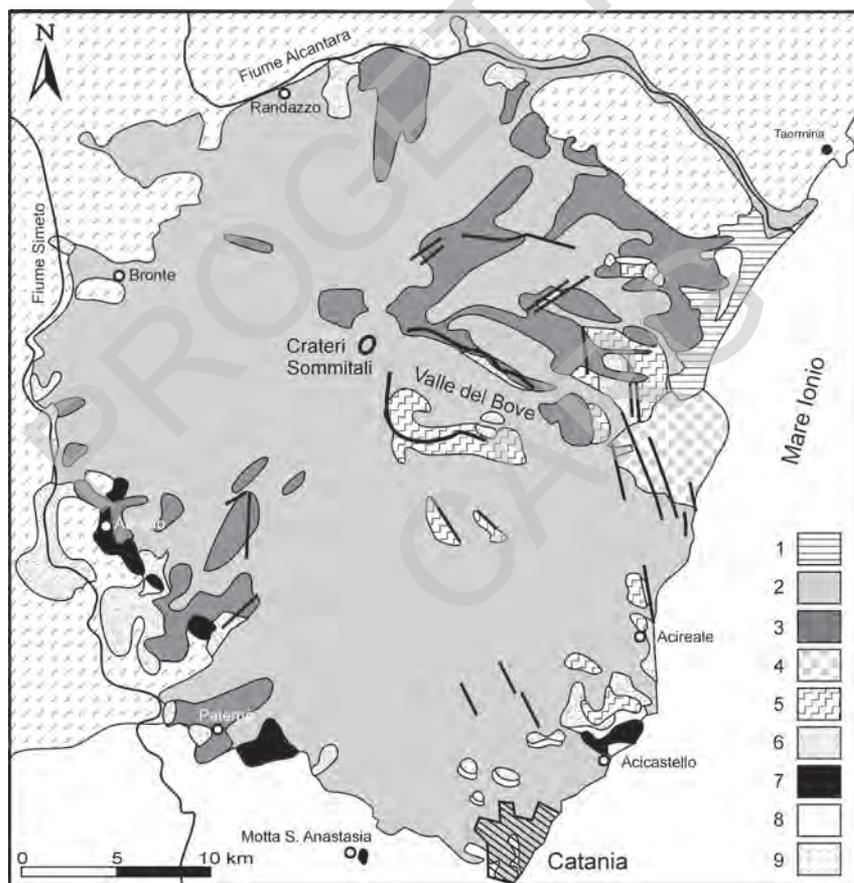


Fig. 3 - CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979), semplificata. 1) Alluvioni costiere; 2) Mongibello Recente; 3) Mongibello Antico; 4) deposito vulcanoclastico "Chiancone"; 5) unità Trifoglietto; 6) Centri Alcalini Antichi; 7) Lave subalcaline di Base; 8) Sedimenti marini Quaternari; 9) Catena Appenninico-Maghrebide.

et alii, 2000) con l'emissione di un magma trachitico (D'ORAZIO *et alii*, 1997) durante un'intensa fase esplosiva caratterizzata da una serie di eruzioni pliniane (COLTELLI *et alii*, 2000), che hanno causato la formazione di una caldera di circa 4 km di diametro (Ellittico Crater di WALTERSHAUSEN, 1880).

Le vulcaniti dell'attività eruttiva posteriori alla formazione della caldera dell'Ellittico (Mongibello Recente di CHESTER *et alii*, 1985 e GILLOT *et alii*, 1994; o Sintema il Piano di CALVARI *et alii*, 1994b e COLTELLI *et alii*, 1994) sono costituite prevalentemente da colate laviche a composizione hawaiiica (CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982) emesse sia dalle bocche sommitali che da apparati eruttivi parassiti ampiamente distribuiti sui fianchi del vulcano (VILLARI *et alii*, 1988; DEL CARLO & BRANCA, 1998). Sebbene l'attività predominante sia di tipo effusivo, numerose eruzioni esplosive di notevole intensità, generate dalle bocche sommitali, hanno caratterizzato questo periodo eruttivo (COLTELLI *et alii*, 2000). L'unica eruzione esplosiva di magnitudo pliniana si è verificata in epoca storica nel 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998) producendo uno spesso deposito di caduta, che ha coperto il versante sud-orientale del vulcano causando notevoli danni alla città di Catania. A questa eruzione è riferibile la formazione della Caldera del Piano (KIEFFER, 1975), una struttura di collasso sommitale di circa 2 km di diametro all'interno della quale i prodotti dell'attività eruttiva storica hanno formato il cono attuale.

3. - TEFROSTRATIGRAFIA DEL MONTE ETNA

P. DEL CARLO, M. COLTELLI, L. VEZZOLI

3.1. - INQUADRAMENTO DEGLI STUDI TEFROSTRATIGRAFICI

I fianchi dell'Etna, soprattutto il versante orientale, sono caratterizzati da estesi affioramenti di depositi vulcanoclastici con spessore da 1 a 20 m circa, che si intercalano nella sequenza delle colate laviche. Questi depositi sono principalmente costituiti da livelli di ricaduta piroclastica composti da lapilli scoriacei o pomicei e da tufi cineritici più o meno consolidati, alternati a depositi sedimentari vulcanoclastici con granulometria da siltitica a sabbiosa, di colore grigio e giallastro. La presenza di questi depositi piroclastici indica un'importante attività di tipo esplosivo nella storia eruttiva dell'Etna che ha prodotto eruzioni esplosive di energia da stromboliana fino a pliniana.

Il significato di queste successioni vulcanoclastiche era stato interpretato in vari modi dagli autori precedenti in seguito a studi eseguiti principalmente negli anni '80. ROMANO (1982) divide i depositi vulcanoclastici dell'Etna in: i)

lower tuffs and lahars, rappresentati da tufi giallo-marrone e brecce, affioranti sul medio e basso versante orientale dell'Etna, ii) *upper tuffs and lahars*, che comprendono l'ignimbrite di Biancavilla-Montalto, datata a circa 15 ka (CORTESE *et alii*, 1988), una successione di livelli di scorie di età compresa tra 8,7 e 2,4 ka e il lahar di Milo, affioranti sull'alto versante orientale e sud-orientale. Secondo GUEST *et alii* (1984) i depositi vulcanoclastici sono suddivisi in i) *lower tephra* (70-25 ka) composti da tre unità piroclastiche e correlate al lahar di Milo ii) *upper tephra* (5-6 ka) composti da due unità piroclastiche. CHESTER *et alii* (1987) aggiungono i tefra e i lahar di Acireale (150-70 ka) e l'ignimbrite di Biancavilla-Montalto (~15 ka) alle unità proposte da GUEST *et alii* (1984). Infine KIEFFER (1985) rifiuta la distinzione tra *lower* e *upper tephra* e considera che tutti i depositi vulcanoclastici giallastri rappresentino un'unica sequenza eruttiva successiva all'ignimbrite di Biancavilla. Le suddivisioni proposte erano basate principalmente sulla posizione topografica degli affioramenti e su poche datazioni radiometriche. Inoltre erano sostenute dall'affinità petro-chimica della frazione juvenile con i prodotti dei centri vulcanici che si sono succeduti nell'evoluzione dell'apparato etneo. L'opinione diffusa tra i diversi Autori era che le successioni piroclastiche dell'Etna non permettessero la ricostruzione della dispersione dei depositi di tefra a causa della loro limitata estensione e dei loro scarsi affioramenti.

Nella seconda metà degli anni '90 è stato intrapreso uno studio sistematico sui depositi piroclastici dell'Etna, basato sui moderni metodi della tefrostratigrafia, i cui risultati sono riportati in COLTELLI *et alii* (2000) e DEL CARLO *et alii* (2004). Esso fornisce per la prima volta la ricostruzione stratigrafica dei depositi piroclastici dell'Etna da circa 100 ka al presente secondo una sequenza continua di livelli di tefra che sono stati correlati sull'intero edificio vulcanico. Gli Autori individuano 5 unità tefrostratigrafiche che corrispondono ad altrettanti periodi eruttivi. Dal più antico essi sono: (a) >100 ka, comprende eruzioni da stromboliane a subpliniane; (b) circa 100 ka, ciclo di eruzioni pliniane benmoreitiche; (c) 100-16 ka, comprende eruzioni da stromboliane a subpliniane, di composizione da basaltica a mugearitica; (d) 15,5-15 ka, ciclo di eruzioni pliniane benmoreitiche che hanno formato una caldera sommitale; (e) da 15 ka a oggi, comprende eruzioni da stromboliane a subpliniane basaltiche, inclusa l'eruzione pliniana del 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998).

In tabella 3 viene presentato uno schema sinottico riassuntivo delle suddivisioni stratigrafiche proposte dai vari Autori sopra citati.

Tab. 3 - Quadro di comparazione delle interpretazioni stratigrafiche dei depositi vulcanoclastici dell'Etna proposte nei vari lavori citati nel testo (tratta da Coltelli et alii, 2000).

Romano (1962)	Guest et al. (1984)	Klüpper (1985)	Chester et al. (1987)	Coltelli et al. (2000)
MONGIBELLO RECENTE		MONGIBELLO MODERNO	MONGIBELLO RECENTE	UNITÀ E LAHAR DI MILO
TURRI E LAHAR SUP.	TEFFRA SUP. Ceneri e lapilli (attività stromboliana simile al presente). 5-6 ka	UNITÀ SUPERIORE Ceneri e lapilli (attività stromboliana simile al presente). 14 ka - 122 a C.	TEFFRA SUP. UNITÀ SUPERIORE	12 ka - presente
Serie e ceneri gialle (molte eruzioni). 8,7 - 2,4 ka	UNITÀ INFERIORE Ceneri gialle con scarsi lapilli basaltici. (unica eruzione fissologmagmatica).	UNITÀ INFERIORE	UNITÀ INFERIORE	
IGNARRIBITE DI BIANCAVILLA MONTALTO 15,5 - 15 ka		SCUMBRITE DI BIANCAVILLA 14.800 a	SCUMBRITE DI BIANCAVILLA MONTALTO 15,5 - 15 ka	UNITÀ D. 15,5 - 15 ka
TURRI E LAHAR INFERIORI Ceneri gialle	TEFFRA INF. UNITÀ SUPERIORE Ceneri gialle con scarsi lapilli (unica eruzione fissologmagmatica). LAHAR DI MILO.		TEFFRA INF. UNITÀ SUPERIORE LAHAR DI MILO	UNITÀ C. 80 - 45 ka
	UNITÀ INTERMEDIA Lapilli basaltici e ceneri gialle (eruzione fissologmagmatica con episodi stromboliani). UNITÀ INFERIORE Ceneri gialle con scarsi lapilli (attività eruzione fissologmagmatica con episodi stromboliani). 26,4 ka		UNITÀ INTERMEDIA	
				UNITÀ B. 100 ka
				UNITÀ A. > 100 ka
Lahar di S. Teofilo Pomice e sabbina vulcanogenici nell'area di Adress.			TEFFRA E LAHAR DI ACRIGALE Ceneri e lapilli di S. Cabris 150-170 ka	

3.2. - METODOLOGIE TEFROSTRATIGRAFICHE

Lo studio delle successioni piroclastiche dell'Etna è basato sull'applicazione delle analisi di facies e della misura e descrizione sistematica dei singoli livelli di tefra riconosciuti. Sono state misurate circa 200 sezioni stratigrafiche distribuite su tutto il vulcano (fig. 4). Le sezioni stratigrafiche sono composte

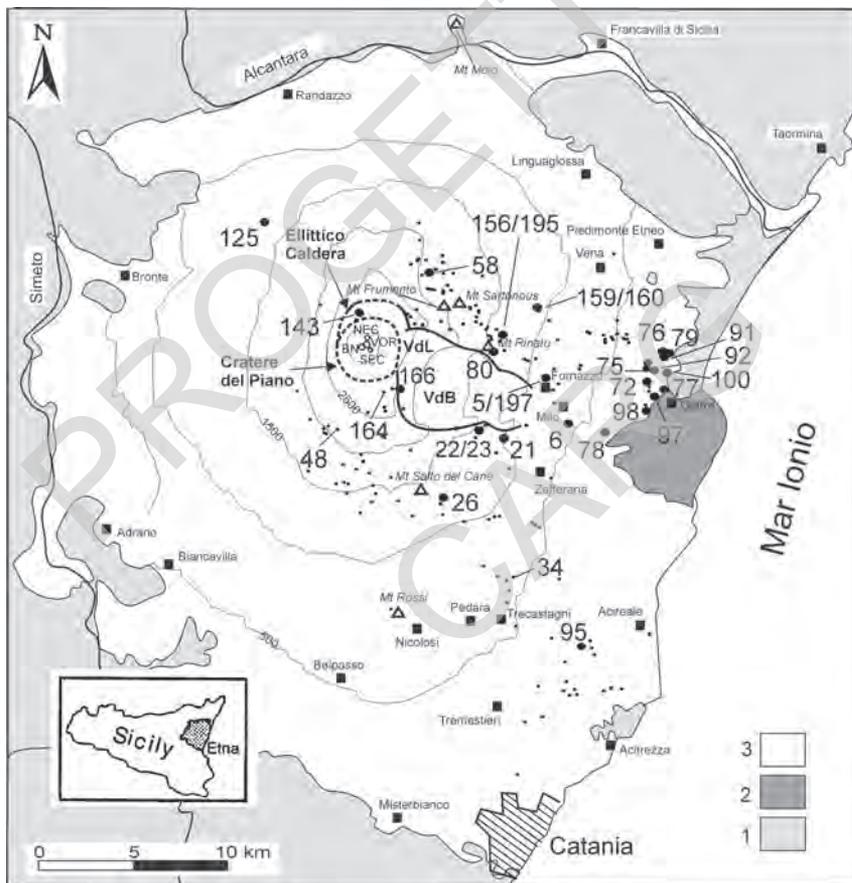


Fig. 4 - Localizzazione delle sezioni tefrostratigrafiche. Legenda: 1) Substrato sedimentario; 2) Deposito vulcanoclastico Chiancone; 3) Vulcaniti dell'Etna. I punti indicano la località delle sezioni stratigrafiche studiate; i numeri indicano le sezioni stratigrafiche mostrate nelle figure 5, 6, 7 e 9. BN= Bocca Nuova; VOR= Voragine; NEC= Cratere di NE; SEC= Cratere di SE; VdB= Valle del Bove; VdL= Valle del Leone.

principalmente da sedimenti vulcanogenici eolici e alluvionali con intercalati livelli di tefra. Le analisi litostratigrafiche e di facies sono state utilizzate per distinguere i depositi piroclastici primari da quelli sedimentari.

Per ogni deposito riconosciuto sono stati descritti i caratteri deposizionali e litologici, eseguite le granulometrie delle piroclastiti e determinata la loro composizione petro-chimica. L'insieme di questi dati ha permesso la correlazione dei livelli piroclastici affioranti nei vari settori dell'Etna. Inoltre il riconoscimento di marker stratigrafici, costituiti da depositi di ricaduta con dispersione su ampie zone del vulcano, ha contribuito alle correlazioni stratigrafiche tra zone distanti tra loro. Sono state eseguite numerose datazioni con il metodo del radiocarbonio su carboni e paleosuoli la cui posizione stratigrafica era ben definita nella successione stratigrafica; essi hanno permesso di definire univocamente la cronologia degli eventi eruttivi esplosivi. I risultati di questi studi hanno fornito la ricostruzione stratigrafica per molti dei 150 livelli di tefra che sono stati identificati nelle successioni vulcanoclastiche dell'Etna. I livelli di tefra sono costituiti da lapilli scoriacei, pomicei, o da cenere e rappresentano singole eruzioni distinguibili dai depositi sedimentari che si sono formati tra un'eruzione e l'altra. Questi livelli sono stati raggruppati in 5 unità tefrostratigrafiche (A-E) sulla base delle correlazioni stratigrafiche, delle affinità petrografiche e della età (fig. 5).

3.3. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ TEFROSTRATIGRAFICHE

3.3.1. - *Unità A*

L'Unità A comprende i depositi piroclastici più antichi riconosciuti nell'intera successione stratigrafica (fig. 5). È costituita da 19 livelli di tefra formati da lapilli scoriacei e cenere intercalati a depositi sabbiosi giallastri laminati di origine alluvionale. L'unità affiora alla base delle sezioni stratigrafiche a nord-ovest di Giarre (sezioni 77 e 97) con spessore che varia tra 4 e 6 m. Le scorie sono ossidate e contengono fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno, anfibolo e olivina con bordi riassorbiti in una pasta di fondo vetrosa con microliti di plagioclasio e pirosseno. La paragenesi corrisponde a una composizione delle scorie di tipo basaltico da hawaiiite a mugarite. Tutti i livelli di tefra sono depositi di ricaduta prodotti da eruzioni con magnitudo da stromboliana a subpliniana e solo due livelli sono stati correlati tra le sezioni. Una discordanza

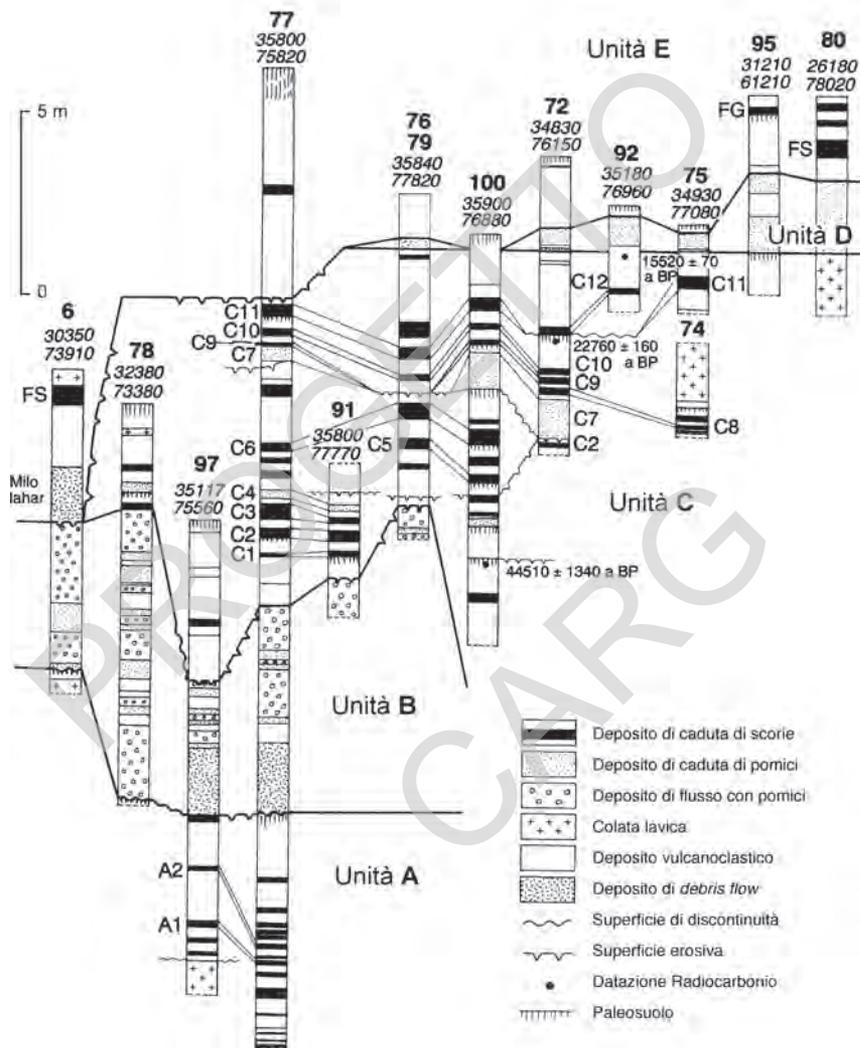


Fig. 5 - Correlazione stratigrafica dei principali depositi piroclastici dell'Etna effettuata su alcune sezioni stratigrafiche rappresentative la cui ubicazione è riportata in fig. 4. Le unità tefrostratigrafiche sono identificate da A a E, come descritto nel testo, i livelli di tefra correlati sono contrassegnati con un numero. La sequenza di lettere e numeri è in ordine alfabetico e numerico secondo la posizione stratigrafica dal letto al tetto; le lettere greche si riferiscono a livelli studiati, ma che non sono stati correlati. Sono stati riportati inoltre i livelli guida (due lettere) dell'unità E. La figura è stata modificata da Coltelli et alii (2000).

angolare associata a una superficie di erosione o a un paleosuolo separa l'unità A dalla successiva unità B.

3.3.2. - Unità B

L'unità B è formata da una successione di depositi di ricaduta e di flusso pomicei intercalati a livelli di breccie prodotti da una eruzione pliniana polifasica o da un ciclo di eruzioni molto vicine nel tempo come si può dedurre dalla mancanza di suoli nella successione (fig. 5). Sul bordo settentrionale della Valle del Bove questa successione affiora con spessore di 32 m dominata da depositi di *surge* e breccie. Lo spessore dell'unità B nella zona di Giarre diminuisce a 6-7 m. I depositi di ricaduta sono gradati diretti e composti alla base da lapilli pomicei bianchi bandati e grigio scuri al tetto. Litici di lava sono presenti e diminuiscono in abbondanza verso il tetto. I depositi di flusso sono massivi, formati da pomici bianche e grigie e litici immersi in una matrice sabbiosa. Il loro spessore è di 1-1,5 m. I depositi di *surge* intercalati nella sequenza sono costituiti da livelli laminati di cenere grossolana grigia e subordinatamente lapilli. Entrambi i tipi di pomici hanno una pasta di fondo ialopilitica e fenocristalli di plagioclasio e anfibolo mentre i clinopirosseni sono rari. La composizione delle pomici è benmoreitica. Nelle sezioni 77 e 97 (fig. 5) l'unità B presenta alla base un deposito di *debris flow* di 2-4 m di spessore costituito da una matrice sabbiosa con pomici, scorie e litici arrotondati, che localmente erode l'unità A. L'unità B risulta in paraconcordanza con l'unità successiva e presenta al tetto una superficie di erosione, marcata da paleocanali profondi alcuni metri e riempiti da depositi vulcanoclastici appartenenti all'unità C (sezione 97) o da depositi dell'unità E (sezione 6).

3.3.3. - Unità C

L'unità C è costituita da una successione di livelli di tefra con diverse composizioni, alternati a depositi sedimentari vulcanogenici sabbiosi giallastri. Circa 30 livelli di ricaduta formati da lapilli scoriacei e pomicei, prodotti da eruzioni di magnitudo da stromboliana a subpliniana, sono stati identificati e 12 di questi correlati tra le diverse sezioni stratigrafiche (fig. 5). Le composizioni delle scorie sono basaltiche e quelle delle pomici sono mugaritiche. Quattro superfici di erosione discordanti sono state riconosciute all'interno di questa successione.

Esse dividono 5 gruppi di tefra (sub-unità), ciascuno caratterizzato da diverse caratteristiche petrografiche. La sub-unità di base (livelli C1-C4) è caratterizzata da prodotti con abbondanti fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno, e minore anfibolo. Le scorie della seconda sub-unità (livelli C5-C6) contengono principalmente olivina e clinopirosseno, e rari anfibolo e plagioclasio. Nella terza sub-unità (livelli C7-C11) le scorie presentano abbondanti clinopirosseni, minor olivina e anfibolo e raro plagioclasio. Nella quarta sub-unità (livello C12) la paragenesi dei cristalli è dominata da plagioclasio e clinopirosseno. L'unità C ricopre l'unità B con un contatto erosivo in cui sono sviluppati paleocanali. Al tetto l'unità C è ricoperta dall'unità D o direttamente dall'unità E (sezione 77). Nella seconda e quarta sub-unità sono stati datati con il radiocarbonio due livelli che risultano avere rispettivamente 44.520 ± 1380 e 22.760 ± 160 .

3.3.4. - Unità D

L'unità D è costituita da quattro livelli di ricaduta pliniana costituiti da pomice che affiorano sui fianchi orientali dell'Etna nell'area compresa tra Giarre e Acireale. Questi livelli si trovano a coppia separati da un sottile paleosuolo. Essi sono stati chiamati dal più antico D1a e D2a nell'area di Giarre e D1b e D2b nell'area di Acireale (fig. 6). Le pomice dei quattro livelli presentano

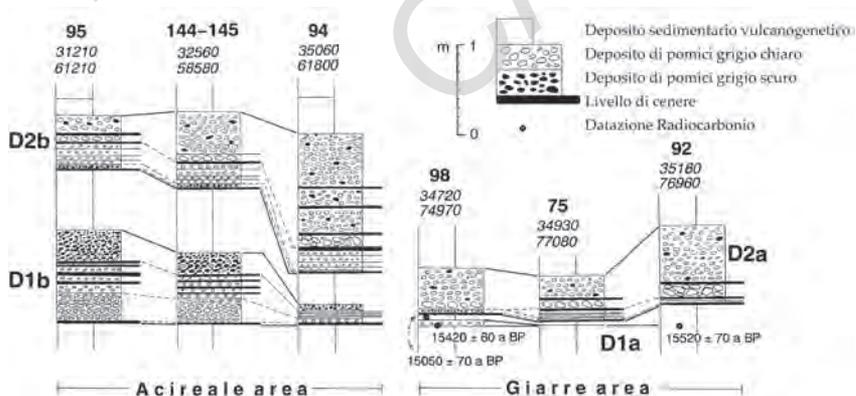


Fig. 6 - Correlazione stratigrafica dei livelli piroclastici di caduta appartenenti all'unità D, lungo un transetto perpendicolare agli assi di dispersione. L'ubicazione delle sezioni stratigrafiche è riportata in fig. 4. La figura è stata modificata da Coltelli et alii (2000).

composizioni e tessiture molto simili. Esse sono di colore grigio chiaro, spesso bandate, con composizione benmoreitica. La paragenesi dei fenocristalli è formata da plagioclasio, clinopirosseno e microfenocristalli di anfibolo (kaersutite), plagioclasio, clinopirosseno, olivina e Ti-magnetite in una pasta di fondo vetrosa. Le caratteristiche discriminanti per distinguere questi livelli sono la presenza o meno dei cristalli di anfibolo (presenti in D1a, D2a e D1b e assenti in D2b),

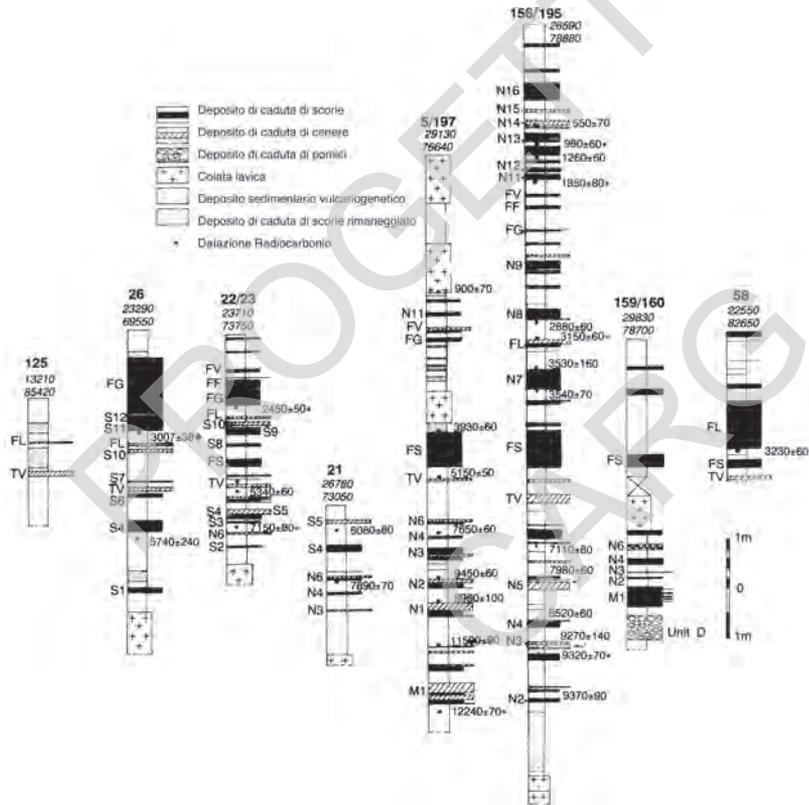


Fig. 7 - Correlazione stratigrafica dei depositi piroclastici dell'unità E tra alcune sezioni stratigrafiche rappresentative la cui ubicazione è riportata in fig. 4. I sei marker stratigrafici sono: M1, TV, FS, FL, FG e FF. Gli altri livelli, indicati con due lettere, sono correlati in aree più limitate (settori nord-orientale e/o sud-orientale). Infine, i livelli presenti solamente in una sezione stratigrafica non sono siglati. L'età radiometrica contrassegnata da una losanga è presa da CORTESI et alii (1988), mentre quelle contrassegnate da un asterisco sono state misurate su carboni o suoli presi in altre sezioni nella stessa posizione stratigrafica. La figura è stata modificata da DEL CARLO et alii (2004).

l'indice di porfiricità delle pomici, la litostratigrafia dei depositi e la differente distribuzione areale (D1b e D2b presentano l'asse di dispersione in direzione sud-orientale; D2a in direzione orientale e D1a è probabilmente disperso verso nord-est). Campioni di materiale carbonioso sotto i livelli D1a e D2a in sezione 98 (fig. 4) sono stati datati rispettivamente 15.420 ± 60 e 15.050 ± 70 a. Nell'area sommitale (zone di Pizzi Deneri, Punta Lucia e Belvedere) l'unità D comprende livelli di lapilli pomicei e depositi di scorie agglutinate. La sezione 166 (fig. 4) che affiora sulla parete occidentale della Valle del Bove, sotto il Belvedere, mostra due depositi di lapilli e bombe di 0,5 m di spessore, correlati con i livelli D1b e D2b. Essi sono entrambi ricoperti da brandelli scoriacei agglutinati di colore rossiccio e nero, localmente saldate a formare depositi massivi simili a flussi lavici. Presso Punta Lucia (sezione 143, fig. 4), il bordo della caldera Ellittica taglia la successione dell'unità D mostrando alla base un deposito di pomici di oltre 7 m di spessore (correlato a D2a) ricoperto da bombe scoriacee rosse. Presso Pizzi Deneri sul fianco nord-orientale un sottile livello di pomici è coperto da un banco di bombe scoriacee rosse e nere localmente saldate a formare depositi. Infine è stata correlata l'ignimbrite di Biancavilla-Montalto, che affiora nel versante sud-occidentale del vulcano, all'unità D sulla base delle caratteristiche deposizionali, composizionali e di età. Infatti l'ignimbrite è datata a circa 15 ka (CORTESI *et alii*, 1988) e comprende 4 unità di flusso (DE RITA *et alii*, 1991) formate da una matrice cineritica rosa contenente clasti juvenili pluridecimetrici identici in composizione e tessitura alle bombe scoriacee agglutinate che affiorano nell'area sommitale.

3.3.5. - Unità E

L'unità E include i depositi piroclastici più giovani riconosciuti nella successione piroclastica dell'Etna. In alcune sezioni essa ricopre l'unità D al di sopra di un contatto erosivo, in altre la successione inizia con depositi stromboliani prodotti da coni avventizi. Oltre 80 livelli di tefra appartengono all'unità E. Essi sono costituiti principalmente da lapilli scoriacei e ceneri (fig. 7). Questi livelli sono intercalati con depositi sedimentari vulcanogenici giallastri, molti dei quali contengono carboni. La successione ha uno spessore massimo di circa 15 m trovato nella sezione 156 (fig. 4) dove la deposizione è iniziata circa 10 ka fa (fig. 8). Le caratteristiche deposizionali, granulometriche e l'areale di distribuzione dei tefra dimostra che la maggior parte di essi sono depositi di ricaduta. Tuttavia le eruzioni di grande magnitudo hanno prodotto alcuni flussi piroclastici



Fig. 8 - Vista della sezione stratigrafica 156. Nella foto panoramica (a) sono visibili i livelli dell'unità E che ricoprono in discordanza i depositi stromboliani di un cono avventizio del fianco nord-orientale del vulcano. Nel particolare (b) sono stati evidenziati i marker stratigrafici TV, FS, FL e FG. L'ubicazione della sezione è riportata in fig. 4, la colonna stratigrafica in fig. 7.

intercalati ai depositi di ricaduta. La composizione chimica dei tefra è pressoché identica a quella delle lave eruttate nello stesso intervallo di tempo e varia da basaltica a mugearitica a eccezione di due casi, FS e N6 le cui composizioni sono rispettivamente basaltica picritica e benmoreitica. I depositi dell'unità E affiorano principalmente nei settori nord-orientale e sud-orientale del vulcano a causa della direzione dominante dei venti che spirano principalmente da ovest verso est. Sei livelli guida, o marker stratigrafici, di importanza regionale hanno permesso le correlazioni stratigrafiche tra le successioni affioranti sui fianchi del vulcano grazie alle loro distinte litofacies e all'ampia dispersione dei depositi (fig. 7). Dal più antico essi sono M1, TV, FS, FL, FG e FF. Alcuni depositi, che presentano una dispersione più limitata, sono stati correlati tra i due settori (NE e SE), tra questi si trovano N1, N2, N3, N4, N6 e FV. Altri ancora sono stati correlati solo all'interno di un settore, ad esempio N5, N7, S1 e S2. Nella zona di Milo affiora una complessa successione di depositi di *debris flow*, chiamati lahar di Milo in letteratura (ROMANO, 1982). Questi depositi sono massivi, formati da matrice grigia siltitica e blocchi di lava da angolari a subangolari. La successione inizia con un deposito di *debris-avalanche* legato alla formazione della Valle del Bove (CALVARI *et alii*, 1998) e continua con alcuni depositi tipo *lahar*. Questi depositi detritici grossolani sono ricoperti da un deposito siltitico parzialmente pedogenizzato sul quale poggia il marker TV e quindi risultano più antichi di 5 ka.

Di seguito vengono descritte le principali caratteristiche litostratigrafiche dei sei marker stratigrafici.

Il più antico marker stratigrafico M1 ricopre un paleosuolo datato 12.240 ± 70 a. Esso è formato da livelli di lapilli scoriacei e litici di lave alternati a livelli di cenere con lapilli accrezionali. Le scorie sono nere, poco vescicolate con molti fenocristalli di plagioclasio plurimillimetrici e minor quantità di olivina e clinopirosseno. La loro composizione è basaltica. Il deposito è disperso verso est e affiora fino a 13 km dalla sommità con spessori massimi di 40 cm nella sezione 159/160 (fig. 4). L'alto contenuto di litici e la presenza di lapilli accrezionali nei livelli di cenere indicano una forte interazione magma-acqua durante questa eruzione di magnitudo subpliniana.

Il secondo marker TV è un tufo varicolori da grigio a rosso caratterizzato da laminazioni planari od ondulate di differente colore, complessivamente il deposito presenta uno spessore massimo di 20 cm. Il deposito è costituito da una matrice cineritica vetrosa con cristalli di plagioclasio, minore quantità di clinopirosseno e olivina, e molti xenoliti di lave. Questo tufo, che si è formato in seguito a un'eruzione freatomagmatica di magnitudo subpliniana, ha ricoperto tutti i fianchi del vulcano con dispersione circolare. L'alta frammentazione e dispersione del deposito suggeriscono che una notevole interazione tra il magma e l'acqua sia stata all'origine di questa eruzione. L'età di questo deposito è ben definita grazie a due datazioni su paleosuoli alla base e al tetto che risultano rispettivamente 5210 ± 80 a e 5150 ± 50 a.

Il marker stratigrafico FS è il deposito più spesso e disperso che si trova sul versante orientale dell'Etna fino a raggiungere la costa presso Giarre (fig. 4). La zona in cui affiora maggiormente è la pineta della Cubania e di Ripa della Naca, dove in media ha 1 m di spessore. Questo deposito è formato da lapilli scoriacei ben vescicolati di dimensione massima 4-5 cm. Esso presenta una particolare stratificazione causata dall'alternanza di letti più fini e più grossolani, marcati dal cambio di colore (grigio, marrone, rosso, porpora) della superficie più o meno ossidata dei clasti. Il deposito è ben sortito e contiene abbondanti cristalli sciolti di olivina, mentre i litici sono molto rari. L'aspetto è molto simile a un deposito stromboliano distale, ma lo spessore e l'ampia distribuzione dei tefra corrispondono a quello di una grande eruzione subpliniana. La composizione delle scorie è picritico-basaltica, contengono infatti molti cristalli di olivina di dimensioni millimetriche, e risultano essere i prodotti più basici dell'Etna. L'età di questo deposito risulta essere 3930 ± 60 ; essa è stata determinata su resti carboniosi (fogliame) mescolati alla porzione superiore del deposito che è stata rimaneggiata durante e immediatamente dopo l'eruzione.

Il marker stratigrafico FL affiora nel versante nord-nord-orientale dell'Etna (Rift di NE, Piana Provenzana) e su tutto il fianco settentrionale fino a una quota circa di 1100 m. Il deposito presenta alla base un livello di ricaduta

costituito da una breccia di litici nella quale sono contenute minori quantità di bombe e lapilli scoriacei iuvenili (70% di litici di lava fino a 10-15 cm di diametro a 3 km di distanza dal centro eruttivo). Al tetto si trova un deposito di flusso piroclastico tipo *ash and block* con lapilli accrezionari. I litici sono blocchi poligenici di lava con chiare evidenze di alterazione idrotermale come ossidazione e presenza di sublimati solfurei. Le scorie sono molto dense, con cristalli plurimillimetrici di plagioclasio associati a minore quantità di olivina e clinopirosseno. La loro composizione è mugearitica. Il deposito di flusso raggiunge uno spessore massimo di 8-9 m nelle zone prossimali, mentre il deposito di ricaduta presenta uno spessore massimo di 115 cm nella zona di Piana Provenzana dato che nelle zone più elevate non affiora perché è stato eroso. Nel settore meridionale e nelle sezioni più orientali FL è costituito da un sottile livello di cenere grigio scuro con litici. Questo deposito è stato datato 3150 ± 60 a; l'eruzione freatomagmatica che lo ha prodotto, detta dei Sicani, è stata caratterizzata da una fase iniziale di tipo subpliniano (breccia basale) che è stata seguita da esplosioni di tipo vulcaniano che hanno prodotto i flussi piroclastici (*ash and block*).

Il marker stratigrafico FG è stato prodotto dall'eruzione esplosiva più importante dell'Etna negli ultimi 15 ka. Questa eruzione, avvenuta nel 122 a.C., è di magnitudo pliniana e ha prodotto uno spesso deposito di ricaduta di scorie e ceneri su tutto il fianco sud-orientale dell'Etna (COLTELLI *et alii*, 1998). Il deposito di ricaduta di scorie si è formato durante la fase pliniana dell'eruzione e rappresenta il più importante marker stratigrafico dell'Etna. Esso infatti affiora dalla zona sommitale, dove presenta circa 2 m di spessore fino a Catania con oltre 10 cm di spessore. Nella zona sommitale al di sopra di 1800 m di quota, il deposito affiora sul piano di campagna ed è eroso. Scendendo a quote più basse esso ricopre numerosi coni avventizi del fianco orientale (DEL CARLO & BRANCA, 1998) oppure si ritrova al tetto della successione piroclastica che affiora nella zona di Monte Pomiciaro. Nelle zone più distali è difficile trovarlo in affioramento perché i tagli naturali sono più rari. Tuttavia essendo una zona fortemente urbanizzata i frequenti scavi lo portano alla luce sotto un metro e più di suolo. A nord, oltre la Valle del Bove, il suo spessore è ridotto a pochi cm e spesso affiora mal conservato e discontinuo. La sequenza stratigrafica dell'eruzione del 122 a.C. comprende 7 unità deposizionali (A-G; COLTELLI *et alii*, 1998) le cui descrizioni litostratigrafiche sono riportate in tabella 4, inoltre tre sezioni stratigrafiche rappresentative e le correlazioni tra le unità deposizionali sono riportate in figura 9. Il deposito pliniano di ricaduta è costituito da lapilli scoriacei e da litici di lava che formano due unità separate da uno spesso livello di tufo (unità C e E). Le scorie sono di composizione hawaïtica caratterizzate

da grandi fenocristalli di plagioclasio (fino a 10 mm) e bassa vescicolarità. La sequenza è chiusa da un deposito di flusso piroclastico massivo cineritico (unità G) che affiora solo sul versante meridionale e sud-ovest dell'Etna. Il paleosuolo sottostante il marker stratigrafico FG è stato datato in tre differenti siti con il radiocarbonio che ha fornito un'età calibrata che varia dal 380 a.C. al 120 d.C., confermando che questo deposito appartiene all'eruzione del 122 a.C. più volte citata nelle cronache di epoca romana per i gravissimi danni subiti dalla città di Catania (COLTELLI *et alii*, 1998).

L'ultimo marker stratigrafico è stato chiamato FF, esso è stato prodotto da un'eruzione esplosiva di magnitudo subpliniana avvenuta nel 44 a.C. Il deposito FF presenta una gradazione inversa dei clasti che variano in dimensione dalla cenere ai lapilli, e contiene piccoli litici di lave alla base. Nelle sezioni prossimali lo spessore arriva a 30 cm e i lapilli raggiungono la taglia di 4 cm. Essi sono neri molto vescicolati e spesso allungati a formare dei caratteristici elementi

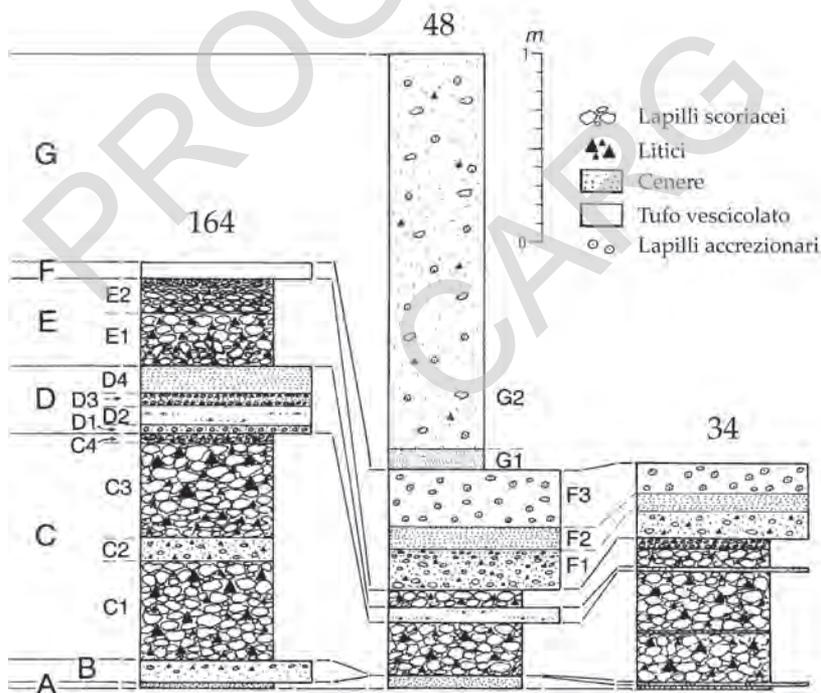


Fig. 9 - Sezioni stratigrafiche rappresentative e livelli correlati (cfr. tab. 4 per la descrizione litostratigrafica) della successione piroclastica dell'eruzione del 122 a.C. L'ubicazione delle sezioni stratigrafiche è riportata in fig. 4. La figura è stata modificata da COLTELLI *et alii* (1998).

spinosi. Il deposito FF è chiuso da un tufo stratificato grigio. Le scorie sono di composizione hawaïitica con abbondanti fenocristalli di plagioclasio, olivina e raro clinopirosseno in una massa fondamentale scura e vetrosa con scarsi microliti della stessa composizione dei fenocristalli. Questo marker stratigrafico poggia direttamente sui depositi FG, spesso rimaneggiati, senza interposizione di altri depositi sedimentari o di orizzonti pedologici. L'asse di dispersione del deposito è verso nord-est. L'attribuzione del marker FF all'eruzione esplosiva del 44 a.C. è supportata sia dalla sua stretta relazione stratigrafica con l'eruzione del 122 a.C. sia dalla dispersione dei prodotti. Infatti, le cronache storiche riportarono un lungo periodo della quiescenza dopo l'eruzione pliniana del 122 a.C. interrotto solo da un evento minore avvenuto nel 49/50 a.C. e dalla grande eruzione esplosiva del 44 a.C. (l'anno della morte di Cesare) che provocò una cospicua ricaduta di cenere su Reggio Calabria situata a 70 km a nord-est dell'Etna.

Tab. 4 - Caratteristiche litostratigrafiche delle singole unità deposizionali che compongono la successione piroclastica dell'eruzione del 122 a.C.

Unità	Spessore (cm)	Livello	Descrizioni Litologiche
G	0 - 220	G2	Tufo massivo grigio chiaro, con litici, lapilli accrezionari armati fino a 2 cm e minor quantità di lapilli scoriacei
		G1	Tufo giallo e rosso ben stratificato ricco di cristalli costituito da cenere grossolana
F	1 - 54	F3	Tufo massivo e vescicolato contenente lapilli accrezionari
		F2	Livelli alternati di cenere fine e grossolana vescicolata
		F1	Cenere grossolana giallastra con lenti di lapilli arrotondati
E	10 - 51	E2	Lapilli scoriacei fini, debolmente stratificati e litici di lava ossidati
		E1	Lapilli scoriacei neri ben sortiti e leggermente gradati diretti e litici di lava (17 wt%)
D	1 - 37	D4	Cenere con laminazioni parallele ed incrociate
		D3	Cenere grossolana e lapilli fini arrotondati con abbondanti litici ossidati
		D2	Tufo massivo e vescicolato con lamine discontinue di cenere grossolana
		D1	Cenere giallastra contenente lenti di lapilli arrotondati
C	6 - 169	C4	Lapilli scoriacei neri fini, debolmente stratificati e litici di lava ossidati sub-centimetrici
		C3	Lapilli scoriacei neri e bombe ben sortiti, e litici di lave
		C2	Cenere nera grossolana e fine, lapilli scoriacei e litici ossidati
		C1	Lapilli scoriacei neri ben sortiti e litici di lava (13 wt%)
B	0 - 17		Tufo giallo costituito da cenere fine con minor lapilli scoriacei e litici
A	0 - 11		Cenere grossolana nera, ben sortita composta da clasti di lachilite e sideromelano e cristalli sciolti (10 vol%)
<i>Nota:</i> Le unità sono indicate con le lettere dalla A alla G dalla base della sequenza piroclastica			

4. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA

M. POMPILIO

Il magmatismo etneo è l'espressione più recente e più settentrionale di quello, ad affinità alcalina e subalcalina, che dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore è stato attivo nell'avampaese Ibleo (LONGARETTI & ROCCHI, 1992).

L'attività dell'Etna inizia circa 600 ka (GILLOT *et alii*, 1994) con l'emissione di lave ad affinità subalcalina: le vulcaniti più antiche (583 ± 89 ka) affiorano nel basso versante sud-orientale (Acitrezza-Acicastello-Ficarazzi), mentre nel versante meridionale (Adrano-Paterno) lave con stessa affinità si sono messe in posto circa 300 ka. Sulle caratteristiche petrografiche mineralogiche e geochemiche di queste rocce è disponibile una ampia letteratura (ATZORI, 1966; CORSARO & CRISTOFOLINI, 1997; CRISTOFOLINI, 1967, 1974; TANGUY, 1978, 1980). Esse sono costituite da basalti tholeiitici e transizionali ($Mg\# = 55-63$) generalmente afirici frequentemente con tessiture ofitiche o subofitiche a rari fenocristalli di olivina (Fo76-84) e ancor meno abbondanti fenocristalli di plagioclasio (bytownite, andesina). Pirosseni augitici e pigeonitici insieme a magnetite, cromite, ilmenite, plagioclasio (andesina-oligoclasio) e vetro costituiscono la mesostasi. Recenti campagne di dragaggi nel versante orientale sottomarino dell'Etna hanno messo in luce la presenza di lave ad affinità subalcalina in posto fino a profondità di 1200 m (COLTELLI *et alii*, 1997).

Intorno ai 200 ka avviene la transizione a magmi con affinità alcalina. Le vulcaniti alcaline costituiscono gran parte del edificio attuale e rappresentano una serie evolutiva completa dominata dai termini composizionali intermedi (hawaiiti e mugeariti).

La transizione è stata attribuita a diversi eventi che includono processi metasomatici nella zona sorgente, mescolamento tra diversi tipi di magmi e cambio nel grado di fusione di una sorgente omogenea (CLOCCHIATTI *et alii*, 1998; TANGUY, 1978; TANGUY *et alii*, 1997). I prodotti alcalini più antichi sono quelli dell'apparato monogenico (*neck*) di Paternò, attivo, secondo le datazioni assolute (GILLOT *et alii*, 1994), intorno ai 168 ka e quelli affioranti nelle Timpe di S. Caterina – S. Tecla eruttati tra i 225 e 140 ka (GILLOT *et alii*, 1994). I primi sono basalti alcalini a fenocristalli di olivina e pirosseno augitico, mentre i secondi hanno composizioni variabili da basalti a mugeariti con fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno, olivina e titanomagnetite e contengono talora noduli centimetrici e xenocristalli femici e ultrafemici (AURISICCHIO & SCRIBANO, 1987; LO GIUDICE & RITMANN, 1975; SACHS & SCRIBANO, 1985) (cfr. descrizione delle formazioni Timpa di Don Masi e La Timpa nel paragrafo 3.2). FREZZOTTI *et alii* (1991) sulla base dello studio delle inclusioni fluide nei minerali femici

hanno stimato che esse siano state intrappolate a pressioni variabile tra 0,43 e 0,35 GPa che corrispondono a profondità tra 11 e 17 km.

Le rocce della serie alcalina dell'Etna sono generalmente porfiriche a fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina e microfenocristalli di Ti-magnetite; le stesse fasi sono presenti, insieme al vetro, nella massa fondamentale. L'anfibolo kaersutitico, l'apatite e più raramente la biotite completano la paragenesi nei termini intermedi e acidi. Alcune rocce dette localmente «lave cicirare», hanno un elevato indice di porfiricità dovuta alla abbondante presenza di fenocristalli di plagioclasio di dimensioni che superano il centimetro. Esse costituiscono un litotipo ricorrente tra i prodotti delle diverse epoche del vulcano, mentre i termini afirici sia basici (basalti alcalini) che intermedi (benmoreiti e trachiti) sono rari e legati generalmente a meccanismi eruttivi meno comuni (eruzioni eccentriche) (ARMIENTI *et alii*, 1988).

L'evoluzione spazio-temporale del magmatismo alcalino etneo è stata complessa e numerosi sono i lavori presenti in letteratura. Molteplici lavori sono stati dedicati alla descrizione e allo studio dei caratteri petrografici, mineralogici e geochimici delle rocce affioranti nell'area e alla ricostruzione dei processi di differenziazione magmatica. Alcuni si sono concentrati sullo studio delle vulcaniti antiche, in particolare quelle affioranti sulle pareti della Valle del Bove, dove sono presenti gran parte dei prodotti dei centri vulcanici precedenti l'attuale (CORSARO & CRISTOFOLINI, 1996; CRISTOFOLINI, 1971; CRISTOFOLINI & CORSARO, 1991; CRISTOFOLINI & LO GIUDICE, 1969b; CRISTOFOLINI *et alii*, 1977; CRISTOFOLINI & ROMANO, 1982; CRISTOFOLINI *et alii*, 1981b; CRISTOFOLINI & TRANCHINA, 1980; D'ORAZIO *et alii*, 1997; FERRARI *et alii*, 1989a; FERRARI *et alii*, 1989b; LO GIUDICE, 1970; LO GIUDICE & RITMANN, 1975; LO GIUDICE *et alii*, 1974; ROMANO & STURIALE, 1975; ROMANO & STURIALE, 1981; TANGUY, 1980). Altre indagini hanno preso in considerazione le caratteristiche composizionali dei prodotti eruttati in epoca storica e recente e le relazioni con la dinamica eruttiva (ARMIENTI *et alii*, 1984; ARMIENTI *et alii*, 1994a; ARMIENTI *et alii*, 1987; ARMIENTI *et alii*, 1991; ARMIENTI *et alii*, 1988; ARMIENTI *et alii*, 1989; ARMIENTI *et alii*, 1994b; ARMIENTI *et alii*, 1997; BARBIERI *et alii*, 1993; CLOCCHIATTI & TANGUY, 1985; CORSARO *et alii*, 1996; CRISTOFOLINI *et alii*, 1981a; CRISTOFOLINI *et alii*, 1984; CRISTOFOLINI *et alii*, 1987; KAMENETSKIY *et alii*, 1986; METRICH & CLOCCHIATTI, 1989; TANGUY, 1968; TANGUY & CLOCCHIATTI, 1984; TANGUY & KIEFFER, 1976; TONARINI *et alii*, 1995; TRIGILA *et alii*, 1990). Le eruzioni storiche recenti (dal XVIII secolo a oggi) infatti sono alimentate dai magmi meno evoluti della intera storia dell'Etna (basalti alcalini e hawaïiti) e sono caratterizzati da un progressivo arricchimento selettivo in alcuni elementi alcalini (K, Rb, Cs) (CLOCCHIATTI *et alii*, 1988; TONARINI *et alii*, 1995).

5. - ATTIVITÀ ERUTTIVA

M. COLTELLI

Durante l'intero arco del periodo storico, che per la Sicilia orientale inizia con la colonizzazione greca dell'isola nel VII secolo a.C., il vulcano Etna è stato caratterizzato da una persistente attività eruttiva ai suoi crateri sommitali. Essa si presenta principalmente sotto forma di degassamento continuo, spesso accompagnato per lunghi periodi da attività esplosiva di tipo stromboliano da diverse bocche che si aprono sul fondo dei crateri sviluppatisi sulla sommità del vulcano nel corso di questo lungo lasso di tempo (~2500 anni). Saltuariamente, questa attività ha dato luogo a eruzioni parossistiche di intensità nettamente superiore alle esplosioni stromboliane. Fontane di lava di varia intensità ed eruzioni esplosive sub-pliniane, che producono colonne eruttive di ceneri e lapilli, avvengono all'Etna con cadenza variabile da meno di un episodio all'anno a un massimo di alcune decine di episodi per anno concentrati in particolari periodi eruttivi come quello del settembre 1989 e del febbraio-giugno 2000. Infine, al massimo dell'intensità eruttiva di tipo esplosivo si colloca l'eruzione del 122 a.C. che ha prodotto un'ampia ricaduta di materiale piroclastico su tutto il fianco sud-orientale del vulcano e, per intensità, ricade nel campo delle eruzioni pliniane (COLTELLI *et alii*, 1998).

L'attività eruttiva più conosciuta del vulcano rimane comunque quella che produce la fuoriuscita di più o meno grandi volumi di magma, sotto forma di colate laviche, da fessure eruttive che si aprono sui fianchi dell'edificio, dalla zona dei crateri sommitali fino poche centinaia di metri sul livello del mare. Un tentativo di mettere in relazione i differenti fenomeni eruttivi con la dinamica del sistema di alimentazione del vulcano è stato proposto da RITTMANN (1965; 1973) che classificò le eruzioni etnee in tre principali categorie:

- eruzioni terminali e subterminali, caratterizzate da una quieta fuoriuscita di lava degassata, sia dai crateri sommitali che da eventuali fessure eruttive che si aprono alla loro base; volume della lava emessa e tasso eruttivo sono generalmente bassi;
- eruzioni laterali da fessure apertesi sui fianchi del vulcano; esse si originano dal drenaggio del magma iniettato in dicchi radiali che partono dai condotti centrali di alimentazione del vulcano; l'attività esplosiva generalmente stromboliana avviene sia nei crateri sommitali sia lungo la fessura eruttiva dove si formano coni di scorie e bottoniere di *hornitos*; volume della lava emessa e tasso eruttivo sono estremamente variabili, le più grandi eruzioni storiche (1614-24 e 1669) hanno prodotto fino a un km³ di lava; l'eruzione del 1669 ha distrutto numerosi

centri abitati del fianco sud-orientale etneo, nonché la periferia meridionale della città di Catania;

- eruzioni eccentriche, prodotte da fessure eruttive non direttamente collegate ai condotti centrali di alimentazione; il degassamento del magma in risalita produce l'attività stromboliana che prende posto esclusivamente lungo la fessura eruttiva formando coni avventizi di varie taglie; il volume di lava emesso è generalmente basso e il rapporto tra il materiale piroclastico che forma i coni di scorie e il volume delle colate è generalmente alto.

Le eruzioni terminali e subterminali, nonché quelle laterali, hanno largamente dominato l'attività eruttiva dell'Etna e sono responsabili dei maggiori volumi di magma emessi. Analizzando i dati delle eruzioni degli ultimi tre secoli, si osserva una forte variazione del tasso effusivo medio del vulcano. Infatti in taluni periodi, come tra il 1614 e il 1669 e tra il 1971 e oggi, si concentrano un numero molto alto di eruzioni, alcune delle quali hanno emesso grandi volumi di lava, che portano il valore del tasso eruttivo tra 0,8 e 1,2 m³/s; al contrario quando l'attività eruttiva si concentra soprattutto nell'area sommitale e l'attività eruttiva terminale o subterminale domina, il valore del tasso eruttivo cade verso i minimi di 0,2 m³/s.

Dal 1971 è stata osservata una certa intensificazione dell'attività eruttiva all'Etna che ha prodotto fino al 2001 circa 60 episodi eruttivi di tipo effusivo, facendo salire il numero medio annuo a oltre due episodi (AZZARO & NERI, 1992; CALVARI *et alii*, 1994b). Circa la metà di queste eruzioni erano terminali e subterminali, mentre solo quella del 1974 presenta i caratteri di eruzione eccentrica secondo Rittmann. Le eruzioni laterali di questo periodo mostrano una forte variabilità nel volume di lava emessa che varia da meno di 1x10⁶ m³ a 235x10⁶ m³ dell'eruzione del 1991-93, la più grande tra quelle degli ultimi due secoli. Quindi negli ultimi 25 anni si è osservato un incremento nel tasso eruttivo medio, sia a causa dell'alto numero di eruzioni sia per il crescente volume di lava emesso durante le eruzioni più recenti, che è salito fino a superare il valore di 1 m³/s, spostandosi verso il massimo di attività eruttiva che nel periodo storico era stato raggiunto nel XVII secolo.

Per quanto riguarda il periodo preistorico, ben poco si può dire sulle variazioni del tasso eruttivo; comunque, grazie agli studi geologici e stratigrafici degli ultimi anni, due sono le principali considerazioni che emergono:

- 1) il vulcano attuale (Mongibello) risulta nettamente più attivo se comparato con i centri eruttivi più antichi che affiorano specialmente nella Valle del Bove e probabilmente ha un tasso eruttivo maggiore rispetto alla sua fase iniziale, quando si è formato il vulcano Ellittico;

- 2) nel corso dell'Olocene si è osservato un significativo incremento nel tasso eruttivo negli ultimi 4000 anni a partire dall'eruzione esplosiva di composizione basaltico-picritica datata radiometricamente 3930 anni fa, come viene evidenziato dallo studio delle sequenze piroclastiche post 15 ka.

6. - GEODINAMICA E ASSETTO STRUTTURALE DEL MONTE ETNA S. BRANCA

L'assetto strutturale del Mediterraneo centrale è il risultato della collisione continentale neogenica fra il blocco crostale europeo e quello africano. Nel quadro dell'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea la Sicilia funge da congiunzione tra la Catena Appenninica e quella Maghrebide. In particolare, in Sicilia il segmento E-O dell'orogene Africa-vergente è il risultato della deformazione di diversi paleosettori crostali che caratterizzavano la paleogeografia mesozoico-terziaria di un'area localizzata tra il margine europeo e quello africano. La tettonica polifasata neogenica ha portato in Sicilia alla formazione di un complesso sistema catena-avampaese originatosi a partire dal Tortoniano (BEN AVRAHAM *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 1996; FINETTI *et alii*, 1996).

Il vulcanismo del Monte Etna (BARBERI *et alii*, 1974) si sviluppa in Sicilia orientale dove il fronte della Catena Appenninico-Maghrebide si sovrappone sul paleomargine continentale della placca africana di età mesozoico-terziaria, il Plateau Ibleo, che si immerge al di sotto della catena con un angolo di circa 8-10° (fig. 10). Il substrato sedimentario dell'Etna è, pertanto, costituito sia dalle unità della Catena Appenninico-Maghrebide, affioranti lungo il bordo settentrionale e occidentale del vulcano, sia dai depositi plio-pleistocenici dell'avanfossa Gela-Catania lungo il margine meridionale (fig. 11) (LENTINI, 1982; DI STEFANO & BRANCA, 2002).

Il vulcanismo etneo ha avuto origine durante le fasi finali di deformazione del fronte della Catena Appenninico-Maghrebide che hanno coinvolto i

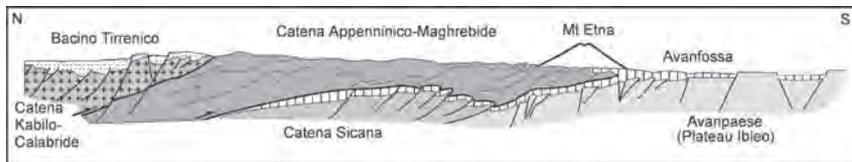


Fig. 10 - Sezione geologica schematica N-S della Sicilia orientale in cui sono evidenziati i rapporti geometrici fra i principali domini strutturali che formano l'Orogene Appenninico-Maghrebide e la localizzazione del Monte Etna (modificato da LENTINI *et alii*, 1996).

depositi pleistocenici di avanfossa della periferia meridionale e nord-orientale del vulcano (BOUSQUET *et alii*, 1988; LABAUME *et alii*, 1990; LANZAFAME *et alii*, 1997). A questa recente fase compressiva si è sovrapposta un'importante fase tettonica estensionale connessa allo sviluppo, in Sicilia sud-orientale, del sistema di faglie appartenenti alla Scarpata Ibleo-Maltese (PATACCA *et alii*, 1979; SCANDONE *et alii*, 1981). Tale fascio strutturale si estende per circa 300 km dall'isola di Malta fino a intercettare il basso versante sud-orientale dell'Etna, la cui prosecuzione *on-shore* è costituita da un sistema di faglie normali. Tali faglie, orientate NNO-SSE, sono denominate sistema delle Timpe (fig. 11) e sono responsabili dell'attività sismica di quest'area del vulcano (AZZARO, 1999). La natura litosferica della Scarpata Ibleo-Maltese, che tronca trasversalmente il fronte della catena Appenninico-Maghrebide causando l'abbassamento delle successioni Iblee nello Ionio di migliaia di metri (FINETTI *et alii*, 1996), ha portato nel tempo alcuni autori (LO GIUDICE *et alii*, 1982; LO GIUDICE & RASÀ 1986; 1992; RASÀ *et alii*, 1995) a considerare tale sistema la struttura crostale fondamentale che guida la risalita dei magmi etnei fin dalla sorgente mantellica. In particolare, secondo DOGLIONI *et alii* (2001) il processo di *rollback* verso sud-est della crosta oceanica del bacino Ionico in subduzione produce una tettonica transtensiva sinistra lungo la Scarpata Ibleo-Maltese con la conseguente formazione di una "finestra verticale" nello *slab* Appenninico che permette la risalita dei magmi etnei.

Il versante nord-orientale del vulcano è, invece, caratterizzato dalla presenza di faglie dirette, orientate circa NE-SO, nell'area della Ripa della Naca e lungo la periferia dell'edificio vulcanico presso Piedimonte Etneo (fig. 11) (LO GIUDICE *et alii*, 1982; FAVALLI *et alii*, 1999). In funzione della loro distribuzione azimutale tali strutture orientate NE-SO sono state considerate come appartenenti a un sistema di faglie denominato Scarpata Messina-Etna (LENTINI *et alii*, 1996; Sistema Messina-Fiumefreddo di GHISSETTI, 1979) che si sviluppa lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale. Tale fascio strutturale è costituito da un sistema di faglie dirette, orientate NE-SO, e disposte secondo un allineamento complessivo NNE-SSO, che abbassa di migliaia di metri verso lo Ionio le unità della Catena Appenninico-Maghrebide (LENTINI *et alii*, 1996) formando il cosiddetto "Rise di Messina" (SARTORI *et alii*, 1991). Secondo MONACO *et alii* (1997) il sistema di faglie NNO-SSE delle Timpe unitamente al sistema di faglie NE-SO di Piedimonte Etneo disloca le vulcaniti etnee da circa 170 ka a oggi con tassi di movimenti verticali compresi fra 1 e 2 mm/a. Secondo gli Autori i due sistemi fanno parte di un'unica zona di *rifting*, di età mediopleistocenica-olocenica estesa dalla Calabria settentrionale fino alla scarpata Ibleo-Maltese (*Siculo-Calabria Rift zone* di TORTORICI *et alii*, 1986, 1995; MAZZUOLI *et alii*, 1995) e considerano, pertanto, il Monte Etna un caso di *rift-*

flank vulcano sviluppatosi nel blocco rialzato di tale discontinuità crostale. In contraddizione a tale ipotesi diversi autori (LO GIUDICE & RASA, 1986; BRANCA, 2000) hanno evidenziato che i due sistemi di faglie sono cinematicamente incompatibili. In particolare, il sistema orientato NE-SO mostra minori evidenze dinamiche rispetto al sistema NNO-SSE delle Timpe e minori rigetti cumulati; inoltre dal punto di vista sismico le faglie, sia nell'area di Ripa della Naca che a Piedimonte Etneo, non mostrano attività sismica storica a differenza di quelle

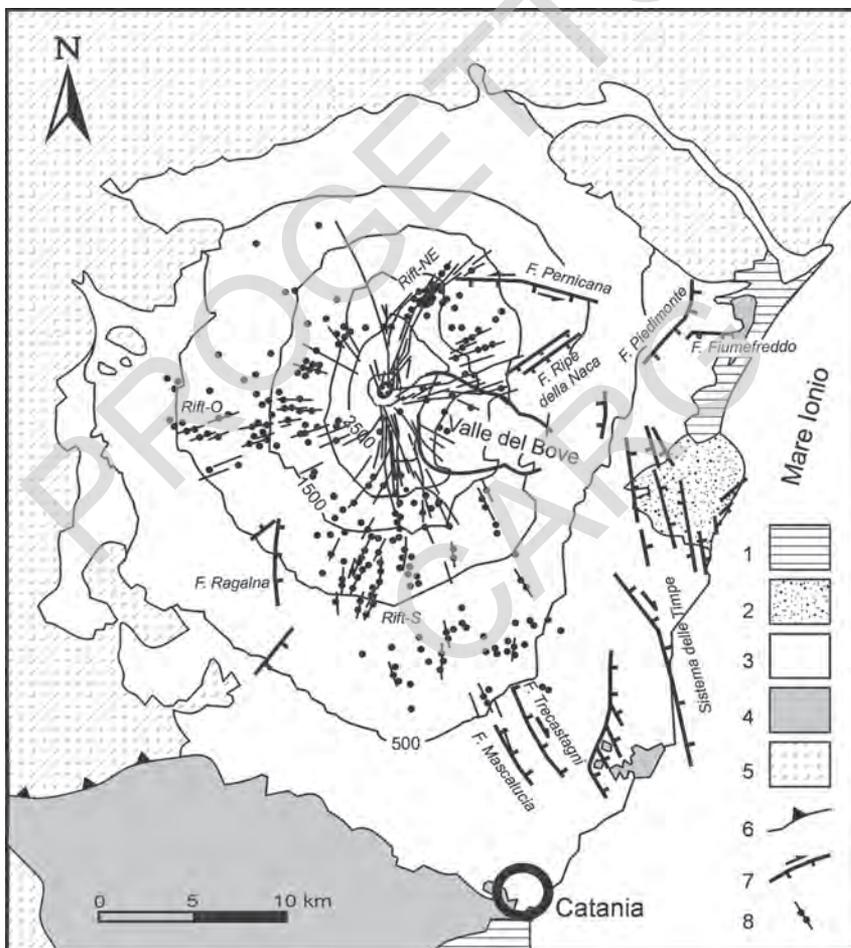


Fig. 11 - Quadro geologico-strutturale della regione etnea. 1) Depositi alluvionali recenti; 2) deposito detritico-alluvionale (Chiancone); 3) vulcaniti etnee; 4) sedimenti marini quaternari di avanfossa; 5) Orogene Appenninico-Maghrebide; 6) sovrascorrimenti; 7) faglie; 8) fessure eruttive e coni piroclastici.

del basso versante sud-orientale appartenenti al sistema delle Timpe (AZZARO & BARBANO, 1997; AZZARO, 1999).

Alla dinamica connessa con la tettonica regionale si sovrappone un campo di sforzi relativo a fenomenologie di instabilità geostatica che interessano per intero il versante orientale dell'Etna soggetto a un lento ma continuo processo di scivolamento verso est-sud-est (BORGIA *et alii*, 1992, LO GIUDICE & RASÀ, 1992). Il settore instabile del vulcano è delimitato verso nord da un chiaro e ampio arco di svincolo costituito dal sistema di faglie normali-sinistre Pernicana-Fiumefreddo, orientate circa E-O, che si raccordano con la zona dei crateri sommitali attraverso il sistema Rift di NE-faglia Provenzana (fig. 11) (NERI *et alii*, 1991; AZZARO *et alii*, 1998; GROPELLI & TIBALDI, 1999). Il sistema di svincolo riguardante la faglia Pernicana e di Fiumefreddo si sviluppa in corrispondenza di una dorsale del basamento sedimentario, orientata E-O, che raggiunge una quota massima intorno ai 1000 m s.l.m. (DI STEFANO & BRANCA, 2002). La faglia Pernicana rappresenta una delle principali strutture sismogenetiche del vulcano sviluppandosi per una lunghezza di circa 6,5 km. Il segmento orientale di questa struttura è interessato da fenomenologie di *creep* asismico con movimenti transtensivi sinistri puri e tassi di movimento secolari dell'ordine di 2 cm/a (RASÀ *et alii*, 1996; GROPELLI & TIBALDI, 1999; AZZARO *et alii*, 2001). Questi elevati tassi di movimento della faglia Pernicana sono ripartiti in una serie di *splay* che si sviluppano fra gli abitati di Vena e Presa fino all'abitato di S. Venera (AZZARO *et alii*, 1998; GROPELLI & TIBALDI, 1999).

A sud il settore orientale instabile è, invece, delimitato da un sistema di svincolo meno evidente che si sviluppa su un'ampia area delimitata dalle faglie normali-destre di Mascalucia e Trecastagni, orientate NNO-SSE, che si raccordano con la zona dei crateri sommitali attraverso il sistema di fessure eruttive denominato Rift Meridionale (fig. 11). Secondo RUST & NERI (1996) verso sud il settore in scivolamento è, invece, più esteso ed è delimitato dal sistema di faglie dirette-destre di Ragalna. Fenomenologie di *creep* asismico, connesse con il processo di scivolamento, caratterizzano entrambi i sistemi di faglie di svincolo e le faglie costiere del sistema delle Timpe. Tali fenomenologie si esplicano lungo queste strutture secondo due processi principali: attraverso movimenti continui secolari e con eventi di *creep* episodici che si formano immediatamente prima e dopo movimenti cosismici (RASÀ *et alii*, 1996).

Complessivamente l'assetto geodinamico della regione etnea è il risultato della sovrapposizione fra il campo di sforzi connesso con la tettonica regionale e quello indotto dalle condizioni di instabilità geostatica del versante orientale del vulcano che assumerebbe un importante ruolo nel condizionare i processi di intrusione magmatica (FERRUCCI *et alii*, 1993; MCGUIRE *et alii*, 1996).

III - GEOLOGIA DEL FOGLIO ACIREALE

In questo capitolo saranno descritte diverse tematiche che sono state affrontate e sviluppate durante il rilevamento e la stesura della carta geologica del versante orientale del Monte Etna. In particolare le tematiche più rilevanti saranno affrontate dal punto di vista metodologico, descrittivo degli elementi che compaiono sulla carta geologica, con una sintesi conclusiva dei dati presentati.

Nell'ambito del progetto CARG, durante il rilevamento e la stesura della carta geologica, sono state riconosciute, cartografate e descritte diverse tipologie di unità stratigrafiche, oltre a evidenziare gli elementi strutturali, geomorfologici, geologico-tecnici e applicativi; inoltre sono stati raccolti campioni delle lave etnee per la loro descrizione in sezione sottile e per le analisi chimiche.

1. - STRATIGRAFIA

G. GROPELLI, S. BRANCA, M. COLTELLI, M. NERI, S. CALVARI,

G. PASQUARÉ, A. DI STEFANO, L. LODATO

1.1. - CRITERI STRATIGRAFICI ADOTTATI

Nel rilevamento geologico del Foglio Acireale sono stati sperimentati e in larga misura utilizzati, i criteri stratigrafici raccomandati nel Quaderno 1, serie

III, del SGN nel capitolo riguardante le linee-guida relative ai prodotti vulcanici. Nel corso del lavoro sono state inoltre riscontrate condizioni geologiche legate alle peculiarità geologiche del Monte Etna che hanno suggerito alcune modifiche od integrazioni alle suddette linee-guida a cui qui di seguito si farà cenno.

Il Foglio Acireale è localizzato lungo il fianco orientale del vulcano Etna, per cui esso risulta pressoché interamente costituito dalla sovrapposizione e dalla giustapposizione di prodotti vulcanici effusivi, esplosivi e di rimaneggiamento che costituiscono la registrazione litologica e morfologica di gran parte della storia eruttiva del vulcano. Grazie alla profonda incisione della Valle del Bove e alle ottime condizioni di affioramento dei prodotti vulcanici anche negli altri settori del foglio, è stato possibile ricostruire i rapporti stratigrafici tra le principali unità succedutesi nella costruzione dell'edificio. Ognuna delle unità utilizzate è definita sulla base dei suoi caratteri litologici, strutture superficiali e interne, geometrie e natura dei contatti che ne permette un riconoscimento in campagna. Le unità possono succedersi in relativa continuità stratigrafica o essere separate da inconformità di entità diversa, testimonianti *hiatus* temporali più o meno importanti nell'attività eruttiva ed eventualmente cambiamenti nell'assetto morfologico e strutturale del vulcano. Qualunque sia la natura dei loro rapporti reciproci, tali unità sono state riconosciute e cartografate sulla scorta delle loro caratteristiche litologiche precedentemente menzionate, abbinate alla loro rispettiva posizione stratigrafica, che permettono di definirle come unità litostratigrafiche. La litostratigrafia rappresenta pertanto il criterio stratigrafico usato nel riconoscimento di terreno delle unità vulcaniche costituenti il Foglio Acireale. Nell'ambito di questa classificazione sono state utilizzate unità litostratigrafiche di differente rango, dalla colata, al membro, alla formazione. Per alcune unità litostratigrafiche di rango formazionale si propone in questa sede la formalizzazione, riconoscibile per l'uso della "F" di "formazione" maiuscola.

La presenza di superfici di inconformità all'interno della successione vulcanica permette di raggruppare insieme di unità litostratigrafiche in sintemi, secondo la procedura suggerita dalla guida stratigrafica internazionale della ISSC (HEDBERG, 1976; SALVADOR, 1994) per le unità a limiti inconformi (UBSU) ripresa dal Quaderno 1, serie III, del SGN. Nella scelta delle superfici di inconformità usate a tale scopo, sono state escluse quelle discontinuità deposizionali che sono da considerarsi come congenite dei meccanismi di messa in posto dei prodotti vulcanici e non portatrici di significativi *hiatus* temporali tra le unità da esse poste a contatto. Tra le inconformità sono state usate sia discordanze angolari sia paraconcordanze, ma in ogni caso associabili a prove dirette o indirette del loro legame con significative interruzioni nell'attività vulcanica durante la storia eruttiva di un singolo centro, con significativi spostamenti dei condotti di ali-

mentazione, con importanti modificazioni morfo-strutturali e morfo-climatiche. La gerarchia delle superfici inconformi utilizzate per la stratigrafia UBSU è stata ottenuta mediante valutazione dell'estensione areale, dello *hiatus* temporale e delle modificazioni geologiche e strutturali associabili alle superfici stesse. Ne risulta quindi una scala gerarchica relativa di valore esclusivamente locale.

Il rilevamento del Foglio Acireale ha confermato che il Monte Etna è cresciuto mediante la sovrapposizione di numerosi centri di attività fissurale e centrale, di cui il Vulcano Mongibello rappresenta solamente il risultato dell'attività finale. Tale complessa architettura ha comportato la necessità di individuare e rappresentare l'ubicazione areale e la collocazione stratigrafica dei singoli centri di attività, utilizzando unità litosomatiche. Si tratta di unità informali caratterizzate da una morfologia conferita loro dalla tipologia eruttiva, la cui collocazione stratigrafica è definibile nell'ambito della successione vulcanica complessiva.

I prodotti relativi all'attività recente del Monte Etna sono stati rilevati e cartografati, sia alla scala originale del rilevamento (cfr. cap. I-3), che alla scala 1:25.000 (banca dati) e 1:50.000, utilizzando unità litostratigrafiche di rango colata. Questo rango è stato applicato in particolar modo al Vulcano Mongibello, ovvero a tutte le unità depostesi successivamente al collasso calderico dell'Elittico (circa 15.000 anni fa, COLTELLI *et alii*, 2000). Tutte le colate appartenenti al Vulcano Mongibello sono state raggruppate in un'unica unità litostratigrafica di rango formazionale, poiché la sequenza presenta al suo interno una limitata variabilità.

Sulla carta geologica si conserva l'informazione relativa a ciascuna colata del Vulcano Mongibello (complessivamente 111 colate) che però non risultano leggibili singolarmente alla scala della carta. Quindi, per esigenze di rappresentazione vengono visualizzate le colate all'interno di cinque intervalli temporali. I limiti degli intervalli sono posti in corrispondenza di eruzioni significative dell'attività del Mongibello. Tali limiti, pur non avendo le caratteristiche per definire delle unità litostratigrafiche di rango membro, consentono comunque di rappresentare e visualizzare le colate mappate secondo principi stratigrafici, evidenziando l'evoluzione temporale e spaziale dell'attività eruttiva del Mongibello, i cui prodotti coprono oltre l'85% del Foglio Acireale.

L'impianto stratigrafico proposto risulta pertanto il frutto della combinazione di tre diverse categorie di unità stratigrafiche (sintemiche, litosomatiche e litostratigrafiche). Esso ha lo scopo di esprimere compiutamente e chiaramente il complesso quadro delle relazioni spazio-temporali, litogenetiche e morfologiche tra i prodotti vulcanici che costituiscono il Foglio Acireale. Le relazioni tra le diverse unità stratigrafiche sono visualizzate in figura 12 e nello schema

dei rapporti stratigrafici, che costituisce uno degli elementi a cornice della carta geologica. Lo schema suddetto viene completato da una quarta colonna che contiene la possibile estensione temporale delle formazioni rocciose al di fuori dello spazio della casella relativa. Tale procedura grafica è stata utilizzata per distinguere due diverse cause dell'estensione temporale delle suddette formazioni. La prima si riferisce a un'effettiva durata prolungata nella messa in posto della formazione stessa, che viene espressa come "intervallo di deposizione". La seconda causa si riferisce alla difficoltà di ubicare con precisione la posizione stratigrafica della formazione, per cui la casella relativa viene collocata nella posizione ricostruita sulla base di tutte le informazioni disponibili e nella quarta colonna viene riportata l'estensione cronologica del relativo "intervallo di incertezza stratigrafica".

Riguardo alle datazioni radiometriche, sono state utilizzate in questo capitolo quelle C-14 relative alla ricostruzione tefrostratigrafica riportata nel capitolo precedente. Inoltre nelle Note Illustrative sono state aggiunte le datazioni radiometriche K/Ar di GILLOT *et alii* (1994) e TRIC *et alii* (1994) quando si è potuto riconoscere univocamente l'ubicazione del campione e la sua posizione stratigrafica. Nessuna altra datazione pubblicata è stata utilizzata per incompatibilità analitica e di risultati con quelle citate. Inoltre, poiché le datazioni radiometriche non sono state utilizzate per la ricostruzione della successione litostratigrafica, non sono riportate in legenda.

1.2. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ STRATIGRAFICHE

1.2.1. - *Sedimenti marini quaternari - Depositi subetnei*

I sedimenti marini quaternari affiorano limitatamente nel settore nord-orientale del Foglio e sono costituiti da una successione trasgressiva che complessivamente presenta uno spessore superiore ai 90 m nella collina di Serra S. Biagio, la cui terminazione settentrionale si colloca oltre il limite del Foglio. Essa è costituita alla base da calcareniti (Calcareniti di Fiumefreddo), presenti esclusivamente in questo versante dell'Etna; le calcareniti passano lateralmente e verso l'alto ad argille marnose di colore grigio-azzurro (Formazione delle Argille grigio-azzurre). Il limite inferiore di questi depositi non affiora, mentre quello di tetto è rappresentato da una superficie di erosione subaerea marcata dalla presenza del deposito alluvionale del membro Serra S. Biagio (formazione S. Maria Ammalati).

DISTRETTO VULCANICO DEL MONTE ETNA			
unità sintemiche	unità litosomatiche	Unità litostratigrafiche	Intervallo di riconoscibilità stratigrafica
Sistema Il Piano	Vulcano Mongibello	<p>formazione Torre del Filosofo membro Mito (c) membro Chiancone (h) membro Cabaneri (a)</p>	
Sistema Concazze	Vulcano Ellittico	<p>formazione Portella Giumenta membro Discorsorio Etna (h) membro Ragabici (a)</p>	
		<p>formazione Piano Pizzocchiano membro Egghobara (c) membro Zoccalani (h) membro Tripodi (a)</p>	
		<p>formazione Fisci Denari</p>	
		<p>formazione Serra delle Concazze</p>	
		<p>formazione Monte Scarsone</p>	
		<p>formazione Contrada Raggia</p>	
Sistema Girolamo	Vulcano Cuvigliani	<p>formazione Volta del Girolamo</p>	
		<p>formazione Canalone della Montagna formazione Serra Cuvigliani membro neck (a)</p>	
Sistema Zappini	Vulcano Salfizio	<p>formazione Acqua della Rocca</p>	
		<p>formazione Serra del Salfizio</p>	
	Vulcano Giannicola	<p>formazione Valle degli Zappini formazione Serra Giannicola Grande membro neck (a)</p>	
Sistema Acireale	Vulcano Trifoglietto	<p>lito-orizzonte Cava Grande (*)</p>	
		<p>formazione Piano del Trifoglietto</p>	
	Vulcano Rocche	<p>formazione delle Rocche membro Rocca Caprai (h) membro Rocca Palombe (a)</p>	
		<p>formazione Contrada Passo Cannelli</p>	
	Vulcano Tarderìa	<p>formazione Catania membri M. Calama (a)</p>	
		<p>formazione Moscarello</p>	
		<p>formazione S. Maria Ammalati membro Zingra S. Tecla (h) membro Serra S. Biagio (a)</p>	
Sistema Timpe		<p>formazione La Timpa membri Fondo Macchio (h) membro S. Maria la Scala (a)</p>	
		<p>formazione Timpa di Don Masi membro S. Caterina (h) membro Formosa V. Vinosa (a)</p>	
		<p>formazione dell'argille grigio-azzurre (h) e Calcareniti di Fiumefreddo (a)</p>	

(*) non cartografabile.

Fig. 12 - Schema dei rapporti stratigrafici delle unità riconosciute nel Foglio Acireale.

Questa successione quaternaria trasgressiva è connessa a un'area localizzata nei settori interni dell'Orogene Siciliano (LENTINI *et alii*, 1996) a differenza dei coevi sedimenti affioranti estesamente lungo il bordo meridionale del vulcano appartenenti all'Avanfossa Gela-Catania (DI STEFANO & BRANCA, 2002).

1.2.1.1. - Calcareniti di Fiumefreddo (CFF) Pleistocene inferiore-medio

Le Calcareniti di Fiumefreddo sono costituite da un'alternanza di calcareniti bioclastiche, argille-sabbiose fossilifere fittamente laminate e sabbie grossolane di colore giallastro, localmente cementate, affioranti nella collina di Serra S. Biagio. Lo spessore massimo complessivo è superiore ai 70 m. I livelli calcarenitici e sabbiosi si presentano in grossi banchi che mostrano, a volte, una stratificazione incrociata e contengono numerosi frammenti di gusci di bivalvi (prevalentemente pettinidi) a spigoli vivi di dimensioni inferiori al centimetro, molto raramente gusci interi, e noduli algali. Le calcareniti sono caratterizzate da un'abbondante frazione inorganica (fino all'80%) data da augite, quarzo, carbonati e gesso, mentre la frazione organica è costituita da plancton prevalentemente rimaneggiato e da poche specie bentoniche appartenenti prevalentemente alle famiglie Asterigerinidae, Rotalidae ed Elphididae (LOMBARDO, 1980). La presenza di numerosi frammenti di gusci di macrofossili, la scarsa fauna bentonica, unitamente alla struttura del deposito indicano un ambiente di deposizione da infra a circalitorale (LOMBARDO, 1980).

Sporadici livelli argillosi presenti nella successione calcarenitica presentano microfaune caratterizzate da *H. baltica* (SCHROETER) (LOMBARDO, 1980) e associazioni a nannofossili attribuibili alla biozona MNN19e nella parte basale e alla successiva biozona MNN19f nei livelli sommitali, che conferiscono un'età Pleistocene inferiore-medio e confermano la parziale eteropia tra calcareniti e argille marnose.

1.2.1.2. - Formazione delle Argille grigio-azzurre (FAG) Pleistocene inferiore-medio

Appena a nord del limite del Foglio Acireale, nella collina di Serra S. Biagio le calcareniti mostrano rapporti di eteropia con le argille marnose (10-15% di CaCO_3 , WEZEL, 1967) grigio-azzurre. Queste ultime sono state descritte per la

prima volta da SEGUENZA (1873-77) e indicate col nome di “argille subetnee”; sono prive di stratificazione e affiorano in lembi isolati in prossimità della costa (Torrente Fiumefreddo), a Fermata S. Venera, dove sono coperte in maniera discontinua da un deposito alluvionale, spesso fino a 2 metri, costituito da ciottoli sedimentari eterogenei, e lungo il Vallone S. Venera fino a una quota di circa 770 m s.l.m. subito a monte dell’abitato di Vena. La disposizione di questi affioramenti isolati marca la presenza, al di sotto della copertura vulcanica, di un alto del substrato sedimentario, orientato E-O, corrispondente alla cresta meridionale della paleovalle del Fiume Alcantara (BRANCA & FERRARA, 2001). In quest’area i dati di sottosuolo hanno evidenziato che le argille poggiano direttamente sulle unità della Catena Appenninico-Maghrebide. Lo spessore massimo affiorante è di circa 80 m in Serra S. Biagio.

Le argille marnose sono caratterizzate da una microfauna data in prevalenza da foraminiferi planctonici, tra i quali si riconoscono *Globorotalia inflata* (D’ORBIGNY), *Orbulina universa* (D’ORBIGNY), *Globigerinoides ruber* (D’ORBIGNY) e *Globigerinoides sacculifer* ((D’ORBIGNY)), *Truncorotalia truncatulinoides excelsa* (RUGGERI, SPROVIERI e UNTI) e *Hyalinea baltica* (SCHROETER) (LOMBARDO, 1980), e da ricche associazioni a nannofossili che nei livelli basali sono riferibili alla biozona MNN19e di RIO *et alii*, 1990, (*Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), “Small” *Gephyrocapsa* sensu RIO, 1982) indicativa del Pleistocene inferiore (Siciliano). La presenza nei livelli medio alti di *Gephyrocapsa* sp.3 (sensu RIO, 1982, RIO *et alii*, 1990) permette di estendere l’età alla parte bassa del Pleistocene medio (biozona MMN19f, nel range di distribuzione di *Gephyrocapsa* sp.3; 0,94-0,58 Ma, CASTRADORI, 1993, SPROVIERI *et alii*, 1998). La scarsa fauna bentonica rappresentata da *Hoeglundina elegans* D’ORBIGNY, *Lenticulina calcar* (LINNÉ), *Lenticulina orbicularis* (D’ORBIGNY), *Articulina tubulosa* (SEGUENZA), *Pyrgo anomala* (SCHLUMBERGER), *Karrieriella brady* BRADY e *Hyalinea baltica* (SCHROETER) consente di individuare una profondità di sedimentazione fra i 200 e i 300 metri (WEZEL, 1967; LOMBARDO, 1980).

1.2.2. - Sintema Timpe

Il Sintema Timpe, che viene qui definito per la prima volta, affiora principalmente lungo le scarpate di faglia appartenenti al sistema strutturale denominato delle Timpe (cfr. fig. 11), e in maniera minore in limitati affioramenti nel basso versante nord-orientale del Monte Etna tra gli abitati di Nunziata e

S. Venera. Tale sintema poggia sul substrato sedimentario in località Fermata S. Venera ed è ricoperto a tetto dal Sintema Acireale, dal Sintema Concazze e dal Sintema Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è visibile 1) in località Fermata S. Venera, immediatamente a nord dell'abitato di S. Venera, e 2) alla base della Timpa di Acireale in località S. Caterina.

1. In località Fermata S. Venera il limite è rappresentato da una superficie di erosione subaerea impostata sulla litofacies argillosa, su cui appoggiano le lave del membro Fermata S. Venera (TDM₀₂) (formazione Timpa di Don Masi).
2. Alla base della Timpa di Acireale, il limite è rappresentato da una discordanza angolare delle colate del membro S. Caterina su un orizzonte epiclastico litificato (cfr. fig. 13) che testimonia una stasi nell'attività vulcanica.

Limite a tetto: la discontinuità è visibile 1) lungo la Timpa di Acireale, 2) lungo la Timpa di Moscarello in località Fondo Macchia e 3) a Fermata S. Venera.

1. Lungo la Timpa di Acireale il limite è rappresentato sia da una superficie di erosione al tetto delle lave del membro S. Maria La Scala (formazione La Timpa), marcata dalla presenza del deposito detritico del membro Timpa S. Tecla (formazione S. Maria Ammalati, Sintema Acireale), che da una discordanza angolare fra le lave del membro S. Maria La Scala, debolmente immergenti verso O, e quelle della formazione Piano Provenzana (Sintema Concazze), debolmente immergenti verso E.
2. Lungo la Timpa di Moscarello il limite è dato da una netta discordanza angolare fra le lave del membro Fondo Macchia (formazione La Timpa), caratterizzate da un'immersione di circa 25° verso NNO, e le lave della formazione Moscarello (Sintema Acireale) immergenti di pochi gradi verso E ed ESE.
3. A Fermata S. Venera le lave del membro Fermata S. Venera sono caratterizzate da una superficie di erosione al tetto marcata dalla presenza del deposito alluvionale del membro Serra S. Biagio (formazione S. Maria Ammalati, Sintema Acireale).

1.2.2.1. - formazione Timpa di Don Masi (TDM)

La formazione è costituita da colate laviche, corpi subvulcanici e depositi piroclastici stromboliani affioranti lungo il basso versante orientale etneo in due distinte aree geografiche che, da sud a nord, sono rispettivamente, la base della Timpa di Don Masi e l'area di Nunziata-S. Venera. Gli spessori massimi della formazione raggiungono i 30 m nell'area di Nunziata-S. Venera. I prodotti di questa formazione poggiano sul substrato sedimentario e sono costituiti da basalti transizionali caratterizzati dalla presenza di noduli femici e ultrafemici. La formazione è stata suddivisa in due membri, denominati Fermata S. Venera e S. Caterina, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee. Questi due membri non presentano relazioni dirette tra loro e quindi la posizione stratigrafica reciproca non è determinabile. I due membri sono stati riuniti nella stessa unità litostratigrafica informale, poiché presentano la medesima posizione stratigrafica e analoghe caratteristiche composizionali. Le lave del membro Fermata S. Venera sono state attribuite nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) ai prodotti dei "Centri Eruttivi Alcalini Antichi", mentre le vulcaniti del membro S. Caterina sono state attribuite alle "Lave Subalcaline di Base".

membro Fermata S. Venera. Si tratta di colate laviche massive, da poco a non vesciolate, con una patina di alterazione di colore grigio-chiaro di spessore variabile da 1 a 3 mm circa. Generalmente sono decotate della porzione scoriacea di tetto e risultano disarticolate in blocchi eterometrici di dimensioni plurimetriche. Le lave poggiano sulle Argille grigio-azzurre formando degli affioramenti di limitata estensione areale in località Fermata S. Venera e nei pressi dell'abitato di Nunziata. Lo spessore massimo di questo membro è di circa 30 m. Nell'area di Nunziata le lave sono coperte da un deposito detritico formato da blocchi eterometrici delle stesse lave che raggiunge uno spessore massimo di 20 m. Il limite di tetto di questo membro è rappresentato da una superficie di erosione, che in località Fermata S. Venera è marcata dalla presenza del deposito alluvionale del membro Serra S. Biagio (formazione S. Maria Ammalati). Complessivamente le lave sono caratterizzate da un'elevata porfiricità con xenocristalli di pirosseno e olivina, spesso in glomerofiri. In località Contrada Ragaglia affiora il relitto di una fessura eruttiva formata da un deposito stromboliano dato da bombe scoriacee a crosta di pane con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno, olivina, xenoliti sedimentari, e occasionali litici sia lavici che sedimentari. Il cono di scorie è in gran parte coperto dal deposito piroclastico di un'eruzione freatomagmatica del Vulcano Ellittico (ANDRONICO *et alii*, 2001).

membro S. Caterina. Si tratta di colate laviche che, localmente coperte dal detrito di versante, affiorano alla base della scarpata sottostante l'abitato di Santa Caterina per circa un chilometro di lunghezza. Lo spessore è circa 10 metri.

Il limite a letto è costituito da un orizzonte, non cartografabile, spesso al massimo 3,5 m, costituito da una breccia monogenica passante verso l'alto a un deposito epiclastico litificato. La breccia è formata da clasti vulcanici di dimensioni massime 30 cm immersi in una matrice sabbiosa di colore giallo. Il deposito epiclastico è costituito da una sabbia di origine vulcanica con scarsi clasti di dimensioni centimetriche e con sottili lenti siltitiche di colore bruno. Il limite a tetto del membro S. Caterina è marcato da una netta discordanza erosionale associata a discordanza angolare con le lave della formazione La Timpa (membro S. Maria la Scala).

Precedentemente queste colate erano state attribuite dalla CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) e da ROMANO (1982) alle "Lave Subalcaline di Base".

In località Timpa Don Masi (fig. 13), poco sopra il livello del mare, affiora un *plug* costituito da lave colonnari e circondato da un bastione di scorie rossastre; tale *plug* ha probabilmente alimentato le colate adiacenti; infatti nella stessa zona è ben evidente il passaggio graduale dalle lave massive a struttura colonnare alle porzioni scoriaee laterali, anche attraverso apofisi laviche intrusive nel bastione scoriaeo. Poco più a nord affiorano soltanto le colate laviche emesse dalla fessura eruttiva e caratterizzate da giaciture immergenti verso SO; di esse sono ancora ben conservate alcune morfologie superficiali di colata e canali di scorrimento lavico.

Le lave presentano una marcata tessitura porfirica caratterizzata da abbondanti fenocristalli millimetrici di pirosseno e olivina immersi in una massa di fondo di colore grigio chiaro. Carattere distintivo è la presenza di noduli femici e ultrafemici che presentano forma arrotondata con bordi di riassorbimento e dimensioni fino a 15 cm. I noduli femici sono costituiti da cristalli a grana da media a fine con tessitura ortocumulita di plagioclasio, olivina e pirosseno e meno frequente anfibolo, mentre quelli ultrafemici sono formati da cristalli a grana da media a fine con tessitura cumulitica di olivina e pirosseno e scarso plagioclasio. I noduli sono stati interpretati come cumuliti, formatesi in serbatoi magmatici localizzati a diversi livelli nella crosta, portate rapidamente in superficie dal magma che ha alimentato l'eruzione (LO GIUDICE & RITMANN, 1975; AURISICCHIO & SCRIBANO, 1987; CORSARO *et alii*, 2002).

La base affiorante del membro è stata datata 225 ± 15 ka (GILLOT *et alii*, 1994).

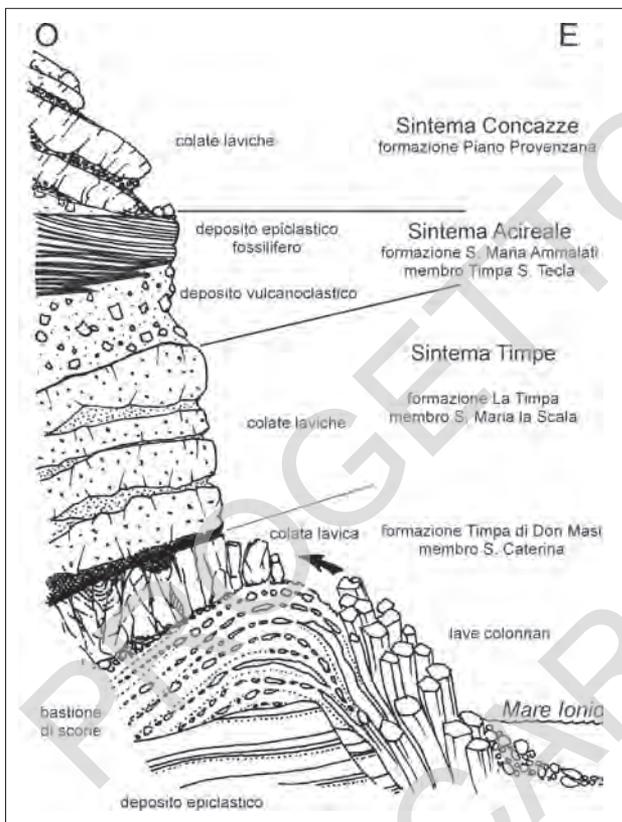


Fig. 13 - Sezione stratigrafica in località Timpa di Don Masi.

Si tratta probabilmente di un piccolo centro caratterizzato da attività fessurale, ora parzialmente smantellato.

1.2.2.2. - formazione La Timpa (UTM)

La formazione è costituita da colate tabulari e massive con subordinati livelli di scorie e di depositi epiclastici. Tali colate affiorano estesamente lungo il basso versante orientale etneo in tre distinte aree geografiche che, da sud a nord, sono rispettivamente, la Timpa di Acireale, da S. Marie delle Grazie sino a Santa Tecla, la zona di Acicatena e la base della Timpa di Moscarello in località Fondo Macchia.

Gli spessori massimi della formazione raggiungono i 200 m lungo la Timpa di Acireale.

I prodotti relativi a questa formazione, che si appoggiano sia sul substrato sedimentario che sulle lave transizionali della formazione Timpa di Don Masi, sono stati attribuiti nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) sia ai prodotti dei “Centri Eruttivi Alcalini Antichi” sia alle vulcaniti dei “Centri Eruttivi del Trifoglietto”.

La formazione è stata suddivisa in due membri, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee, denominati S. Maria La Scala e Fondo Macchia. Questi due membri non presentano relazioni dirette tra loro e quindi la posizione stratigrafica reciproca risulta indeterminabile. I due membri sono stati riuniti nella stessa unità litostratigrafica informale poiché presentano un’analoga posizione stratigrafica e rappresentano una successione lavica alimentata da fessure eruttive localizzate lungo il sistema strutturale delle Timpe, orientato NNO-SSE.

membro S. Maria La Scala. Lungo la scarpata di faglia che forma la Timpa di Acireale affiora in sezione una successione prevalentemente lavica e subordinatamente piroclastica ed epiclastica, che si sovrappone in discordanza erosiva e angolare sopra la formazione Timpa di Don Masi (membro S. Caterina), raggiungendo uno spessore massimo di circa 200 metri. Nella zona di Grotta delle Palombe (fig. 14) affiora una successione di lave colonnari, la cui giacitura varia verso l’alto, passando da subverticale a poco inclinata sia verso E che verso O. Le lave colonnari emergono da mare per un’altezza di oltre 4 metri e formano un affioramento allungato in senso N-S che raggiunge uno spessore complessivo massimo pari a circa 10 m. Verso l’alto le lave colonnari passano progressivamente a brecce laviche molto vescicolate, con intercalazioni di sottili facies laviche che tendono ad assumere una giacitura suborizzontale e quindi a immergere verso O. La distribuzione delle facies litologiche, i loro caratteri tessiturali e i reciproci rapporti giaciturali evidenziano, nel complesso, la prossimità di un sistema di fratture eruttive allineato in senso N-S. Verso l’alto il membro è delimitato da colate appartenenti sia alla formazione Piano Provenzana, sia a prodotti eruttivi più recenti, attraverso superfici di contatto chiaramente discordanti ed erosive. La successione è composta da quattro bancate laviche principali che si presentano massive e immergenti di 5-20° verso SO, ai quali si intercalano alcuni livelli epiclastici di spessore metrico e di colore giallorossastro. Le lave sono generalmente porfiriche, con fenocristalli di abbondanza variabile: i livelli lavici più bassi sono caratterizzati da pirosseni centimetrici, subordinate olivine e poco abbondanti plagioclasti, di taglia millimetrica. Nelle

lave più alte la taglia dei pirosseni diminuisce e cresce l'abbondanza dei plagioclasti. La colata sommitale è stata datata da GILLOT *et alii* (1994) a $142,2 \pm 3,4$ ka. Lungo la scarpata tettonica di Acicatena, lave attribuite a questo membro affiorano prevalentemente in megablocchi disarticolati. Altri affioramenti, ma di limitata estensione, si trovano anche all'interno dell'abitato di Acicatena.

membro Fondo Macchia. Questo membro affiora alla base della Timpa di Moscarello in località Fondo Macchia. Si tratta di una successione di colate laviche, massive, con spessori variabili da 1-2 m fino a 5 m, caratterizzate talvolta da una patina di alterazione superficiale di colore giallo-bruno. All'interno della successione lavica è possibile rinvenire localmente la presenza di depositi epiclastici spessi pochi metri di colore variabile dal giallo-bruno al rossiccio. Le lave generalmente sono molto porfiriche con fenocristalli di pirosseno e olivina di dimensioni variabili dai 5 ai 9 mm, e abbondanti fenocristalli di plagioclasio di taglia minore, in una pasta di fondo di colore grigio chiaro. La successione lavica è caratterizzata da un'immersione variabile fra 20 e 30° verso NNO, raggiungendo uno spessore massimo di circa 70 m. La base del membro non è affiorante, mentre il tetto è marcato da una netta discordanza angolare con



Fig. 14 - Falesia a nord di S. Maria La Scala. a) Lave a fessurazione colonnare del membro S. Maria La Scala, formazione La Timpa (Sintema Timpe); b) colata lavica del Sintema Il Piano (intervallo $3,9$ ka - 122 a.C.).

la sequenza lavica della formazione Moscarello (Sintema Acireale). I prodotti di questo membro sono stati attribuiti nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) e da BUSÀ & CRISTOFOLINI (2001) come appartenenti ai “Centri Eruttivi Alcalini Antichi”. In particolare BUSÀ & CRISTOFOLINI (2001) ipotizzano che questa successione lavica provenga da due centri eruttivi localizzati immediatamente a est della scarpata di faglia. L’omogeneità dell’immersioni verso NNO delle colate laviche di questo membro indica, invece, una loro provenienza da un’area localizzata a sud-sud-est di Fondo Macchia, evidenziando la presenza di un’attività eruttiva sviluppata lungo il fascio strutturale delle Timpe.

1.2.3. - *Sintema Acireale*

Il Sintema Acireale, che viene qui definito per la prima volta, affiora lungo le scarpate di faglia appartenenti al sistema strutturale denominato delle Timpe (in particolare lungo la Timpa di Acireale e quella di Moscarello), in limitati affioramenti lungo il versante meridionale del Monte Etna presso Contrada Cannelli e alla base della successione affiorante in Valle del Bove lungo la parete sia settentrionale che meridionale. Tale sintema poggia sul Sintema Timpe ed è ricoperto a tetto dal Sintema Zappini, dal Sintema Concazze e dal Sintema Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è visibile 1) lungo la Timpa di Acireale, 2) a Serra S. Biagio, 3) a Fermata S. Venera, 4) lungo la Timpa di Moscarello in località Fondo Macchia.

1. lungo la Timpa di Acireale il limite è rappresentato sia da una superficie di erosione al tetto delle lave del membro S. Maria La Scala (formazione La Timpa), marcata dalla presenza del deposito detritico del membro Timpa S. Tecla (formazione S. Maria Ammalati, Sintema Acireale), che da una discordanza angolare fra le lave del membro S. Maria La Scala, debolmente immergenti verso O, e quelle della formazione Piano Provenzana (Sintema Concazze), debolmente immergenti verso E.
2. Lungo il versante meridionale della collina di Serra S. Biagio il limite è rappresentato da una superficie di erosione che marca il tetto delle Calcareniti di Fiumefreddo su cui poggia il deposito alluvionale del membro Serra S. Biagio (formazione S. Maria Ammalati).
3. a Fermata S. Venera le lave del membro Fermata S. Venera sono caratterizzate da una superficie di erosione al tetto marcata dalla presenza del deposito

alluvionale del membro Serra S. Biagio (formazione S. Maria Ammalati, Sintema Acireale).

4. lungo la Timpa di Moscarello il limite è dato da una netta discordanza angolare fra le lave del membro Fondo Macchia (formazione La Timpa), caratterizzate da un'immersione di circa 25° verso NNO, e le lave della formazione Moscarello (Sintema Acireale) immergenti di pochi gradi verso E ed ESE.

Limite a tetto: la discontinuità è visibile 1) lungo la Timpa di S. Tecla, 2) in Serra S. Biagio, 3) lungo la parete meridionale della Val Calanna, 4) lungo la Timpa di Moscarello, 5) lungo la parete settentrionale della Valle del Bove tra Rocca Capra e Monte Fontane, 6) in località Contrada Passo Cannelli, 7) lungo la parete meridionale della Valle del Bove, in particolare lungo la Serra del Salifizio, 8) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in particolare lungo la Serra Giannicola Grande, 9) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in Serra Cuvigghiuni.

1. Lungo la Timpa di Acireale il limite è costituito da una superficie d'erosione posta tra il membro Timpa di S. Tecla e la formazione Piano Provenzana.
2. Lungo il versante meridionale della collina di Serra S. Biagio il limite è dato da un appoggio in marcata discordanza angolare fra la colata Diana della formazione Piano Provenzana (Sintema Concazze) e il deposito alluvionale terrazzato della formazione S. Maria Ammalati (membro Serra S. Biagio).
3. Sul versante meridionale della Val Calanna le colate della Formazione Valle degli Zappini si appoggiano alle vulcaniti della formazione Calanna in discordanza angolare ed erosiva con un contatto molto irregolare associato localmente a depositi di breccie di smantellamento. Tale contatto è visibile a ovest di Monte Fior di Cosimo, dove il limite, generalmente poco inclinato, passa a una superficie improvvisamente a inclinazione molto elevata (superiore ai 40°) che potrebbe essere relativa a una paleoscarpata costituita dalle vulcaniti del Calanna. Alla base della paleoscarpata, al contatto tra la formazione Calanna e la Formazione Valle degli Zappini è presente un deposito metrico di breccie eterolitologiche, eterometriche, angolari e con scarsa matrice. Questo deposito è probabilmente legato a un accumulo al piede del paleopendio.
4. In località Cava Grande, immediatamente a sud-ovest dell'abitato di S. Alfio, la base del Sintema Concazze è rappresentata da una colata lavica (Formazione Monte Scorsone), caratterizzata dalla presenza di abbondanti fenocristalli di pirosseno di dimensioni subcentimetriche, che poggia in

paraconcordanza sul deposito piroclastico denominato lito-orizzonte Cava Grande (cfr. par. 1.2.3.6.1).

5. Tra Rocca Capra e Monte Fontane il Sintema Concazze (Formazione di Monte Scorsone) si appoggia sul Vulcano Rocche con una netta superficie d'erosione marcata da una discordanza angolare. In particolare sulla sella che separa Rocca Capra da Monte Cerasa, a quota 1370 m circa, è presente anche un deposito piroclastico denominato lito-orizzonte Cava Grande (fig. 15) (cfr. par. 1.2.3.6.1).
6. Tra Contrada Passo Cannelli e Monte Cicirello il limite è costituito da una superficie di erosione che marca il tetto della formazione Contrada Passo Cannelli su cui poggiano in paraconcordanza le piroclastiti del membro Cubania (formazione Torre del Filosofo).
7. Lungo la parete meridionale della Valle del Bove e, in particolare, a est della Valle del Tripodo e in Serra del Salifizio, il limite tra la formazione Piano del Trifoglio e le sovrastanti colate della Formazione Valle degli Zappini è definito in base a una discordanza angolare associata a un deposito di breccie di smantellamento di spessore metrico che indica una fase di stasi nell'attività vulcanica.

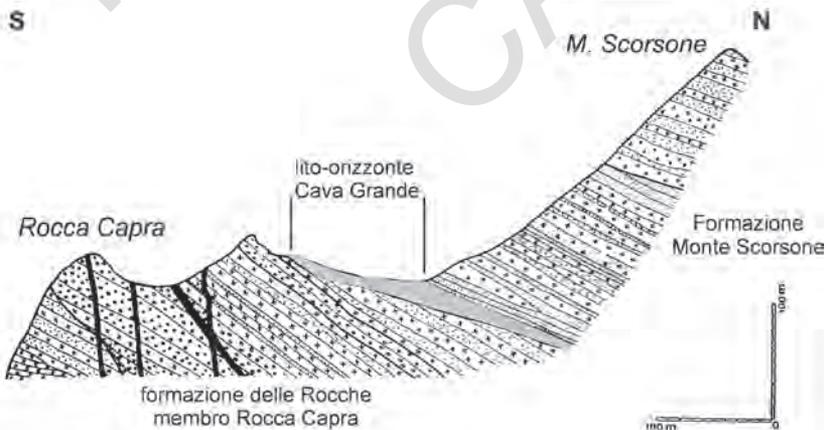


Fig. 15 - Sezione stratigrafica tra Rocca Capra e Monte Scorsone, dove affiora il lito-orizzonte Cava Grande (modificato da Ferrari et alii, 1989b).

8. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in Serra Giannicola Grande a quota tra 1800 e 2000 m, il limite è costituito da un contatto di intrusione del membro Belvedere (Formazione Serra Giannicola Grande) all'interno della sequenza del Vulcano Trifoglietto. Inoltre i prodotti relativi alla Formazione Serra Giannicola Grande si appoggiano in discordanza angolare su quelli della formazione Piano del Trifoglietto e sono generalmente separati da un deposito metrico di breccie di smantellamento che testimonia una stasi nell'attività vulcanica.
9. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove in Serra Cuvigghiuni tra quota 2250 e 1800 m, è visibile un contatto di intrusione legato alla presenza di numerosi corpi subvulcanici (membro Laghetto della formazione Serra Cuvigghiuni) intrusi nella sequenza del Vulcano Trifoglietto (formazione Piano del Trifoglietto). Inoltre i prodotti effusivi relativi alla formazione Serra Cuvigghiuni e alla Formazione Canalone della Montagnola si appoggiano in netta discordanza angolare su quelli della formazione Piano del Trifoglietto.

1.2.3.1. - formazione S. Maria Ammalati (USM)

La formazione è costituita da depositi vulcanoclastici di tipo sia detritico che alluvionale affioranti in due distinte aree geografiche, lungo la Timpa di S. Tecla e nel basso versante nord-orientale del vulcano, a Fermata S. Venera e a Serra S. Biagio. Gli spessori massimi della formazione raggiungono i 150 m nella Timpa di S. Tecla.

La formazione è stata suddivisa in due membri, denominati Serra S. Biagio e Timpa S. Tecla, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee. Questi due membri non presentano relazioni dirette tra loro e quindi la posizione stratigrafica reciproca risulta indeterminabile. I due membri sono stati riuniti nella stessa unità litostratigrafica informale, poiché presentano la medesima posizione stratigrafica e rappresentano, sebbene in aree geografiche distinte, un'importante fase di stasi dell'attività vulcanica nei settori periferici dell'edificio etneo.

Tale unità vulcanoclastica è stata attribuita nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) ai "Tufi e Lahar Inferiori" connessi con l'attività "Centri Eruttivi del Trifoglietto".

membro Serra S. Biagio. Il membro è costituito da un conglomerato polimittico fortemente eterometrico, formato da clasti sia vulcanici che sedimentari,

eterogenei, di dimensioni da centimetriche fino a multimetriche, con una matrice argilloso-sabbiosa. I clasti si presentano da arrotondati a sub-arrotondati e tutti fortemente alterati spesso fino al disfacimento. Il membro affiora lungo la sponda destra del Vallone S. Venera e nella collina di Serra S. Biagio, ed è caratterizzata da uno spessore variabile da pochi metri a circa 20 m. Lungo il Vallone S. Venera il membro poggia sia sulla Formazione delle Argille grigio-azzurre che sulle lave appartenenti al membro Fermata S. Venera della formazione Timpa di Don Masi, mentre a Serra S. Biagio poggia direttamente sulle Calcareniti di Fiumefreddo. Il limite di tetto di questo membro è rappresentato da un passaggio graduale con il deposito vulcanoclastico della formazione Contrada Ragaglia.

Lungo il Vallone S. Venera il conglomerato è fango-sostenuto e passa verso l'alto a un deposito epiclastico di colore giallo-bruno, spesso pochi metri, contenente alcuni livelli piroclastici di caduta decimetrici costituiti da lapilli scoriacei. Localmente il deposito conglomeratico è coperto da un deposito piroclastico di caduta, spesso 23 cm, costituito alla base da un livello di cenere passante a un livello di lapilli pomicea a gradazione normale, con una patina di alterazione superficiale di colore giallo-bruno, riferibile all'eruzione finale del Vulcano Ellittico (livello piroclastico D2a di COLTELLI *et alii*, 2000). In precedenza, la porzione del deposito affiorante lungo la sponda destra del Vallone S. Venera era stata attribuita nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) ai depositi piroclastici (unità dei "Tufi e Lahar Inferiori") connessi con l'attività esplosiva dei "Centri Eruttivi del Trifoglietto" (ROMANO, 1982). Nel versante meridionale della collina di Serra S. Biagio il deposito conglomeratico, che si presenta terrazzato in più ordini, è caratterizzato da una generale tendenza dei clasti piatti, di tutte le classi dimensionali, alla disposizione embricata verso mare. Esso è inoltre caratterizzato da un'irregolare organizzazione in riempimenti di canali di erosione anastomizzati, marcati dal diverso grado di cementazione della matrice, maggiore quando questa è prevalentemente sabbiosa, minore quando argilloso-sabbiosa. Caratteristico è l'aspetto generalmente clasto-sostenuto del deposito, che diventa fango-sostenuto dove i clasti sono di dimensioni metriche.

Il membro Serra S. Biagio rappresenta un antico deposito alluvionale connesso con l'evoluzione del reticolo idrografico della paleovalle del Fiume Alcantara (BRANCA & FERRARA, 2001). In particolare il deposito terrazzato di Serra S. Biagio rappresenta il relitto dell'antica pianura alluvionale costiera del paleo-Alcantara, la cui foce era localizzata all'altezza dell'abitato di Fiumefreddo di Sicilia. Tale assetto idrografico è stato modificato dalla tracimazione del paleoasse di drenaggio nell'attuale Valle del Fiume Alcantara durante le fasi finali dell'attività del Vulcano Ellittico (BRANCA & FERRARA, 2001).

membro Timpa S. Tecla. Si tratta di livelli epiclastici costituiti da una breccia lavica immersa in abbondante matrice sabbiosa giallastra o giallo-bruna. Nel deposito sono presenti clasti lavici a volte subarrotondati, a granulometria da fine a grossolana (generalmente 5-10 cm), fino a occasionali blocchi pluridecimetrici. Il deposito affiora con il massimo spessore (fino a oltre 150 metri) lungo la scarpata a ridosso dell'abitato di S. Tecla, mentre verso sud passa lateralmente e verso l'alto a un sottile (pochi metri) deposito epiclastico giallastro cementato contenente un'abbondante fauna prevalentemente bentonica, di spessore più elevato nel tratto meridionale della scarpata tettonica e quindi esternamente all'area del foglio Acireale. Il membro Timpa S. Tecla si sovrappone in netta discordanza erosiva sopra le lave del membro S. Maria la Scala (formazione La Timpa), mentre è ricoperto, sempre in netta discordanza erosiva, dalle vulcaniti appartenenti al Sintema Concazze.

Nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) questo deposito viene indicato come *lahar* cementati di colore bruno a elementi lavici generalmente di grandi dimensioni, afferenti all'unità dei "Centri Eruttivi del Trifoglietto". Con un dettaglio notevolmente maggiore il deposito era già mappato da FERRARA (1976), il quale studiava anche le faune contenute nella porzione tufitica di questo membro. Le tufiti sono costituite da sabbie medio-fini contenenti abbondante macrofauna spesso ben conservata e di taglia minuta, stratificazione scarsa e colore variabile da grigio-bruno a giallo-chiaro e biancastro. Le forme più abbondanti della macrofauna sono *Spisula subtruncata* (da Costa) nella parte inferiore del membro e *Turritella communis* RISSO in quella superiore (MANCINO, 1941; FERRARA, 1976). La malacofauna presente indica un ambiente deposizionale marino di acque poco profonde (da 5 a 60 metri circa).

La scarsa microfauna presente è composta da foraminiferi quasi esclusivamente bentonici; le forme più abbondanti sono descritte in FERRARA (1976).

Il deposito, nel complesso, non è stratificato a eccezione di discontinui livelli di spessore decimetrico. I blocchi che costituiscono il deposito mostrano una composizione riferibile alle lave dell'unità stratigraficamente sottostante (membro S. Maria La Scala, formazione La Timpa), mentre non sono stati rinvenuti elementi riferibili al membro S. Caterina (formazione Timpa di Don Masi). Pertanto, il significato geologico dei sedimenti epiclastici risiede in una sostanziale stasi dell'attività vulcanica in questo settore dell'apparato etneo, che ha prodotto lo smantellamento dei centri vulcanici più antichi e l'accumulo di corpi detritici prevalentemente in ambiente di mare sottile, in prossimità della paleolinea di costa.

1.2.3.2. - formazione Moscarello (UML)

Questa formazione affiora estesamente lungo la scarpata di faglia della Timpa di Moscarello. È costituita da una potente sequenza lavica fino a 150 m di spessore, formata dalla sovrapposizione di colate tabulari, massive, con spessori variabili da 2-5 m fino a 10-20 m. Le lave sono caratterizzate da un'elevata variabilità dei litotipi, che presentano tessiture sia subafiriche che porfiriche a grana media contenenti fenocristalli di plagioclasio e femici. Verso il tetto della sequenza in località Cava Grande affiora il relitto di una fessura eruttiva, non cartografabile, allungata in direzione ONO-ESE, costituita da un deposito stromboliano dato da bombe scoriacee di colore rossiccio con fenocristalli subcentimetrici e centimetrici di pirosseno e plagioclasio di taglia minore, e dispersi cristalli sciolti di pirosseno di dimensioni subcentimetriche. La sequenza lavica raggiunge uno spessore massimo di 150 m ed è caratterizzata alla base da una giacitura variabile da orizzontale a debolmente immergente verso E ed ESE. Gradualmente verso l'alto la sequenza lavica è caratterizzata da un'immersione di circa 10° sempre verso E ed ESE. Limitati affioramenti di lave appartenenti a questa formazione sono inoltre presenti tra Macchia e Giarre e nell'area di Nunziata. In un affioramento in prossimità di Giarre le lave sono coperte da una sottile successione piroclastica che corrisponde all'unità A di COLTELLI *et alii* (2000) (cfr. capitolo "Tefrostratigrafia"), a sua volta coperta in discordanza angolare ed erosiva associata a un paleosuolo dal lito-orizzonte Cava Grande (cfr. par. 1.2.3.6.1) e dalla successione piroclastica del membro Tagliaborse (formazione Piano Provenzana). Nella zona di Nunziata le lave della formazione Moscarello sono coperte direttamente dalle piroclastiti del membro Tagliaborse.

La formazione poggia in netta discordanza angolare sulle lave della formazione La Timpa (membro Fondo Macchia), mentre il tetto è marcato sia da una discordanza erosionale con il deposito vulcanoclastico del membro Milo (formazione Torre del Filosofo), che dalla presenza del deposito piroclastico denominato lito-orizzonte Cava Grande (cfr. par. 1.2.3.6.1). I prodotti di questa formazione sono stati attribuiti nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) e da BUSÀ & CRISTOFOLINI (2001) ai "Centri Eruttivi del Trifoglio" in base alle loro caratteristiche petrografiche. La completa mancanza di affinità petrografiche e petrochimiche fra le lave di questa formazione e i prodotti sia del Vulcano Trifoglio che dei vulcani Giannicola, Salifizio e Cuvigghiuni esclude una relazione fra la sequenza lavica affiorante lungo la Timpa di Moscarello e i centri eruttivi localizzati nel settore sud-occidentale della Valle del Bove. La provenienza da ovest della potente sequenza lavica appartenente a questa

formazione indica che l'attività eruttiva, sebbene ancora probabilmente di tipo fissurale, incomincia a spostarsi verso i centri ubicati in Valle del Bove.

1.2.3.3. - formazione Calanna (UCN)

Si tratta di lave fortemente tettonizzate fino a cataclasate associate a un fitto sistema di dicchi anch'essi tettonizzati, fortemente alterati con porzioni argillificate di colore giallo. Lungo il fianco sud-orientale del Monte Calanna è presente una sequenza di colate che, poste al tetto delle lave cataclasate, costituiscono il membro Monte Calanna.

La formazione, affiorante lungo i due versanti della Val Calanna e, in dagale, lungo il Salto della Giumenta, costituisce il rilievo del Monte Calanna e la base della parete meridionale presso Monte Fior di Cosimo. La formazione Calanna raggiunge il suo massimo spessore affiorante, circa 200 m, lungo il versante settentrionale dell'omonima valle in località Monte Calanna. La formazione è stata rinvenuta anche in alcune gallerie drenanti localizzate nel Vallone Cava Secca, 2,5 km a sud-est di Monte Fior di Cosimo

La base della formazione non affiora, mentre il limite di tetto con le colate della Formazione Valle degli Zappini è erosivo e di netta discordanza angolare, con un contatto molto irregolare, accompagnato localmente da depositi di breccie di smantellamento, visibili lungo il versante meridionale della Val Calanna. Questo è visibile a ovest di Monte Fior di Cosimo, dove il limite, generalmente poco inclinato, passa a una superficie improvvisamente a inclinazione molto elevata (superiore ai 40°) che potrebbe essere relativa a una paleoscarpata costituita dalle vulcaniti del Calanna. Alla base della paleoscarpata, al contatto tra la formazione Calanna e la Formazione Valle degli Zappini è presente un deposito metrico di breccie eterolitologiche, eterometriche, angolari e con scarsa matrice. Questo deposito è probabilmente legato a un accumulo al piede del paleopendio.

Le vulcaniti affioranti in quest'area sono state in precedenza interpretate come i resti di un cono di modeste dimensioni con attività prevalentemente stromboliana relativo a uno dei centri più antichi affioranti nella Valle del Bove (Centro di Calanna, KLERKX, 1970; Centro di Calanna tra i Centri Alcalini Antichi, CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979; ROMANO, 1982; Centro di Calanna, MCGUIRE, 1982). FERRARI *et alii* (1989a) riconoscono intense deformazioni compressive nelle rocce del Monte Calanna e ipotizzano, che tali rocce rappresentino un'unità tettonica precedente l'attività etnea o una porzione più

antica dell'apparato etneo interessata da deformazioni gravitative del versante orientale che avrebbero determinato una tettonica compressiva (FERRARI *et alii* 1989a; BORGIA *et alii* 1992).

membro M. Calanna. Tale membro, definito in questa sede per la prima volta, è costituito da colate metriche alternate a scorie. Affiora solo lungo il versante sud-orientale di Monte Calanna. Lo spessore complessivo del membro è di circa 30 m alla base sud-orientale di Monte Calanna. Lateralmente il membro risulta delimitato dal campo lavico dell'eruzione 1991-93 del Vulcano Mongibello.

Si distingue dalle sottostanti vulcaniti della formazione Calanna per una minore alterazione delle lave e per la presenza di una discordanza angolare ed erosiva di rango inferiore, che non giustifica l'istituzione di un'unità litostratigrafica di rango formazionale. Il limite a tetto è costituito dalla superficie topografica attuale.

Questo membro corrisponde parzialmente all'unità superiore della Valle di Calanna descritta da Ferrari *et alii* (1989a), che in precedenza era assimilata al Centro di Calanna (KLERKX, 1970), Centro di Calanna tra i Centri Alcalini Antichi, (CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979; ROMANO, 1982) Centro di Calanna (MCGUIRE, 1982).

Le colate sono di spessore metrico, leggermente alterate, mostrano una fratturazione colonnare appena accennata e immergono verso SE. Alcune colate sono alimentate da un dicco che immerge $210^{\circ}\text{N}/70^{\circ}$ che attraversa la formazione sottostante. Le colate e il dicco sono porfiriche con fenocristalli di plagioclasio e pirosseno. La pasta di fondo è di colore grigio scuro.

GILLOT *et alii* (1994) indicano una datazione K/Ar di 115 ± 5 ka.

Le colate relative a questo membro hanno un contatto che si allinea al margine occidentale del Vallone S. Giacomo e al contatto tra la formazione Calanna e la Formazione Valle degli Zappini. Questo allineamento consente di ipotizzare l'esistenza di una paleoscarpata orientata all'incirca N-S.

1.2.3.4. - Vulcano Tarderìa

Il Vulcano Tarderìa è localizzato immediatamente a sud della parete meridionale della Valle del Bove. In quest'area è presente una fascia caratterizzata da una forte acclività ($>20^{\circ}$) (FAVALLI *et alii*, 1999), che forma un arco continuo dall'abitato di Zafferana Etnea verso la zona Tarderìa-Contrada Passo Cannelli in gran parte sepolto dalle colate del Sintema Il Piano. Tale morfologia

è interpretata come il fianco meridionale di questo centro eruttivo. Nell'area Tarderia-Contrada Passo Cannelli il fianco del vulcano è disarticolato da un sistema di faglie, orientate NNO-SSE, che delimitano tre alti strutturali dove è conservata solamente la porzione di tetto della successione vulcanica di questo centro (formazione Contrada Passo Cannelli).

L'ipotesi circa l'esistenza di un edificio vulcanico esterno alla Valle del Bove è stata suggerita per la prima volta da RITTMANN (1963). Tale ipotesi è stata ripresa e approfondita successivamente da vari autori che individuano la presenza di un centro eruttivo in questo settore del Monte Etna solamente da un punto di vista morfologico ("Tardaria center" di CRISTOFOLINI *et alii*, 1978; 1982, e CHESTER *et alii*, 1985; "Monte Po center" di ROMANO & STURIALE, 1981 e ROMANO, 1982).

La posizione geografica del Vulcano Tarderia, unitamente alla limitata estensione dei suoi prodotti, non permette alcuna relazione stratigrafica con il Vulcano Rocche. Sebbene i rapporti stratigrafici fra questi vulcani siano incerti, essi costituiscono le più antiche evidenze di attività eruttiva di tipo centrale nella regione etnea. In particolare il Vulcano Tarderia ha costituito un ostacolo morfologico all'estensione verso sud dei prodotti dei vulcani Trifoglietto, Gianicola, Salifizio, Cuvigliuni ed Ellittico.

1.2.3.4.1. - *formazione Contrada Passo Cannelli (UCP)*

Risulta costituita da una successione di colate laviche massive, di colore grigio-chiaro, da poco a non vescicolate, con una patina millimetrica di alterazione superficiale, a struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, a volte di colore bianco-latte, e subordinatamente pirosseno e olivina. Le lave si mostrano in affioramenti discontinui, e spesso di ridotto sviluppo areale, in località Contrada Passo Cannelli, dove sono costituite da blocchi isolati messi a nudo dall'erosione dei termini stratigrafici di copertura (membro Cubania, formazione Torre del Filosofo) e lungo le scarpate di faglia in località Tarderia, Monte Cicirello e Monte Po dove raggiungono uno spessore complessivo di circa 30 m. La base della formazione non è affiorante perché coperta dal detrito di versante. La successione lavica è costituita dalla sovrapposizione di colate che mostrano spessori molto variabili, da 1-2 metri fino a circa 10 m. Il tetto della successione è caratterizzato dalla presenza di una marcata superficie di erosione evidenziata sia dalla completa mancanza della porzione scoriacea delle colate che dalla presenza di cavità emisferiche di diametro decimetrico, assimilabili a sculture alveolari tipiche dell'erosione eolica (fig. 16). Localmente nella porzione alta della successione lavica sono intercalati dei paleoconi detritici

costituiti da blocchi eterometrici delle stesse lave ad alterazione giallastra in una matrice sabbiosa di colore giallo-bruno. Le colate presentano una generale immersione verso SO e SSO. Tali direzioni non corrispondono probabilmente a originarie giaciture, bensì a fenomeni di basculamento del blocco di letto delle faglie presenti in quest'area.

La successione lavica della formazione Contrada Passo Cannelli, che nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) è stata attribuita ai prodotti dei “Centri Eruttivi del Trifoglietto”, è stata riconosciuta come corpo litosomatico, costituendo l'unica porzione dei prodotti di un antico apparato eruttivo, denominato Vulcano Tarderìa, localizzato esternamente alla Valle del Bove, e quindi con una posizione stratigrafica incerta rispetto ai Vulcani Rocche e Trifoglietto.



Fig. 16 - Sculture alveolari presenti lungo le superfici esposte delle unità di flusso di tetto della successione lavica della formazione Contrada Passo Cannelli.

1.2.3.5. - Vulcano Rocche

Il Vulcano Rocche affiora lungo la base della porzione orientale della parete settentrionale della Valle del Bove. In base alle giaciture dei prodotti della formazione delle Rocche (immersione da NO a NE) è possibile riconoscere l'esistenza di almeno un centro di emissione ubicato a sud della parete settentrionale della Valle del Bove, tra Rocca Capra e Monte Calanna.

Tale vulcano era stato già descritto e denominato litosoma Rocca Capra da COLTELLI *et alii* (1994).

Il Vulcano Rocche risulta ricoperto completamente dai prodotti del Vulcano Ellittico che ne obliterano la morfologia. La presenza del lito-orizzonte Cava Grande, interpretato da DEL CARLO *et alii* (2004) come relativo al ciclo finale del Trifoglietto, e la posizione geometrica degli affioramenti del Vulcano Trifoglietto in località Rocca Musarra, permettono di considerare il Vulcano Rocche come sottostante al Trifoglietto. Resta invece incerto il rapporto con il Vulcano Tarderìa, con cui non presenta contatti stratigrafici.

Il Vulcano Rocche risulta un corpo di modeste dimensioni il cui centro di emissione risulta ubicato in Valle del Bove.

1.2.3.5.1. - *formazione delle Rocche* (UDR)

La formazione delle Rocche è costituita da una complessa successione formata da sottili colate laviche, colate autobrecciate e depositi vulcanoclastici, affiorante lungo la base della porzione orientale della parete settentrionale della Valle del Bove da Rocca Palombe fino a Monte Cagliato. La formazione è stata suddivisa in due membri, ciascuno costituito da vulcaniti con caratteristiche litologiche differenti ubicati in due aree distinte, che sono stati denominati membro Rocca Capra e membro Rocca Palombe. I due membri non presentano relazioni dirette tra loro e quindi la posizione stratigrafica reciproca risulta indeterminabile.

La base della formazione non affiora, mentre il limite di tetto è marcato da una netta discordanza erosiva e angolare con i prodotti piroclastici del lito-orizzonte Cava Grande e i successivi prodotti basali del Vulcano Ellittico (Formazione Monte Scorsona). Lo spessore massimo in affioramento è 120 m.

In precedenza, le vulcaniti di questa formazione erano state attribuite da KLERKX (1968) e da ROMANO (1982) al centro eruttivo del Trifoglietto I, che costituiva uno dei vulcani appartenenti all'unità dei "Centri Alcalini Antichi" nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979); successivamente queste vulcaniti sono state interpretate da FERRARI *et alii* (1989b) e da COLTELLI *et alii* (1994) come i relitti di diversi centri eruttivi di modeste dimensioni.

I prodotti relativi a questa formazione sono stati eruttati dal Vulcano Rocche. L'attività di questo vulcano era principalmente effusiva sebbene alcuni depositi piroclastici di flusso, come quello affiorante a Rocca Palombe, testimoniano una meno frequente ma intensa attività esplosiva. La giacitura degli affioramenti non consente tuttavia di individuare i singoli centri eruttivi sia per la loro scarsa continuità sia per l'intensa erosione che ha subito il vulcano prima di essere ricoperto dai prodotti successivi.

membro Rocca Capra. Il membro Rocca Capra affiora in uno sperone roccioso localizzato alla base della parete settentrionale della Valle del Bove a quote comprese tra 1320 m e 1440 m circa s.l.m. La successione stratigrafica affiorante a Rocca Capra può essere così ricostruita, dal basso verso l'alto partendo da sottili colate di lava a plagioclasio e pirosseno, prevalentemente autobrecciate e leggermente discordanti tra loro; successivamente affiorano colate di lava fortemente autobrecciate, a plagioclasio e pirosseno, intercalate da depositi epiclastici giallastri e depositi piroclastici di flusso di color grigio; la successione termina con colate di lava porfirica grigio-chiara a plagioclasio, pirosseno e olivina.

Nell'insieme la giacitura degli strati è immergente verso NE, con inclinazione variabile da 20 a 30°. In corrispondenza della parte più meridionale di Rocca Capra, è presente un fitto reticolo di dicchi di spessore generalmente inferiore ai 2 metri. Il limite con le unità stratigrafiche superiori è visibile a partire dallo sperone di Rocca Capra lungo la parete settentrionale della Valle del Bove per circa 600 m verso est fino a scomparire sotto le colate recenti, mentre verso ovest è ricoperto dal detrito a circa 200 m di distanza da Rocca Capra. Il membro affiora nuovamente 750 m più a est in corrispondenza di Monte Fontane e Monte Cagliato. Questi affioramenti sono costituiti da colate laviche alternate a livelli piroclastici ed epiclastici con giacitura nell'insieme orientata a NE e inclinazione di circa 20°. Le lave sono massive, di colore grigio chiaro, con fenocristalli di plagioclasio e femici, attraversate da numerosi dicchi. Lo spessore massimo del membro risulta di poco inferiore ai 100 m.

membro Rocca Palombe. Il membro Rocca Palombe affiora 600 metri a ovest di Rocca Capra. Come per il membro Rocca Capra, non è esposto il limite di base, mentre quello di tetto è obliterato dalla copertura detritica e dalle vulcaniti della fessura eruttiva di Monte Rinatu (formazione Torre del Filosofo). Lo spessore complessivo del membro è circa 60 m. Alla base di Rocca Palombe affiorano alcune colate laviche africane o debolmente porfiriche, con fenocristalli di femici e subordinato plagioclasio. Verso l'alto le colate laviche passano a un deposito di flusso piroclastico di spessore superiore a 30 m, costituito da banchi metrici di cineriti rossastre che inglobano brandelli eterometrici di lava scoriacea. La sequenza si chiude con una serie di colate laviche porfiriche a fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno, olivina e anfibolo. Le giaciture ruotano da NNO a NNE con inclinazioni che passano da 10 a 30°.

1.2.3.6. - Vulcano Trifoglietto

Il Vulcano Trifoglietto affiora con discreta continuità lungo la porzione inferiore della parete sud-occidentale della Valle del Bove, dalla base della Serra Giannicola Grande sino a 500 m a est di Poggio Canfareddi.

Nel presente lavoro con Vulcano Trifoglietto si utilizza la definizione data in CALVARI *et alii* (1994a) ovvero soltanto il Trifoglietto s.s. di LYELL (1859), l'unico apparato affiorante nel Piano del Trifoglietto e circoscritto a questo settore, evitando così le distinzioni tra Trifoglietto I e II, utilizzata da KLERKX (1970) in poi. Il Trifoglietto, definito per la prima volta da LYELL (1859), è stato interpretato da KLERKX (1968) come sequenza piroclastica a cui è stata aggiunta una sequenza lavica da ROMANO & STURIALE (1975), McGUIRE (1982) e KIEFFER (1985).

Il Vulcano Trifoglietto è tuttora riconoscibile morfologicamente in base alle giaciture dei suoi prodotti (formazione Piano del Trifoglietto) che presentano giacitura a reggipoggio con immersione radiale da NO a ESE e inclinazione compresa tra 25 e 40°. Questi dati permettono di ubicare il centro di effusione all'interno della Valle del Bove poche centinaia di metri a nord di Serra dell'Acqua.

La base del Vulcano Trifoglietto non è visibile, però è possibile su base geometrica e per correlazione stratigrafica stabilire i rapporti con il Vulcano Tarderìa (a sud) e con il Vulcano Rocche (a nord); infatti il Vulcano Tarderìa costituisce un evidente ostacolo morfologico all'espansione verso sud del Vulcano Trifoglietto, mentre la presenza del lito-orizzonte Cava Grande, interpretato da DEL CARLO *et alii* (2004) come relativo al ciclo finale del Trifoglietto, e la posizione geometrica degli affioramenti del Vulcano Trifoglietto in località Rocca Musarra, permettono di considerare il Vulcano Rocche come sottostante al Trifoglietto. A tetto del Vulcano Trifoglietto si appoggiano in discordanza angolare i prodotti dei vulcani Giannicola, Salifizio e Cuvigghiani.

Il Vulcano Trifoglietto risulta l'edificio vulcanico di dimensioni maggiori affiorante lungo la parete meridionale della Valle del Bove.

1.2.3.6.1. - *formazione Piano del Trifoglietto (UPT)*

La formazione è costituita da una successione formata alla base da depositi di breccie autoclastiche di dimensioni decimetriche e da livelli epiclastici associati a rari depositi piroclastici; nella parte superiore sono presenti colate laviche di spessore metrico alternate a depositi piroclastici con abbondante matrice di colore giallo e ocra.

La formazione affiora in due aree distinte correlabili tra loro in base alla loro posizione stratigrafica, alla geometria e alla litologia. Di seguito saranno descritte separatamente la successione affiorante lungo la parete meridionale della Valle del Bove e quella affiorante a Rocca Musarra, presso la parete settentrionale della Valle del Bove.

In precedenza, i depositi relativi a questa formazione erano stati attribuiti alla sequenza piroclastica del Trifoglietto II (KLERKX, 1968; 1970; MCGUIRE, 1982; KIEFFER, 1985) o al complesso Trifoglietto II - Zoccolaro (ROMANO & STURIALE, 1975; CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979; ROMANO, 1982). Successivamente GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994a) hanno riconosciuto all'interno del Trifoglietto II (comprendente sia la successione piroclastica che quella lavica) una discordanza angolare associata a un deposito di breccie di smantellamento di spessore metrico che indica una fase di stasi nell'attività vulcanica. Questa discordanza angolare, visibile lungo la parete meridionale della Valle del Bove e in particolare a est della Valle del Tripodo e in Serra del Salifizio, separa la formazione Piano del Trifoglietto dalle sovrastanti colate della Formazione Valle degli Zappini. Il limite di letto non affiora. CALVARI *et alii* (1994a) e GROPELLI (1992) hanno distinto all'interno della sequenza tre unità litostratigrafiche di rango formazionale in base a variazioni litologiche (unità Rifugio Menza, Formazione Serra Pirciata e Formazione Serra Vavalaci). In questo lavoro si istituisce invece un'unica unità informale di rango formazionale, poiché non era possibile cartografare separatamente alla scala 1:50.000 le tre unità precedentemente definite, peraltro successivamente parzialmente coperte dai prodotti relativi all'eruzione 1991-93 (CALVARI *et alii* 1994b).

La formazione affiora con continuità lungo la parete meridionale e occidentale della Valle del Bove nella zona compresa tra Serra Giannicola Grande e la località Poggio Canfareddi, con giacitura a reggipoggio e immersione variabile da NO a ESE secondo una disposizione radiale rispetto a un centro di emissione ubicato all'interno della Valle del Bove, circa 500 m a nord di Serra dell'Acqua.

Lo spessore massimo affiorante della formazione è circa 300 m; lungo la parete meridionale lo spessore tende a ridursi progressivamente verso est fino ad annullarsi in Serra del Salifizio, circa 500 m a est della località Poggio Canfareddi, mentre lungo la parete meridionale le successive intrusioni (Formazione Serra Giannicola Grande) e le colate recenti hanno obliterato la chiusura e dislocato i depositi relativi a questa formazione.

La formazione alla base è costituita da prevalenti banchi massivi di breccie monogeniche con intercalazioni di sottili e discontinue colate spesso autobreciate. Questa sequenza corrisponde all'unità Rifugio Menza di CALVARI *et alii*

(1994a). Le breccie hanno generalmente colore rosso-bruno e sono costituite da blocchi lavici angolosi, poco vescicolati e molto alterati e da subordinate scorie. Le dimensioni dei blocchi sono decimetriche (massimo 50 cm), mentre le scorie sono più piccole fino a centimetriche; solo raramente si osserva un accenno di stratificazione. I depositi di breccie si presentano ben cementati e caratterizzati da matrice scarsa. Alle breccie sono intercalate rare e sottili (spessore 0,5-1 m) colate laviche di colore rosso-bruno, anch'esse molto alterate, che si brecciano lateralmente assumendo in affioramento una forma lenticolare (estensione 5-10 m). Macroscopicamente le colate si presentano molto alterate e hanno una paragenesi costituita da fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e rari olivina e anfibolo. Le breccie e le colate si presentano litologicamente molto simili.

Verso l'alto si passa gradualmente a depositi epiclastici fini di colore bruno, ai quali sono intercalate breccie poligeniche, rare colate e depositi di flusso piroclastico. Questa sequenza corrisponde alla Formazione Serra Pirciata di CALVARI *et alii* (1994a). I depositi epiclastici sono a stratificazione centimetrica, con clasti poligenici arrotondati, di dimensioni centimetriche, immersi in una matrice cineritica molto abbondante, di colore dal giallo al marrone. Le breccie sono prevalentemente arrotondate, ben classate, di dimensioni decimetriche, poligeniche, immerse in una matrice di colore bruno-giallastro, e presentano talvolta un accenno di stratificazione (fig. 17).

A tetto della sequenza frequenti intercalazioni laviche sono associate a depositi di breccie, depositi piroclastici rimaneggiati, *lahar* e rari livelli di flusso piroclastico. Questa sequenza corrisponde alla Formazione Serra Valalaci di CALVARI *et alii* (1994a). Le colate sono sottili (spessore massimo 1-1,5 m), talora autobrecciate, di colore rosso scuro, petrograficamente simili a quelle riscontrate nei livelli sottostanti. I depositi epiclastici, di spessore massimo 5 m, sono del tutto comparabili con quelli sottostanti, hanno colore grigiastro, sono sottilmente stratificati, con clasti centimetrici immersi in abbondante matrice cineritica. Le breccie sono di dimensioni decimetriche, di colore bruno, molto alterate, monogeniche, angolari, ben classate e con scarsa matrice. Sono presenti anche rari e limitati depositi di frana con blocchi di lava immersi in una matrice poco abbondante, e depositi di flusso piroclastico per lo più stratificati e con abbondanti litici.

Probabilmente sono attribuibili alla formazione Piano del Trifoglietto anche le vulcaniti affioranti a Rocca Musarra che costituisce un isolato spuntone roccioso affiorante nella parte nord-orientale della Valle del Bove nei pressi di Serracozzo. La Rocca costituisce un'isolata "dagala" circondata dalle colate recenti e presenta una sequenza affiorante di circa 80 m. I prodotti ivi affioranti



Fig. 17 - La sequenza prevalentemente epiclastica del Vulcano Trifoglietto lungo Serra Cuvigghiuni.

sono stati riferiti sia al Trifoglietto I (KLERKX, 1968; ROMANO, 1982) che al centro di Rocca Musarra (FERRARI *et alii*, 1989b).

La sequenza di Rocca Musarra è costituita da colate, spesso disarticolate in blocchi eterometrici, e depositi di breccie fortemente discontinui e alterati che costituiscono il prodotto dello smantellamento di vulcaniti più antiche. Le lave e gli elementi delle breccie sono porfirici a fenocristalli plurimillimetrici di plagioclasio, pirosseno e anfibolo. La giacitura di questi prodotti è verso NE con un'inclinazione di 30°.

La provenienza delle vulcaniti di Rocca Musarra da sud-ovest non permette alcun collegamento con affioramenti della parete settentrionale, così come invece sostenuto da FERRARI *et alii*, (1989b); tanto meno è possibile correlare tali prodotti con i centri eruttivi delle Rocche per le differenze significative nella litologia dei prodotti. Questi prodotti ricordano, invece, dal punto di vista lito-

logico, alcuni orizzonti attribuiti al Vulcano Trifoglietto inteso come in CALVARI *et alii* (1994a), affioranti lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove, dei quali potrebbero rappresentare il lembo più orientale affiorante in questo settore, come confermato anche dalla giacitura.

I prodotti relativi a questa formazione sono il risultato dell'attività del Vulcano Trifoglietto. Questo vulcano ha avuto attività prevalentemente di tipo esplosivo.

All'interno dei depositi appartenenti alla formazione Piano del Trifoglietto sono presenti numerosi corpi subvulcanici, quali sill, dicchi e *plug*, riferibili ai centri vulcanici successivi che si sono sviluppati sui fianchi del Vulcano Trifoglietto, quali il Vulcano Salifizio, Giannicola e Cuvigghiu.

Lito-orizzonte Cava Grande. Il lito-orizzonte Cava Grande è costituito da livelli di ricaduta pomicee associati a depositi di flusso piroclastico di composizione benmoreitica che affiorano principalmente nella zona di Giarre, nel vallone Cava Grande a sud di Milo, da cui prende il nome, e sulla parete settentrionale della Valle del Bove nella sella tra Rocca Capra e Monte Cerasa. Questo orizzonte, anche se talvolta presenta uno spessore cospicuo, risulta sempre esposto solo in parete, pertanto non è cartografabile.

I depositi piroclastici che affiorano nelle zone di Giarre e Cava Grande raggiungono uno spessore massimo di 7 m. I depositi di caduta sono costituiti da lapilli pomicee biancastri con bandature grigie e litici e gradazione diretta. Le pomicee contengono fenocristalli di plagioclasio e anfibolo associati a raro clinopirosseno. I depositi di flusso piroclastico sono massivi, fino a 1,5 m di spessore, formati da pomicee grigio-biancastre e litici immersi in una matrice cineritica. Alcuni livelli di tufo grigio con scarse pomicee sono intercalati a questi flussi. Il lito-orizzonte a Giarre presenta al tetto una superficie erosiva marcata da paleocanali profondi pochi metri e riempiti dai depositi del membro Tagliaborse. Per quanto riguarda l'affioramento sulla parete nord della Valle del Bove, il lito-orizzonte Cava Grande è costituito da una successione piroclastica spessa fino a 30 m composta da depositi massivi contenenti breccie sia litiche che pomicee intercalati a livelli di lapilli pomicee e cineritici. Le pomicee sono di colore grigio chiaro e scuro, entrambe presentano scarsi fenocristalli di plagioclasio e anfibolo, raro pirosseno, immersi in una pasta di fondo ialopilitica. Il lito-orizzonte Cava Grande in questa zona è compreso tra due successioni di colate laviche; alla base affiorano quelle della formazione delle Rocche e al tetto quelle della Formazione Monte Scorsone (fig. 15).

Gli autori precedenti (ROMANO, 1982; GUEST *et alii*, 1984; CHESTER *et alii*, 1987) includevano i depositi appartenenti al lito-orizzonte Cava Grande nei Tufi o Tefra basali o bassi, senza peraltro riconoscerne le peculiarità sia composi-

zionali sia deposizionali. COLTELLI *et alii* (2000) sulla base delle correlazioni tra i livelli di tefra considerano questo lito-orizzonte, che corrisponde alla loro unità B, formato da una successione di depositi di ricaduta e di flusso pomicei intercalati a livelli di breccie prodotti da una eruzione pliniana polifasica o da un ciclo di eruzioni molto vicine nel tempo come si può dedurre dalla mancanza di suoli nella successione. L'età del lito-orizzonte suggerita da COLTELLI *et alii* (2000) è compresa tra 100 e 80 ka in base a una datazione eseguita su una lava della Formazione Monte Scorsone che affiora al di sopra di questi depositi a Monte Fontane e che risulta di 80 ka (GILLOT *et alii*, 1994). DEL CARLO *et alii* (2004) suggeriscono che i depositi di questo lito-orizzonte sono stati generati da una complessa eruzione pliniana che ha chiuso il ciclo di attività del Vulcano Trifoglietto.

1.2.4. - Sintema Zappini

Il Sintema Zappini affiora lungo la parete occidentale e meridionale della Valle del Bove e lungo il versante esterno della stessa. È stato definito per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a). Si sovrappone al Sintema Acireale ed è coperto dal Sintema Girolamo.

Limite a letto: la discontinuità è visibile 1) lungo la parete meridionale della Valle del Bove, in particolare lungo la Serra del Salifizio, 2) lungo la parete meridionale della Val Calanna, 3) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in particolare lungo la Serra Giannicola Grande.

1. Lungo la parete meridionale della Valle del Bove e, in particolare, a est della Valle del Tripodo e in Serra del Salifizio, il limite tra la formazione Piano del Trifoglietto e le sovrastanti colate della Formazione Valle degli Zappini è definito in base a una discordanza angolare associata a un deposito di breccie di smantellamento di spessore metrico che indica una fase di stasi nell'attività vulcanica.
2. Sul versante meridionale della Val Calanna le colate della Formazione Valle degli Zappini si appoggiano alle vulcaniti della formazione Calanna in discordanza angolare ed erosiva con un contatto molto irregolare associato localmente a depositi di breccie di smantellamento. Tale contatto è visibile a ovest di Monte Fior di Cosimo, dove il limite, generalmente poco inclinato, passa a una superficie improvvisamente a inclinazione molto elevata (superiore ai 40°) che potrebbe essere relativa a una paleoscarpata costituita dalle vulcaniti del Calanna. Alla base della paleoscarpata, al contatto tra

la formazione Calanna e la Formazione Valle degli Zappini è presente un deposito metrico di breccie eterolitologiche, eterometriche, angolari e con scarsa matrice. Questo deposito è probabilmente legato a un accumulo al piede del paleopendio.

3. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in Serra Giannicola Grande a quota tra 1800 e 2000 m, il limite è costituito da un contatto di intrusione del membro Belvedere (Formazione Serra Giannicola Grande) all'interno della sequenza del Vulcano Trifoglietto. Inoltre i prodotti relativi alla Formazione Serra Giannicola Grande si appoggiano in discordanza angolare su quelli della formazione Piano del Trifoglietto e sono generalmente separati da un deposito metrico di breccie di smantellamento che testimonia una stasi nell'attività vulcanica.

Limite a tetto: la discontinuità è visibile 1) lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove, in particolare tra Serra Valalaci e Serra Pirciata, 2) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in particolare in Serra Giannicola Grande, 3) lungo la parete meridionale della Valle del Bove nella località Monte Zoccolaro.

1. Lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove da Serra Valalaci sino alla Prima Bocca del 1792 le colate della Formazione Canalone della Montagnola si appoggiano in discordanza angolare sulle colate delle Formazioni Valle degli Zappini e Serra del Salifizio.
2. In Serra Giannicola Grande un deposito di flusso piroclastico appartenente alla Formazione Canalone della Montagnola copre, in netta discordanza angolare, le colate della Formazione Serra Giannicola Grande.
3. Lungo la parete meridionale della Valle del Bove, nei pressi di Monte Zoccolaro, le colate del membro Zoccolaro (formazione Piano Provenzana) appoggiano in paraconcordanza sui prodotti del Sintema Zappini (formazione Acqua della Rocca), talvolta presentando locali discordanze angolari.

1.2.4.1. - Vulcano Giannicola

Si tratta di un piccolo apparato eruttivo impostatosi sul fianco settentrionale del Vulcano Trifoglietto. È stato riconosciuto per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a) e denominato inizialmente Giannicola Grande; in questa sede, senza cambiarne di significato, si propone di denominarlo Vulcano Giannicola per evitare omonimie con la Formazione Serra Giannicola Grande.

Il Vulcano Giannicola include un'unica unità litostratigrafica di rango formazionale (Formazione Serra Giannicola Grande) e affiora limitatamente alla parete occidentale della Valle del Bove dalla Serra Giannicola Grande alla serra posta a est della Cisternazza.

Il Vulcano Giannicola è stato individuato per la presenza di una massa subintrusiva di notevoli dimensioni, affiorante alla base della Serra Giannicola Grande (membro Belvedere) e che ha intersecato la superficie topografica con l'emissione di prodotti arealmente poco diffusi; a tale *plug* è quindi da correlare parte dei prodotti sovrastanti che immergono nettamente verso NO.

Il limite a letto di tale litosoma è costituito dall'intrusione del *plug* lungo la Serra Giannicola Grande nei depositi del Vulcano Trifoglietto. A tetto il Vulcano Giannicola è ricoperto dai prodotti del Vulcano Cuvigghiuni, mentre non presenta rapporti stratigrafici con il Vulcano Salifizio lasciando incerta la posizione stratigrafica.

Il Vulcano Giannicola costituisce un piccolo apparato sviluppatosi sul fianco settentrionale del Vulcano Trifoglietto.

1.2.4.1.1. - *Formazione Serra Giannicola Grande (SGN)*

La Formazione Serra Giannicola Grande, della quale si propone in questa sede l'istituzione formale, è costituita da un corpo lavico subvulcanico (membro Belvedere) e dalla soprastante alternanza di colate laviche e breccie autoclastiche.

La Formazione affiora lungo la cresta omonima posta sul versante occidentale della Valle del Bove per uno spessore complessivo di oltre 500 m e un'estensione laterale di oltre 1 km. Il corpo verso sud si chiude a *pinch out* sul rilievo costituito dal Vulcano Trifoglietto, che rappresentava una barriera morfologica. L'estensione a nord è nascosta dalla copertura lavica recente.

La base della Formazione è costituita dalle vulcaniti del Trifoglietto che risultano intruse e dislocate dal corpo subvulcanico. Il contatto è osservabile lungo il versante settentrionale della Serra Giannicola Grande. Più a sud, la Formazione poggia in netta discordanza angolare sui prodotti del Vulcano Trifoglietto con un deposito metrico costituito da breccie di smantellamento, visibile a oriente della Cisternazza. La Formazione è ricoperta a tetto, in netta discordanza angolare, da un deposito di flusso piroclastico di spessore circa 10 m. Questo livello ricopre una discontinuità erosionale e appartiene al Vulcano Cuvigghiuni (Formazione Canalone della Montagnola).

Il corpo subintrusivo e la soprastante successione vulcanica sono stati riconosciuti per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a).

La successione era stata suddivisa in tre unità informali di rango formazionale (neck sgg, colate sgg1 e vulcaniti sgg2). Poiché alla scala 1:50.000 non è possibile distinguere le tre formazioni di cui sopra, nelle presenti Note si è deciso di accorpare tutti i prodotti relativi a questa sequenza in un'unica unità litostratigrafica formale di rango formazionale. All'interno di questa sono stati distinti con un sovrassegno i corpi lavici subintrusivi che corrispondono all'unità neck sgg definita da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994a). A questi corpi subintrusivi viene adesso attribuito il rango di membro, non formalizzato, con il nome di membro Belvedere.

membro Belvedere. Tale membro è costituito in gran parte da un corpo subvulcanico posto alla base della Formazione Serra Giannicola Grande. Ha un'ampiezza affiorante di circa 500 m e un'altezza visibile di 300 m, dalla base dell'omonima serra sino a oltre quota 2000 m. Nella parte bassa si osservano filoni e dicchi (direzione preferenziale NE-SO) che attraversano i prodotti del Trifoglietto e si allargano verso l'alto a costituire l'ammasso subvulcanico con strutture domiformi, a loro volta attraversate da dicchi più recenti, essenzialmente orientati NO-SE. A spiccata fratturazione colonnare, l'ammasso lavico si presenta di colore da rosso mattone a rosato, internamente molto porfirico, a pasta di fondo biancastra, con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno, rara olivina e abbondante anfibolo delle dimensioni massime di 1 cm. Nella parte basale si riscontrano frequenti glomerofiri di dimensioni centimetriche costituiti dagli stessi minerali aggregati. A questo membro sono da correlare piccole masse subintrusive (dimensioni massime di circa 50 m) che si rinvencono lungo la parete occidentale della Valle del Bove a sud del corpo principale. Esse affiorano dalla Serra Giannicola Grande sino alla frattura del 1819.

Il membro Belvedere viene interpretato come un *neck* che ha alimentato le soprastanti colate.

La Formazione prosegue verso l'alto con una successione di colate intercalate a scorie che si espandono verso nord-ovest per uno spessore complessivo di circa 40 m. Le colate hanno colore marrone e caratteristiche petrografiche simili al *plug* (membro Belvedere) che le alimenta, ma porfiricità più bassa. Esse sono ricoperte da una sequenza dello spessore massimo di 180 m. Tale sequenza inizia con livelli piroclastici poco dispersi arealmente e affioranti per uno spessore totale di circa 50 m. Seguono verso l'alto alternanze di colate e potenti livelli di scorie monogeniche probabilmente legate a colate autobreciate. Le colate sono di colore dal bruno al grigio con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e rara olivina, immersi in una pasta di fondo di co-

lore grigio scuro. Le scorie sono omogenee, di dimensioni da centimetriche a metriche, immerse in una matrice grigiastra fine, e hanno spessore decrescente verso l'alto. Breccie e colate hanno la stessa composizione mineralogica (fig. 18 e sezione stratigrafica n. 2 - fig. 36).

La Formazione viene interpretata come un centro vulcanico (Vulcano Giannicola) di ridotte dimensioni formatosi sul fianco nord-occidentale del Vulcano Trifoglietto dopo che l'attività di quest'ultimo era già cessata. In particolare la depressione della Valle del Bove permette di osservare sia la zona di alimentazione (membro Belvedere) che ha attraversato il Vulcano Trifoglietto, sia i prodotti emessi dal *neck* (colate e lave autobrecciate sovrastanti).

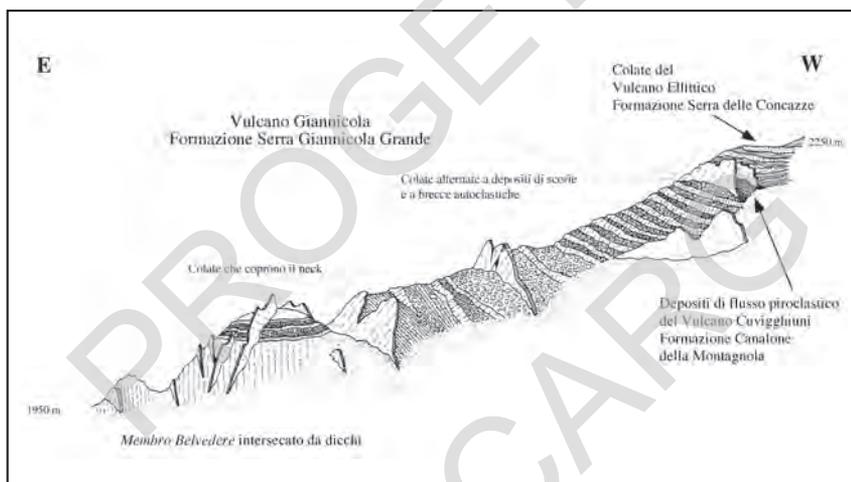


Fig. 18 - Schema della successione stratigrafica affiorante lungo Serra Giannicola Grande (vista da nord) (modificato da CALVARI et alii, 1994a).

1.2.4.2. - Vulcano Salifizio

Si tratta di un apparato eruttivo impostatosi sul fianco orientale del Vulcano Trifoglietto. È stato riconosciuto per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a).

Il Vulcano Salifizio è costituito da tre unità litostratigrafiche di rango formazionale (Formazione Valle degli Zappini, Formazione Serra del Salifizio, formazione Acqua della Rocca) e affiora lungo la parete occidentale e meridionale della Valle del Bove, tra Serra Valalaci e la Val Calanna, oltre al versante esterno della Valle del Bove e il Vallone S. Giacomo.

Il Vulcano Salifizio è stato separato dal Vulcano Trifoglietto in base a una discordanza erosionale e angolare associata a un deposito di breccie di smantellamento. Inoltre le giaciture delle colate disposte in forma radiale (da O a ESE) hanno permesso di individuare un centro di effusione posto lungo il fianco orientale del Vulcano Trifoglietto all'altezza della Serra del Salifizio. Inoltre è stato possibile attribuire geometricamente e chimicamente al Vulcano Salifizio alcune masse subintrusive e dicchi affioranti lungo la parete meridionale della Valle del Bove.

Il limite a letto di tale litosoma è costituito dai prodotti del Vulcano Trifoglietto e della formazione Calanna. A tetto il Vulcano Salifizio è ricoperto dai prodotti dei vulcani Cuvigghiuni ed Ellittico, mentre non presenta rapporti stratigrafici con il Vulcano Giannicola, lasciando incerta la posizione stratigrafica.

Il Vulcano Salifizio costituisce un apparato sviluppatosi sul fianco orientale del Vulcano Trifoglietto.

1.2.4.2.1. - *Formazione Valle degli Zappini (FVZ)*

La Formazione, denominata per la prima volta Formazione Valle degli Zappini da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994a), è costituita da colate laviche melanocratiche associate a depositi di breccie epiclastiche di spessore metrico. Questa formazione affiora con continuità e spessori variabili lungo tutta la parete meridionale della Valle del Bove, da Serra Valalaci sino alla Val Calanna nei pressi di Monte Fior di Cosimo. La continuità d'affioramento è interrotta nei pressi del Salto della Giumenta dal campo lavico dell'eruzione 1991-93 (CALVARI *et alii*, 1994b) che ha parzialmente riempito la Valle del Bove. La Formazione inoltre affiora lungo il fianco esterno della Valle del Bove nelle profonde incisioni del Vallone S. Giacomo e della valle senza nome posta immediatamente a sud, nel Vallone del Tripodo e in quello degli Zappini.

La Formazione, che presenta uno spessore massimo di 150 m nei pressi della Valle degli Zappini e lungo la parete orientale di Serra del Salifizio, si assottiglia progressivamente verso occidente dove raggiunge i 20 m in Serra Valalaci prima di chiudersi a *pinch out* sulle vulcaniti della formazione Piano del Trifoglietto. Verso est, in Val Calanna e in Vallone S. Giacomo, la Formazione presenta spessori più che decametrici in quanto la base generalmente non è visibile. Lateralmente la Formazione viene obliterata dai depositi recenti.

La Formazione poggia sulle formazioni Calanna e Piano del Trifoglietto con un contatto di discordanza angolare ed erosiva associata a un deposito di breccie di smantellamento. Queste breccie, poligeniche e mal classate, hanno

spessore metrico e indicano una lunga stasi nell'attività vulcanica. La discordanza angolare ed erosiva è visibile lungo la parete meridionale della Valle del Bove, in particolare a est della Valle del Tripodo, in Serra del Salifizio e in Val Calanna, nei pressi di Monte Fior di Cosimo.

A tetto la Formazione è separata dalla Formazione Serra del Salifizio e dalla formazione Acqua della Rocca da una leggera discordanza angolare. Si distingue inoltre dalle unità soprastanti per una diversa mineralogia dei prodotti. Le colate sovrastanti sono infatti leucocrate e hanno fenocristalli di dimensioni maggiori.

In precedenza gli stessi prodotti erano stati attribuiti a due diversi centri: la sequenza affiorante lungo la parete occidentale della Valle del Bove al Complesso Valalaci (LO GIUDICE *et alii*, 1974, ROMANO & STURIALE, 1975, MCGUIRE, 1982, KIEFFER, 1985, e FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989), quella affiorante lungo la parete meridionale della stessa valle al Trifoglietto II effusivo (LO GIUDICE *et alii*, 1974, ROMANO & STURIALE, 1975, e MCGUIRE, 1982). MCGUIRE (1982), che ha suddiviso la sequenza lavica sovrastante al Trifoglietto II esplosivo in tre membri attribuendola al Trifoglietto II effusivo, ha distinto il membro inferiore e quello intermedio in base alla composizione mineralogica, al colore e allo spessore delle colate. In particolare, la descrizione del membro intermedio corrisponde alle lave che costituiscono la qui descritta Formazione Valle degli Zappini.

La Formazione è composta da colate alternate a scorie e intercalate a frequenti livelli di breccie di smantellamento. Le colate hanno colore grigio scuro, sono sottili (spessore circa 1 m, anche se talora raggiungono i 5-6 m come visibile in Serra dell'Acqua), massive, generalmente poco alterate e fratturate, e petrograficamente si presentano assai omogenee. Queste lave si possono seguire in modo pressoché continuo da Serra Valalaci sino a Monte Zoccolaro, anche se la sequenza risulta disturbata dalla presenza di numerose faglie che la dislocano. Dal punto di vista petrografico i prodotti sono caratterizzati da cristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e talvolta olivina, minerale quest'ultimo che si riscontra di frequente nella parte bassa della sequenza e tende a scomparire verso l'alto; la pasta di fondo è di colore grigio scuro.

I depositi di breccie hanno spessore variabile (da 2-3 m fino a 10-20 m). Sono costituiti da clasti poligenici e mal classati, e comprendono prodotti di smantellamento dell'edificio sottostante (Vulcano Trifoglietto) e di quello in costruzione (Vulcano Salifizio). Le breccie sono costituite da blocchi eterogenei e alterati, di dimensioni decimetriche, angolari e/o arrotondati, con poca matrice grigiastra. I livelli sono generalmente poco saldati e solo raramente presentano un accenno di stratificazione. Gli orizzonti più potenti si rinvengono di solito alla base della sequenza a contatto con i prodotti del Trifoglietto.

Alle colate vengono associati anche piccoli *plug*, sill e dicchi che attraversano i prodotti del Trifoglioletto e presentano al campione a mano un'associazione mineralogica confrontabile con quella delle lave. I *plug*, di colore grigio rossiccio, sono caratterizzati da fratturazione colonnare assai sviluppata e intensa; talora la pasta di fondo e i minerali si presentano alterati. Di solito gli ammassi più grandi (dimensioni massime intorno ai 50 m) si rinvencono alla base della parete, intrusi all'interno della formazione Piano del Trifoglioletto (GROPPELLI, 1992; CALVARI *et alii*, 1994a) e ora parzialmente coperti dalla colata del 1991-93. Sono caratterizzati da fratturazione colonnare, mentre i più piccoli presentano un'esfoliazione cipollare. All'interno dei prodotti del Vulcano Trifoglioletto sono stati rinvenuti anche sill, particolarmente diffusi da Serra dell'Acqua sino alla Valle degli Zappini, e numerosi dicchi con direzioni differenti e ubicati prevalentemente nei dintorni di Serra dell'Acqua (sezione-tipo proposta n. 7 - fig. 41; sezioni di supporto nn. 4, 5, 6).

La giacitura a reggipoggio delle vulcaniti attribuite a questa Formazione è visibile all'interno della Valle del Bove (immersione variabile da SO a SE), con inclinazioni massime di 20°. In base a queste giaciture si può ipotizzare che la Formazione Valle degli Zappini costituisca la base della sequenza vulcanica appartenente a un centro di emissione posto all'interno della Valle del Bove e spostato verso est rispetto al punto di emissione del Vulcano Trifoglioletto, come sostenuto anche da KIEFFER (1985). Tale centro è stato identificato nel Vulcano Salifizio, sviluppatosi lungo il fianco orientale del Vulcano Trifoglioletto.

1.2.4.2.2. - *Formazione Serra del Salifizio (SDF)*

La Formazione, denominata per la prima volta Formazione Serra del Salifizio da GROPPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994a), è costituita da colate laviche intercalate a scorie e a livelli metrici di breccie epiclastiche. Alla formazione vengono associati anche degli ammassi subintrusivi, quali *plug*, sill e dicchi che attraversano le unità sottostanti e che potrebbero aver alimentato almeno parte della sequenza lavica.

La Formazione Serra del Salifizio affiora con continuità in due aree separate. La prima si estende dalla parete sud-occidentale della Valle del Bove fino alla Valle degli Zappini e al Vallone del Tripodo. La seconda, ubicata più a est, comprende il Salto della Giumenta, lo sbocco della Val Calanna, il Vallone S. Giacomo e Cava Secca.

La Formazione presenta spessori estremamente variabili, maggiori lungo la Val Calanna e il Vallone S. Giacomo, dove raggiunge lo spessore massimo di 150 m, per ridursi progressivamente verso occidente con spessori di 20 m

nei pressi del Salto della Giumenta, dove la terminazione laterale è nascosta dalle colate recenti. Lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove la Formazione presenta spessori più modesti, con un massimo di 50 m in Serra del Salifizio, per poi ridursi progressivamente a pochi metri in Serra Valalaci, dove chiude a *pinch out* sopra le colate della Formazione Valle degli Zappini e le vulcaniti della formazione Piano del Trifoglietto.

Alla base affiora sempre la Formazione Valle degli Zappini separata da una leggera discordanza angolare, visibile soprattutto lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove. Si distingue inoltre dalle unità sottostanti per una diversa mineralogia dei prodotti. Le colate sottostanti sono infatti melanocratiche e hanno fenocristalli di dimensioni minori.

A tetto si appoggiano in leggera discordanza angolare le colate della formazione Acqua della Rocca, che si distinguono per una diversa litologia. Dove la formazione Acqua della Rocca è stata asportata dall'erosione, il contatto con prodotti sovrastanti si evidenzia tramite breccie di smantellamento in forte discordanza angolare ed erosiva. Queste rappresentano il limite di base della Formazione Canalone della Montagnola, della Formazione Pizzi Deneri e delle vulcaniti della formazione Piano Provenzana (compreso il membro Tripodo). Si tratta di breccie poligeniche, alterate, arrotondate, di dimensioni variabili da 1 a 30 cm, caratterizzate da gradazione inversa e immerse in una matrice fine di colore bruno che salda moderatamente il deposito.

Come per la sottostante Formazione Valle degli Zappini, gli Autori precedenti avevano attribuito gli stessi prodotti a due diversi centri. La sequenza affiorante lungo la parete occidentale della Valle del Bove veniva assegnata al Complesso Valalaci (LO GIUDICE *et alii*, 1974, ROMANO & STURIALE, 1975, MCGUIRE, 1982, KIEFFER, 1985, e FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989), quella affiorante lungo la parete meridionale al Trifoglietto II effusivo (LO GIUDICE *et alii*, 1974, ROMANO & STURIALE, 1975, e MCGUIRE, 1982). MCGUIRE (1982), che ha suddiviso la sequenza lavica sovrastante al Trifoglietto II esplosivo in tre membri e l'ha attribuita al Trifoglietto II effusivo, ha distinto un membro inferiore e uno intermedio. La descrizione del suo membro inferiore corrisponde alle lave che costituiscono la Formazione Serra del Salifizio.

Le colate che compongono la Formazione hanno spessore da 3 a 5 m, con ispessimenti locali che raggiungono i 10 m, e presentano talvolta un accenno di fratturazione colonnare. Hanno aspetto leucocratico, sono caratterizzate da abbondante plagioclasio circolare di 5-6 mm e da pirosseno e anfibolo che, poco abbondanti, talvolta raggiungono le dimensioni di 1 cm. La pasta di fondo è di colore grigio chiaro.

I depositi di breccie, intercalati alle colate, sono visibili solo localmente, come ad esempio, nei pressi del Vallone del Tripodo, lungo la Schiena dell'Asino e lungo il Vallone S. Giacomo. In queste zone essi sono potenti alcuni metri (4-5 m) e sono costituiti da blocchi decimetrici e subarrotondati di lava della Formazione Serra del Salifizio immersi in una poco abbondante matrice di colore giallo-bruno.

I *plug* attribuiti a questa Formazione sono di dimensioni maggiori rispetto a quelli della Formazione Valle degli Zappini. Il *plug* di maggiori dimensioni (segnalato anche da MCGUIRE, 1983) si trovava alla base della Valle del Tripodo e ora risulta coperto dalla colata del 1991-93 (GROPPELLI, 1992; CALVARI *et alii*, 1994a). Esso aveva un'altezza di circa 50 m e una larghezza di circa 100 m, ed era caratterizzato dalla presenza di fratturazione a grandi blocchi, di colore rosso scuro, fortemente alterato sia nella pasta di fondo che nei minerali. Da esso si propagava un dicco, dello spessore di 5-6 m, che ancora adesso si segue verso l'alto lungo la Valle del Tripodo, e che ha prodotto un'intensa alterazione dei prodotti del Vulcano Trifoglietto. Sulla base della simile petrografia si ritiene possibile che questo dicco abbia alimentato le sovrastanti colate appartenenti a questa Formazione (sezione-tipo proposta n. 6 - fig. 40; sezioni di supporto nn. 5, 7).

La giacitura è a reggipoggio all'interno della Valle del Bove (da SO a S) e parallela al pendio lungo il versante esterno, come quella della sottostante Formazione Valle degli Zappini. L'insieme dei dati stratimetrici sembra indicare la coincidenza del punto di emissione con quello della Formazione sottostante appartenente sempre al Vulcano Salifizio.

1.2.4.2.3. - *formazione Acqua della Rocca (UAR)*

La formazione, qui definita per la prima volta, è costituita da colate alternate a livelli plurimetrici di breccie epiclastiche. Essa affiora con continuità lungo la parete meridionale della Valle del Bove, dalla Serra del Salifizio a Monte Fior di Cosimo. Lungo il versante esterno alla valle, si estende tra il Vallone degli Zappini e Monte Pomiciaro. Inoltre è presente in limitati affioramenti lungo la parete meridionale della Val Calanna.

Lo spessore massimo della formazione è di circa 100 m nei pressi di Portella della Giumenta e decresce gradualmente verso est e verso ovest sino a chiudersi.

Il limite a letto è in leggera discordanza angolare rispetto ai prodotti vulcanoclastici della Formazione Valle degli Zappini e della Formazione Serra del Salifizio, ma il contatto risulta spesso nascosto dalla copertura detritica. Il limite

a tetto è costituito (1) dalla superficie topografica attuale, (2) dalle piroclastiti di caduta appartenenti al membro Cubania della formazione Torre del Filosofo, o (3) dalle colate della formazione Piano Provenzana in netta discordanza angolare ed erosiva.

I prodotti appartenenti alla formazione Acqua della Rocca erano stati attribuiti al Complesso Trifoglietto II-Zoccolaro da ROMANO & STURIALE (1975), al membro intermedio (nella zona a est del Monte Zoccolaro) e superiore (nella zona occidentale) del Trifoglietto II di McGUIRE (1982), al Mongibello da KIEFFER (1985).

La formazione è costituita da colate con spessori sino a 10 m, massive, e di colore grigio-bruno. Le colate presentano una paragenesi costituita da fenocristalli di plagioclasio sino a 2 cm, pirosseno (1 cm) e rara olivina; la pasta di fondo è di colore grigio scuro. Le colate sono intercalate a depositi di breccie di spessore sino a 20 m. Le breccie sono eterolitologiche, eterometriche, con clasti generalmente subangolari, aventi dimensioni massime sino a 1 m e immersi in abbondante matrice di colore rosso bruno. Lungo la parete meridionale della Val Calanna, all'interno della sequenza lavica, è presente un deposito di colore bruno rossiccio, costituito da scorie, *spatter* e bombe di dimensioni sino a 25 cm, prodotti dall'attività stromboliana di una frattura eruttiva o di un piccolo apparato laterale. Al tetto della sequenza, nei pressi di Monte Zoccolaro, affiora un deposito di spessore sino a 10 m, costituito da scorie fortemente saldate, di colore bruno rosato, con fratturazione irregolare, localmente laminate con rari fenocristalli di plagioclasio e anfibolo. Quest'ultimo deposito sembra relativo a un'attività tipo fontana di lava.

La giacitura è a reggipoggio all'interno della Valle del Bove (da SE a E) e parallela al pendio lungo il versante esterno, con giaciture simili a quelle delle sottostanti Formazioni Valle degli Zappini e Serra del Salifizio.

La formazione Acqua della Rocca è formata dai prodotti relativi all'ultima fase dell'attività del Vulcano Salifizio.

1.2.5. - *Sintema Girolamo*

Il Sintema Girolamo affiora prevalentemente lungo la parete occidentale della Valle del Bove e lungo il versante meridionale esterno della stessa. È stato definito per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a) con il nome di Sintema Cuvigghiuni. Per non entrare in sinonimia con il Vulcano Cuvigghiuni, definito da McGUIRE (1982) in questa sede si propone di deno-

minarlo Sintema Girolamo, che conserva gli stessi limiti e la stessa estensione areale.

Si sovrappone al Sintema Acireale e al Sintema Zappini ed è coperto dal Sintema Concazze e dal Sintema Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è visibile 1) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in Serra Cuvigghiuni, 2) lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove, in particolare tra Serra Valalaci e Serra Pirciata, 3) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, in particolare in Serra Giannicola Grande.

1. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove in Serra Cuvigghiuni tra quota 2250 e 1800 m, contatto di intrusione legato alla presenza di numerosi corpi subvulcanici (membro Laghetto della formazione Serra Cuvigghiuni) intrusi nella sequenza del Vulcano Trifoglietto (formazione Piano del Trifoglietto). Inoltre i prodotti effusivi relativi alla formazione Serra Cuvigghiuni e alla Formazione Canalone della Montagnola si appoggiano in netta discordanza angolare su quelli della formazione Piano del Trifoglietto.
2. Lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove da Serra Valalaci sino alla Prima Bocca del 1792 le colate della Formazione Canalone della Montagnola si appoggiano in discordanza angolare sulle colate delle Formazioni Valle degli Zappini e Serra del Salifizio.
3. In Serra Giannicola Grande un deposito di flusso piroclastico appartenente alla Formazione Canalone della Montagnola copre, in netta discordanza angolare, le colate della Formazione Serra Giannicola Grande.

Limite a tetto: la discontinuità è visibile 1) lungo la parete occidentale della Valle del Bove in Serra Giannicola Grande, 2) lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove nei pressi della Schiena dell'Asino

1. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove, tra Serra Cuvigghiuni e Serra Giannicola Grande, il limite è caratterizzato anche da una netta discordanza angolare dovuta allo spostamento del centro eruttivo verso nord-ovest con la formazione del Vulcano Ellittico. Infatti i prodotti del Vulcano Ellittico (Formazione Serra delle Concazze e Formazione Pizzi Deneri) si appoggiano in *on lap* e si chiudono lateralmente a *pinch out* sui depositi del Sintema Girolamo (Formazione Canalone della Montagnola).
2. Lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove, in località Schiena dell'Asino è visibile un'inconformità di ordine maggiore, caratterizzata da un livello erosivo e da una forte discordanza angolare. Il livello erosivo è osservabile in affioramento nei *pit crater* che si sono formati in occasione

dell'eruzione del 1989. In questi affioramenti (fig. 19) è visibile un deposito di breccie a gradazione inversa e canalizzato che separa le lave del Sintema Girolamo (Formazione Canalone della Montagnola) da quelle della Formazione Pizzi Deneri. La base di questo deposito è caratterizzata da depositi alluvionali fini, sottilmente stratificati e incanalati; verso l'alto, con limite netto, sono presenti depositi conglomeratici caratterizzati da blocchi molto angolari pressoché privi di matrice, probabilmente connessi con lo smantellamento delle lave. Questo deposito è ricoperto dalle lave e dalle scorie della Formazione Pizzi Deneri e si segue abbastanza bene lungo la Schiena dell'Asino perché è caratterizzato anche da una notevole evidenza morfologica; infatti trattandosi di materiale sciolto e facilmente erodibile, si è formata una contropendenza in corrispondenza di tale orizzonte.



Fig. 19 - Livelli epiclastici e depositi di breccie di smantellamento nei pit crater formati lungo la frattura del 1989 lungo la Schiena dell'Asino.

1.2.5.1. - Vulcano Cuvigghiuni

Si tratta di un apparato eruttivo impostatosi sul fianco occidentale del Vulcano Trifoglietto. È stato riconosciuto per la prima volta da McGUIRE (1982) e in seguito ridefinito da KIEFFER (1985), da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a).

Il Vulcano Cuvigghiuni è costituito da tre unità litostratigrafiche di rango formazionale (formazione Serra Cuvigghiuni, Formazione Canalone della Montagnola, formazione Volta del Girolamo) e affiora lungo la parete occidentale della Valle del Bove, tra Serra Giannicola Grande e Serra Pirciata, oltre al versante esterno della Valle del Bove tra Volta del Girolamo e Rocca Sabbiosa.

Il Vulcano Cuvigghiuni è stato individuato per la presenza di una massa subintrusiva, affiorante a quota 2300 m circa lungo Serra Cuvigghiuni (membro Laghetto) e che ha intersecato la superficie topografica con l'emissione di prodotti arealmente poco diffusi. Allo stesso centro sono da attribuire anche i sovrastanti prodotti lavici e piroclastici che presentano locali discordanze interne dovute alla presenza di almeno tre centri di emissione, alcuni attivi contemporaneamente. Sono pertinenti a questo stesso vulcano alcune masse subintrusive e alcuni dicchi affioranti lungo Serra Cuvigghiuni e Serra Valalaci. La disposizione dei centri di effusione e delle masse subintrusive e la direzione dei dicchi suggeriscono un'orientazione preferenziale del centro vulcanico lungo un'asse E-O.

Il limite a letto di tale litosoma è costituito dai prodotti dei Vulcani Giannicola e Salifizio. A tetto il Vulcano Cuvigghiuni è ricoperto dai prodotti del Vulcano Ellittico.

Il Vulcano Cuvigghiuni costituisce un unico apparato vulcanico che ha avuto manifestazioni eruttive sia di tipo esplosivo che effusivo, costituito da tre punti principali di emissione piuttosto vicini nel tempo e nello spazio che si sono impostati sul fianco occidentale del Trifoglietto.

1.2.5.1.1. - *formazione Serra Cuvigghiuni (USC)*

Questa formazione è costituita da numerosi corpi subvulcanici intrusi nella sequenza del Vulcano Trifoglietto, e da sottili colate alimentate da una di queste masse e affioranti lungo la cresta di Serra Cuvigghiuni (fig. 20). Ai corpi subvulcanici, che sono stati distinti anche cartograficamente dalle colate, è stato attribuito il rango di membro informale con il nome membro Laghetto.

membro Laghetto. Questo membro è costituito da masse subintrusive, tra cui *neck*, digitazioni del *neck* e dicchi, affioranti lungo la parete occidentale della Valle del Bove, nella cresta di Serra Cuvigghiuni a partire dalla base fino alla quota di 2250 m, e nella parte medio-bassa di Serra Valalaci tra 1950 e 2050 m di quota. Questi corpi presentano dimensioni variabili da pochi metri sino a oltre 300 m, e raggiungono spessori sino a 80 m. I contatti sono generalmente subverticali, molto netti, localmente con alterazione dell'incassante. In rari casi assumono strutture tipo sill e laccolite con contatti paralleli alla giacitura delle

vulcaniti della formazione Piano del Trifoglietto. Solo il *neck* affiorante nella parte alta di Serra Cuvigghiuni era stato rilevato dagli Autori precedenti ed era stato attribuito al Trifoglietto II (COMPARE 1981; McGUIRE, 1983) per somiglianze petrografiche e per la presenza di anfibolo. KIEFFER (1985) invece attribuiva questo stesso corpo subintrusivo al Cuvigghiuni e lo considerava come la zona di alimentazione dei depositi piroclastici affioranti a tetto della sequenza nei pressi di Piano del Lago.

I *neck* hanno in affioramento colore da rosato a rossiccio e aspetto massivo, con fratturazione colonnare ben marcata e divergente verso l'alto. Essi costituiscono pinnacoli alti sino a 30-40 m. La paragenesi è costituita da fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e abbondante anfibolo delle dimensioni massime di 1 cm; la pasta di fondo è di colore grigio scuro, spesso alterata in grigio chiaro o grigio-rosato.

I *plug* di maggiori dimensioni si rinvencono in Serra Cuvigghiuni, mentre quelli affioranti lungo Serra Vavalaci intorno a quota 2000 m sono di dimensioni ridotte (massimo 50 m), separati tra loro da sottili lembi di epiclastiti della formazione Piano del Trifoglietto. Il *plug* che affiora tra quota 2150 e 2250 m in Serra Cuvigghiuni (fig. 20), l'unico che con sicurezza ha prodotto colate, è in pianta di forma ellissoidale allungata in direzione E-O, di colore dal grigio al rosato, e si è intruso nel Vulcano Trifoglietto. Oltre ai *neck*, lungo le pareti della Valle del Bove sono presenti alcuni dicchi di notevole spessore (5-15 m) che, per le loro caratteristiche petrografiche macroscopiche, sono da attribuire allo stesso centro. Il più grande di questi dicchi taglia la cresta immediatamente a sud di Serra Cuvigghiuni, con direzione 80°N, e aumenta di spessore passando da pochi metri alla base della cresta sino a una decina a quota 2200 m.

A quota 2250 sono visibili le colate alimentate dal *plug* più in alto di Serra Cuvigghiuni. Qui il *neck* dà origine a una sequenza lavica con alla base colate più spesse (circa 2-3 m) seguite verso l'alto da colate sottili (spessore 0,5-1 m) alternate a livelli metrici di scorie (fig. 20).

Lungo il fianco settentrionale di Serra Cuvigghiuni il contatto con i sottostanti prodotti della formazione Piano del Trifoglietto è coperto da detrito e vegetazione. Considerando le geometrie dei due corpi è evidente che il contatto è nettamente discordante. Infatti l'inclinazione del Vulcano Trifoglietto (circa 30°) è assai maggiore di quella della formazione Serra Cuvigghiuni (circa 5-10°). Il contatto con la formazione sovrastante (Formazione Canalone della Montagnola) è segnato da un livello di flusso piroclastico rimaneggiato, di colore giallastro con scorie decimetriche, che affiora a Serra Cuvigghiuni alla quota di 2300 m.



Fig. 20 - Il neck ubicato in Serra Cuvigghiu che alimenta le colate (a sinistra) (formazione Serra Cuvigghiu).

Le lave presentano la stessa paragenesi del *plug* da cui provengono (membro Laghetto), ma hanno porfiricità più bassa e fenocristalli di anfibolo meno abbondanti e più alterati. L'intera sequenza lavica, affiorante solo a Serra Cuvigghiu a ovest del *plug* fino alla quota di 2300 m, è spessa circa 20 m e diminuisce rapidamente di spessore verso nord e sud fino a chiudersi lateralmente nel giro di poche decine di metri.

Le masse subintrusive (membro Laghetto) a cui è associata la sequenza di colate, rappresentano la prima fase del Vulcano Cuvigghiu, che si è formato sul fianco occidentale del Vulcano Trifoglietto. I corpi subvulcanici tendono a disporsi lungo un asse di direzione E-O che, durante l'attività di questo centro, sembra essere stata la via preferenziale di risalita dei magmi.

1.2.5.1.2. - *Formazione Canalone della Montagnola (CGA)*

La Formazione, denominata per la prima volta Formazione Canalone della Montagnola da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994a), è costituita da una successione formata nella porzione inferiore da colate laviche e in quella su-

periore da depositi piroclastici ed epiclastici di colore, spessore e provenienza assai variabili, con intercalate rare e sottili colate laviche.

La Formazione affiora lungo la parete occidentale della Valle del Bove dalla Prima Bocca del 1792 fino alla Serra Giannicola Grande, dove arriva uno dei depositi di flusso piroclastico stratigraficamente più alti della successione appartenente a questa Formazione. Il limite settentrionale di tale deposito piroclastico non è visibile più a nord, in quanto gli affioramenti sono coperti da depositi di detrito e dalle colate recenti.

La Formazione, che presenta uno spessore massimo di circa 300 m in corrispondenza del Canalone della Montagnola, dove è visibile anche la migliore esposizione, si assottiglia gradualmente verso nord, dove presenta spessori massimi intorno ai 20 m, e a sud, dove chiude a *pinch out*.

Il limite a letto è di netta discordanza angolare con i depositi dei vulcani Trifoglietto, Salifizio e Giannicola; in particolare da Serra Vavalaci sino alla Prima Bocca del 1792 le lave della Formazione Canalone della Montagnola si appoggiano in discordanza angolare sulle colate delle Formazioni Valle degli Zappini e Serra del Salifizio. A est del Belvedere e in Serra Giannicola Grande un deposito di flusso piroclastico appartenente alla Formazione Canalone della Montagnola copre, in netta discordanza angolare, rispettivamente le breccie della formazione Piano del Trifoglietto e le colate della Formazione Serra Giannicola Grande. Il limite a tetto della Formazione è costituito, a sud di Serra Cuvigghiuni, da un deposito di breccie di smantellamento, che si può seguire lungo tutta la Schiena dell'Asino. Questo deposito, la cui zona di miglior affioramento è nei *pit crater* aperti durante l'eruzione 1989 lungo la Schiena dell'Asino, è formato, alla base da materiale fine, finemente stratificato e canalizzato, e a tetto, da un deposito di breccie decimetriche con scarsa matrice e con clasti molto alterati. A nord di Serra Cuvigghiuni il limite a tetto della Formazione è costituito da una forte discordanza angolare, localmente anche erosiva, con le colate del Vulcano Ellittico che chiudono a *pinch out* (Formazioni Serra delle Concazze e Pizzi Deneri). Il limite occidentale della Formazione Canalone della Montagnola con la formazione Volta del Girolamo non è visibile in affioramento, anche se geometricamente quest'ultima risulta nettamente soprastante.

I prodotti della Formazione Canalone della Montagnola costituiscono una porzione della sequenza del Vulcano Cuvigghiuni che è stato definito per la prima volta da MCGUIRE (1982) come un centro caratterizzato da attività esplosiva e localizzato al di sotto dell'attuale Montagnola. Precedentemente la successione lavica basale di questa Formazione era attribuita al Complesso di Vavalaci e considerata un'unica sequenza insieme alle lave del Vulcano Salifizio (LO GIUDICE, 1970; LO GIUDICE *et alii*, 1974; ROMANO & STURIALE, 1975;

McGUIRE, 1982; KIEFFER, 1985). In realtà, una netta discordanza angolare separa queste due Formazioni. I depositi piroclastici erano attribuiti da alcuni Autori al Complesso Vavalaci (LO GIUDICE, 1970; LO GIUDICE *et alii*, 1974; ROMANO & STURIALE, 1975; FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989) o al Vulcano Cuvigghiuni (McGUIRE, 1982). KIEFFER (1985) considerava queste stesse piroclastiti come il proseguimento dell'attività del Complesso Vavalaci dopo la formazione della sua caldera.

La base della Formazione Canalone della Montagnola è costituita da una successione prevalentemente lavica. Essa è ben esposta ai due lati del Canalone della Montagnola, proviene dalla zona della Montagnola e immerge verso E, SE e NE con inclinazione da 5 a 15°. Tale successione si estende con continuità dal bordo occidentale della Prima Bocca del 1792 fino alla cresta a est della Cisternazza. Raggiunge lo spessore massimo di circa 230 m lungo il Canalone della Montagnola, dove mostra anche la migliore esposizione, e si assottiglia rapidamente verso nord e verso sud. Le colate sono sottili (1 m) e sono intercalate a livelli scoriacei dello stesso spessore. Talora queste lave presentano ispessimenti fino a 5 m, provocando locali discordanze, come è visibile nella parte alta di Serra Vavalaci. Le colate hanno colore da grigio scuro a marrone. La paragenesi mineralogica, pressoché identica lungo tutta la sequenza, è costituita da cristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno, scarsa olivina e raro anfibolo. La pasta di fondo è di colore grigio scuro. All'interno della sequenza, quasi interamente lavica, sono intercalati rari depositi piroclastici ed epiclastici con giacitura concordante a quella delle colate. I livelli piroclastici hanno spessore variabile da 0,5 a 3-4 m, sono di colore dal giallo all'arancione e contengono scorie e blocchi di lava di dimensioni da centimetriche a decimetriche. Stesso spessore presentano i livelli epiclastici, che hanno però colorazione grigiastra.

A tetto della successione lavica è presente una sequenza di depositi piroclastici ocracei, spesso fortemente discordanti, spessi fino a 8 m, alternati a scorie saldate di colore violaceo, livelli di breccie, rari e sottili flussi lavici (1 m), livelli epiclastici grigiastri sottilmente stratificati. Il massimo spessore di questa sequenza è di circa 150 m, e la migliore esposizione è lungo il fianco meridionale di Serra Cuvigghiuni.

I livelli di scorie e brandelli di lava saldati hanno spessori di circa 10-20 m, colore violaceo o rosso scuro, e sono interpretabili come porzioni di coni piroclastici allineati lungo una frattura eruttiva orientata E-O (fig. 21).

I depositi epiclastici hanno granulometria cineritica, spessori variabili da 0 a 90 m ed estensione laterale di alcune decine di metri. Si presentano finemente stratificati, di colore grigio-verde, e nella parte più alta sono intercalati a livelli di breccie e di flusso piroclastico.

I flussi lavici sono meno abbondanti dei depositi piroclastici ed epiclastici. La sequenza più potente (10 m circa) di colate si rinviene nella parte alta del Canalone della Montagnola (quota circa 2400 m), presenta un'estensione laterale limitata, immersione verso SO, spessore di 1-2 m e paragenesi costituita da fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, con pasta di fondo di colore grigio.

Nella parte alta di Serra Cuvigghiuni predominano i depositi di flusso piroclastico con immersione verso NO, caratterizzati da spessori metrici e da estensione laterale maggiore rispetto ai depositi precedentemente descritti. I livelli piroclastici sono generalmente saldati, di colore giallo, e spesso mostrano alla base un orizzonte costituito da abbondanti litici (fig. 22). La matrice è abbondante, e in essa sono immerse scorie e bombe di dimensioni sino a 1 m, con direzione di massimo allungamento parallela alla base dello strato. A est della Cisternazza affiora un deposito di flusso piroclastico di colore grigio scuro e spessore oltre 10 m, che affiora ininterrottamente sino a Serra Giannicola Grande. Tale deposito, è costituito da scorie e bombe, disposte in modo caotico, e alla base, da un orizzonte di *ground layer* di colore più scuro e spessore 2 m. A tetto sono presenti talora delle zone finemente stratificate. Questo deposito, la cui giacitura è verso N-NO, costituisce il top della Formazione Canalone della



Fig. 21 - La sequenza piroclastica della Formazione Canalone della Montagnola. Sono visibili locali discordanze angolari.



Fig. 22 - I depositi di flusso piroclastico affioranti nella porzione più alta del Canalone della Montagnola (Formazione Canalone della Montagnola).

Montagnola (sezione-tipo proposta n. 3 - fig. 37; sezioni di supporto nn. 2, 4, 5).

Si tratta di una Formazione costituita da colate e da depositi piroclastici ed epiclastici che spesso si presentano fortemente discordanti tra loro, ma che sono stati riuniti nella medesima formazione perché emessi da diverse bocche eruttive attive almeno in parte contemporaneamente e appartenenti al Vulcano Cuvigghiuni.

1.2.5.1.3. - *formazione Volta del Girolamo (FVG)*

La formazione, denominata per la prima volta Formazione Volta del Girolamo da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994a), è costituita da colate laviche intercalate a scorie, che risultano essere i prodotti più recenti del Cuvigghiuni. Poiché la base della formazione non affiora, in questa sede si propone che questa unità sia considerata di tipo informale.

La formazione affiora principalmente lungo Volta del Girolamo, sul versante esterno della Valle del Bove a ovest della Montagnola, e in isolate “dagale” lungo il fianco esterno della Valle del Bove nei pressi di Rocca Sabbiosa e a sud della Montagnola.

La formazione raggiunge il suo massimo spessore complessivo di 100 m in Volta del Girolamo, dove però la base non è visibile. Nelle altre località di affioramento lo spessore è limitato a pochi metri. La chiusura laterale della formazione è nascosta dalla copertura recente sia lavica che detritica.

Il limite basale di questi prodotti non è visibile, in quanto coperto dai depositi recenti, in particolare quelli dell'eruzione della Montagnola del 1763. Non vi è alcun affioramento in cui si possa osservare il contatto tra questa unità e la Formazione Canalone della Montagnola. La posizione stratigrafica della formazione Volta del Girolamo è dedotta in base a criteri geometrici, tenendo conto delle rispettive quote di affioramento. Il limite a tetto è costituito dalla

superficie topografica o è coperto dai prodotti recenti, in particolare da quelli dell'eruzione del 1763. Solo in Contrada Casa del Vescovo, a est dei Monti Calcarazzi, si osserva che le lave di questa formazione sono coperte in discordanza angolare ed erosiva dalle colate della Formazione Pizzi Deneri.

Gli affioramenti appartenenti a questa formazione erano attribuiti all'attività del Mongibello Recente (ROMANO & STURIALE, 1975; CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979; KIEFFER, 1985) o del Complesso Vavalaci (MCGUIRE, 1982; KIEFFER, 1985).

La formazione è costituita da colate fortemente porfiriche, dello spessore medio di 3-4 m e massimo di 10 m, alternate a livelli di scorie sottili (0,5-1 m) con immersione verso sud. Le colate sono di colore dal bruno chiaro al grigio rossiccio, con fratturazione a blocchi, e presentano una paragenesi caratterizzata dalla presenza di fenocristalli centimetrici di plagioclasio, pirosseno e subordinata olivina di 3-4 mm con pasta di fondo di colore grigio scuro.

Nella formazione Volta del Girolamo sono raggruppati i prodotti più recenti del Vulcano Cuvigghiani che, in base alle giaciture, sono stati emessi dalla bocca eruttiva localizzata in corrispondenza del limite meridionale di Piano del Lago.

1.2.6. - *Sintema Concazze*

Il Sintema Concazze affiora prevalentemente lungo la parete settentrionale e occidentale della Valle del Bove e ricopre ampie aree del versante nord-orientale del Monte Etna. Limitati affioramenti sono presenti nella zona di Acireale. È stato definito per la prima volta da CALVARI *et alii* (1994a) e da COLTELLI *et alii* (1994).

Il Sintema Concazze si appoggia sul Sintema Timpe, sul Sintema Acireale, sul Sintema Girolamo e sul Sintema Zappini. A tetto è ricoperto dal Sintema Il Piano.

Limite a letto: la discontinuità è visibile lungo le pareti della Valle del Bove e in particolare sarà descritta lungo la parete sud-occidentale nelle località 1) Serra Giannicola Grande e 2) Schiena dell'Asino, 3) lungo la parete meridionale nella località Monte Zoccolaro, 4) lungo la parete settentrionale fra Rocca Capra e Monte Fontane, 5) esternamente alla Valle del Bove lungo la scarpata della Timpa di Acireale, e 6) in località Cava Grande nei pressi di S. Alfio.

1. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove, tra Serra Cuvigghiani e

- Serra Giannicola Grande, il limite è caratterizzato da una netta discordanza angolare dovuta allo spostamento del centro eruttivo verso nord-ovest con la formazione del Vulcano Ellittico. Infatti i prodotti del Vulcano Ellittico (Formazione Serra delle Concazze e Formazione Pizzi Deneri) si appoggiano a *on lap* e si chiudono lateralmente a *pinch out* sui depositi del Sintema Girolamo (Formazione Canalone della Montagnola).
2. Lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove, in località Schiena dell'Asino è visibile un'inconformità di ordine maggiore, caratterizzata da un livello erosivo e da una forte discordanza angolare. Il livello erosivo è osservabile in affioramento nei *pit crater* che si sono formati in occasione dell'eruzione del 1989 (fig. 19). In questi affioramenti è visibile un deposito di breccie a gradazione inversa e canalizzato che separa le lave del Sintema Girolamo (Formazione Canalone della Montagnola) da quelle della Formazione Pizzi Deneri. La base di questo deposito è caratterizzata da depositi alluvionali fini, sottilmente stratificati e incanalati; verso l'alto, con limite netto, sono presenti depositi conglomeratici caratterizzati da blocchi molto angolari pressoché privi di matrice, probabilmente connessi con lo smantellamento delle lave. Questo deposito è ricoperto dalle lave e dalle scorie della Formazione Pizzi Deneri e si segue abbastanza bene lungo la Schiena dell'Asino perché è caratterizzato anche da una notevole evidenza morfologica; infatti trattandosi di materiale sciolto e facilmente erodibile, si è formata una contropendenza in corrispondenza di tale orizzonte.
 3. Lungo la parete meridionale della Valle del Bove, nei pressi di Monte Zoccolaro, le colate del membro Zoccolaro (formazione Piano Provenzana) appoggiano in paraconcordanza sui prodotti del Sintema Zappini (formazione Acqua della Rocca), talvolta presentando locali discordanze angolari.
 4. Tra Rocca Capra e Monte Fontane il Sintema Concazze (Formazione Monte Scorsone) si appoggia sul Vulcano Rocche (formazione delle Rocche) con una netta superficie d'erosione marcata da una discordanza angolare. In particolare sulla sella che separa Rocca Capra da Monte Cerasa, a quota 1370 m circa, è presente anche un deposito piroclastico denominato lito-orizzonte Cava Grande, di spessore massimo 32 m, costituito da un'alternanza di livelli massivi a lapilli pomicei e orizzonti cineritici laminati (cfr. fig. 15).
 5. Lungo la Timpa di Acireale il limite è costituito da una marcata superficie d'erosione posta tra il membro Timpa di S. Tecla (formazione S. Maria Ammalati) e la formazione Piano Provenzana.
 6. In località Cava Grande, immediatamente a sud-ovest dell'abitato di S.

Alfio, la base del Sintema Concazze è rappresentata da una colata lavica (Formazione Monte Scorsona), caratterizzata dalla presenza di abbondanti fenocristalli di pirosseno di dimensioni subcentimetriche, che poggia in paraconcordanza sul deposito piroclastico denominato lito-orizzonte Cava Grande (Vulcano Trifoglietto, cfr. par. 1.2.3.6.1).

Limite a tetto: la discontinuità è visibile 1) a Piano delle Concazze, 2) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, 3) lungo la parete meridionale della Valle del Bove, a Monte Zoccolaro.

1. A Piano delle Concazze il limite è rappresentato da una netta discordanza angolare fra le colate del Sintema Il Piano, a giacitura orizzontale, e la parete interna della caldera dell'Ellittico costituita dalle colate della Formazione Pizzi Deneri, caratterizzate da un'immersione di 30° verso NE.
2. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove, fra la località Belvedere e la Montagnola, il limite è rappresentato da una paraconcordanza fra le colate del Sintema Il Piano, a giacitura sub-orizzontale, e il deposito piroclastico legato al collasso calderico dell'Ellittico (membro Osservatorio Etneo, formazione Portella Giumenta).
3. A Monte Zoccolaro le colate del Sintema Il Piano poggiano in netta discordanza angolare su di una superficie di erosione, marcata da un sottile deposito di breccie di smantellamento, presente al tetto delle colate della formazione Piano Provenzana (membro Zoccolaro).

Esternamente alla Valle del Bove il limite del Sintema è generalmente rappresentato da una superficie di paraconcordanza, in questo caso il riconoscimento del limite è marcato dal deposito piroclastico distale relativo al collasso calderico dell'Ellittico (membro Osservatorio Etneo, formazione Portella Giumenta). Localmente, in particolare lungo il basso versante nord-orientale, il limite è invece rappresentato da una superficie di erosione presente al tetto delle colate della formazione Piano Provenzana, marcata dalla presenza di paleoincisioni colmate dalle colate del Sintema Il Piano.

1.2.6.1. - Vulcano Ellittico

Il Vulcano Ellittico rappresenta l'edificio morfologicamente più prominente del Monte Etna. Si tratta di un tipico strato-vulcano, caratterizzato da una forte acclività, che delimita la porzione sommitale del Monte Etna, a partire da una

quota di circa 1800 m s.l.m., estendendosi dalla parete settentrionale della Valle del Bove fino all'altezza della Montagnola. La continuità morfologica del fianco settentrionale del Vulcano Ellittico è interrotta fra Punta Lucia e Pizzi Deneri da una potente copertura lavica connessa con l'attività eruttiva storica legata al Rift di NE (FAVALLI *et alii*, 1999). La porzione nord-orientale del Vulcano Ellittico affiora con continuità lungo la parete settentrionale della Valle del Bove coprendo del tutto il Vulcano Rocche. Essa costituisce una complessa e potente successione vulcanica, suddivisa in tre Formazioni (Formazione Monte Scorzone, Serra delle Concazze e Pizzi Deneri) ed estesa da Monte Scorzone a Pizzi Deneri. Il versante occidentale dell'Ellittico è, invece, in gran parte mantellato dalle colate del Sintema Il Piano a eccezione dell'area di Punta Lucia, ubicata all'esterno del Foglio Acireale (FAVALLI *et alii*, 1999). La successione vulcanica che costituisce la parete settentrionale della Valle del Bove e Punta Lucia è stata attribuita per la prima volta al centro eruttivo dell'Ellittico da ROMANO & GUEST (1979). Il fianco meridionale dell'Ellittico si sovrappone sui vulcani Giannicola e Cuvigghiuni, che, insieme ai vulcani Trifoglietto e Salifizio, costituivano una barriera morfologica alla sua estensione verso sud. Lungo il versante meridionale del Vulcano Salifizio era localizzato un apparato eruttivo avventizio del Vulcano Ellittico, caratterizzato da un diametro basale di circa 600 m, le cui vulcaniti (membro Tripodo) costituiscono una zona caratterizzata da una morfologia sub-pianeggiante lungo la cresta meridionale della Valle del Bove, tra la Schiena dell'Asino e la Serra del Salifizio. La sequenza inferiore del Vulcano Ellittico è stata datata da GILLOT *et alii* (1994) a 80 ka. La porzione sommitale del Vulcano Ellittico è troncata da un'ampia caldera allungata in direzione N-S, con un diametro massimo di circa 3,5 km, denominata Cratere Ellittico da WALTERSHAUSEN (1880), il cui orlo, localizzato fra una quota di 2840 e 2930 m s.l.m., è ancora conservato a Punta Lucia e a Pizzi Deneri. La caldera dell'Ellittico è stata generata da una serie di eruzioni Pliniane avvenute circa 15 ka fa (KIEFFER, 1973; COLTELLI *et alii*, 2000), i cui prodotti sono ampiamente distribuiti lungo il versante orientale del vulcano (formazione Portella Giumenta).

1.2.6.1.1. - *formazione Contrada Ragaglia (UCG)*

Deposito vulcanoclastico affiorante in lembi discontinui a Contrada Ragaglia, Contrada Decime, e nella scarpata di faglia subito a ovest dell'abitato di Presa dove raggiunge uno spessore massimo di circa 40 m. Si tratta di una complessa successione detritica fortemente ridotta per fenomeni erosivi sin-de-

posizionali costituita da una breccia poligenica, incoerente, a prevalenti clasti lavici fortemente eterometrici ed eterogenei, di forma irregolare, a spigoli vivi, raramente sub-arrotondati e di dimensioni variabili da centimetrici a plurimetrici. Sono inoltre presenti, in quantità minore, frammenti di argille marnose pleistoceniche di dimensioni decimetriche. I clasti lavici sono generalmente non in contatto reciproco, e risultano dispersi in una matrice argilloso-sabbiosa di colore variabile dal bruno-rossiccio al grigio. La formazione poggia sia sulle Argille grigio-azzurre che sul membro Serra S. Biagio della formazione S. Maria Ammalati. In località Contrada Decime il deposito ha uno spessore di circa 3 m, ed è costituito da ciottoli e blocchi di lave poligenici immersi in un'abbondante matrice sabbiosa di colore bruno-rossiccio. In località Contrada Ragaglia tale deposito detritico passa verso l'alto a un livello epiclastico costituito da una cinerite incoerente di colore variabile dal giallo-bruno al bruno-tabacco, spesso alcuni metri, contenente lapilli sia pomicei che scoriacei fortemente alterati e di forma arrotondata, cristalli di pirosseno millimetrici e clasti lavici di dimensioni variabili da centimetrici a decimetrici. Localmente sono intercalati dei depositi piroclastici di caduta, di spessore variabile da centimetrico a decimetrico, mal conservati, costituiti da lapilli scoriacei di colore nero al taglio fresco, ma, a causa dell'alterazione, di colore variabile dal rossiccio al giallo-bruno. Lungo il Vallone S. Venera e nella scarpata di faglia subito a ovest dell'abitato di Presa è intercalata, nella porzione di tetto della formazione, la colata lavica vs appartenente alla formazione Piano Provenzana (Sintema Concazze). In località Contrada Ragaglia il deposito vulcanoclastico è localmente coperto da un deposito piroclastico di caduta, spesso 44 cm, dato da una successione di livelli di cenere e di lapilli pomicei, a gradazione normale, con una patina di alterazione superficiale di colore giallo-bruno, riferibile all'eruzione finale del Vulcano Ellittico (livello piroclastico D2a di COLTELLI *et alii*, 2000; cfr. paragrafo tefrostratigrafia).

La formazione Contrada Ragaglia rappresenta un deposito di *debris flow* formato dalla sovrapposizione di diversi eventi, che si verificavano in un settore dell'edificio etneo caratterizzato dalla presenza di un alto del basamento sedimentario. Questo settore, corrispondente alla porzione orientale della cresta meridionale della paleovalle del Fiume Alcantara (BRANCA & FERRARA, 2001), durante le fasi di crescita del Vulcano Ellittico era caratterizzato da processi morfogenetici connessi a fenomenologie di trasporto in massa. Nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) questo deposito vulcanoclastico era stato attribuito ai depositi piroclastici (unità dei "Tufi e Lahar Inferiori") connessi con l'attività esplosiva dei "Centri Eruttivi del Trifoglietto" (ROMANO, 1982).

1.2.6.1.2. - *Formazione Monte Scorsona (SRS)*

La Formazione Monte Scorsona, posta alla base del Vulcano Ellittico, è costituita da un'alternanza di flussi piroclastici, prodotti epiclastici e colate laviche spesso caratterizzate da buone continuità di affioramento. Affiora lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, da Serra delle Concazze fino all'estremo margine orientale della valle, nei pressi di Monte Cerasa, in corrispondenza della porzione sommitale di Monte Fontane e in località Cava Grande fra gli abitati di Fornazzo e S. Alfio.

Lo spessore complessivo della Formazione si aggira attorno a 250 m, ma gli affioramenti tendono a ridursi fino a sparire verso ovest, dove la successione si approfondisce e viene ricoperta dalle unità stratigrafiche sovrastanti. A tetto, infatti, la Formazione è ricoperta dalla Formazione Serra delle Concazze attraverso un passaggio caratterizzato da una discordanza angolare e da un ben definito cambio nello stile eruttivo del vulcano che passa dalla produzione di prevalenti colate laviche a diffusi e spessi prodotti epiclastici e piroclastici. A letto la Formazione Monte Scorsona si appoggia in netta discordanza angolare sopra le vulcaniti del lito-orizzonte Cava Grande e della sottostante formazione delle Rocche e in paraconcordanza sulle lave della formazione Moscarello (Sintema Acireale), da cui è separata dai depositi piroclastici del lito-orizzonte Cava Grande.

Nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) i prodotti relativi a questa Formazione erano stati attribuiti al Centro Eruttivo dell'Ellittico. L'“unità Monte Scorsona” è stata definita per la prima volta da FERRARI *et alii* (1989b), successivamente riconosciuta in un più ampio areale da COLTELLI *et alii* (1994). Nelle presenti note si propone l'istituzione formale della Formazione, oltre alla sua estensione verso il basso fino a comprendere una successione di prodotti lavici e vulcanoclastici in precedenza attribuiti da FERRARI *et alii* (1989b) all'unità Monte Cerasa e da quegli Autori riferiti all'attività di un omonimo centro eruttivo. In realtà, i rilievi di campagna hanno dimostrato che questi prodotti eruttivi appartengono chiaramente al Vulcano Ellittico, del quale costituiscono la porzione basale.

La Formazione Monte Scorsona presenta alla base un deposito articolato in un flusso piroclastico di colore giallo-bruno, con brecce a elementi scoriacei, organizzato in banchi alternati a depositi piroclastici di caduta a gradazione normale e stratificazione variabile da piano-parallela a leggermente incrociata. L'affioramento migliore si trova alla base dello spigolo di Serracozzo, dove presenta nella sua parte centrale (1715 m di quota) una colata lavica in sezione spessa circa 5 metri. Nella successione sono presenti alcune nette superfici di

erosione che generalmente separano porzioni a granulometria differente, evidenziando modalità di messa in posto dei prodotti organizzate in più fasi. La giacitura rimane costantemente immergente di 25-35° verso NE per l'intero spessore del deposito sopra descritto, che raggiunge complessivamente quasi 40 metri.

Sopra questa porzione prevalentemente piroclastica giace una alternanza di livelli lavico-scoriacei e sottili intercalazioni piroclastico-epiclastiche (ne sono state contate almeno 8), tra cui quelle di maggiore spessore (da 5 a 10 metri circa) si trovano alla base e al tetto di questa successione, cumulando uno spessore totale di poco superiore a 60 metri. Le lave si presentano con grado di porfiricità estremamente variabile, con abbondanti fenocristalli di plagioclasio, piroseño, olivina e talvolta anfibolo. Questa elevata variabilità litologica si riscontra soprattutto nell'area di Monte Cerasa, mentre più a ovest, verso Serracozzo, prevalgono le lave da subafiriche a porfiche a grana medio-fine.

Nella metà superiore della Formazione Monte Scorsone, di spessore variabile da 120 a 150 m circa, continua l'alternanza di colate laviche e vulcanoclastiti, ma in questo caso prevalgono decisamente le porzioni laviche porfiriche, in strati che raggiungono anche i 10 metri di spessore. Le intercalazioni vulcanoclastiche presentano generalmente spessori inferiori a 1 m, anche se in rari casi possono superare i 10 m di spessore per brevi tratti e in relazione alla presenza di paleodepressioni. Le vulcanoclastiti sono costituite da breccie laviche e scoriacee immerse in abbondante matrice di colore giallastro, da piroclastiti di caduta e di flusso spesso rimaneggiate e da limitati orizzonti epiclastici riconducibili a depositi di frana, posti all'interno di paleodepressioni.

Non esiste una sezione-tipo capace da sola di evidenziare con chiarezza l'intera successione stratigrafica della Formazione Monte Scorsone. Le migliori sezioni individuabili si trovano, comunque, lungo lo spigolo interno alla parete settentrionale della Valle del Bove, in corrispondenza di Serracozzo, e a Monte Cerasa (cfr. sezione Monte Scorsone - fig. 42). Le due sezioni stratigrafiche descrivono, nel loro insieme, i tratti salienti della Formazione in esame. Alla base della sezione di Monte Cerasa, la Formazione Monte Scorsone si appoggia su di un potente deposito piroclastico stratificato spesso fino a 32 m e costituito da un'alternanza di livelli massivi a lapilli pomicei e orizzonti cineritici finemente laminati, che a sua volta ricopre in discordanza le vulcaniti del membro Rocca Capra (formazione delle Rocche). In località Cava Grande la Formazione di Monte Scorsone è costituita da una successione di colate laviche tabulari, massive, caratterizzate da un'immersione di 10° verso ESE, che poggia sui depositi piroclastici del lito-orizzonte Cava Grande.

1.2.6.1.3. - *Formazione Serra delle Concazze (SDZ)*

Questa Formazione, costituita da una successione di colate intercalate ad abbondanti depositi piroclastici, affiora in tre aree distinte correlabili tra loro in base alla loro posizione stratigrafica, alla geometria e alla litologia. Di seguito saranno descritte separatamente la successione affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, dove è ubicata anche la sezione-tipo, quella affiorante lungo la parete occidentale e quella riconosciuta a Ripa della Naca.

Lungo la parete settentrionale della Valle del Bove la Formazione è caratterizzata da una sequenza di prodotti vulcanoclastiti e lavici che segna il passaggio da uno stile eruttivo caratterizzato prevalentemente da effusioni laviche (Formazione Monte Scorzone) a uno prevalentemente esplosivo. Tale evoluzione verticale risulta evidente lungo la parete sottostante Serra delle Concazze, dove gli orizzonti vulcanoclastici prendono il sopravvento su quelli lavici. Si tratta essenzialmente di un'alternanza tra prodotti clastici e vulcanoclastici con colate laviche di spessore anche considerevole e dotate di buona continuità areale.

La formazione affiora lungo la parete settentrionale della Valle del Leone e della Valle del Bove fino alla zona di Serracozzo, per una lunghezza complessiva di circa 3,5 km. La potenza complessiva risulta compresa tra i 100 m e i 250 m circa, con gli spessori maggiori che ricadono in corrispondenza di paleodepressioni. A letto la Formazione si sovrappone in lieve discordanza sulla Formazione Monte Scorzone, mentre verso l'alto è delimitata dalla Formazione Pizzi Deneri, che la ricopre con locali discordanze angolari.

Nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) i prodotti relativi a questa Formazione erano stati attribuiti al Centro Eruttivo dell'Ellittico. In FERRARI *et alii* (1989b) la porzione basale della formazione era stata descritta come "Formazione Serracozzo". Più recentemente (COLTELLI *et alii*, 1994) hanno esteso i rilievi geologici fino a dimostrare una più vasta ed estesa successione di prodotti ascrivibili alla medesima unità stratigrafica, che hanno ribattezzato come Formazione Serracozzo dalla località di migliore affioramento.

Nel suo insieme la successione è composta da prevalenti prodotti piroclastici di flusso e di caduta spesso rimaneggiati, brecce di esplosione, *lahar* ed epiclastiti, in rapporti laterali che sfumano frequentemente tra i vari termini. Intercalati ai livelli clastici si trovano orizzonti lavici talora di spessore importante (> 100 m), dotati di buona continuità areale. Per la descrizione dettagliata della Formazione cfr. sezione stratigrafica di dettaglio (fig. 43).

Nell'ambito delle vulcanoclastiti sono presenti brecce di esplosione a Rocca della Valle e nella porzione medio-alta della parete posta a nord di Monte Simone. Alcuni orizzonti vulcanoclastici costituiti da brecce ad abbondante matrice

giallastra e *lahar* si presentano privi di gradazione e sono probabilmente legati a fenomeni di interazione magma-acqua.

La giacitura della formazione risulta inclinata verso NE e ENE di 15-35°, con significative variazioni in corrispondenza di repentini cambi di morfologia delle paleosuperfici di appoggio. In particolare è presente una vistosa paleodepressione nel settore compreso tra Rocca della Valle e le Bocche del 1928, inclinata verso NE; i prodotti che la riempiono, prevalentemente vulcanoclastici, sono stati canalizzati nella paleodepressione assumendo forti pendenze.

La sezione-tipo affiora lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, poco a est delle Bocche del 1928, tra 2100 m e 2330 m di quota sul mare (fig. 43).

Lungo la parete occidentale della Valle del Bove la Formazione è costituita per lo più di colate microporfiriche di vario spessore, alternate a livelli piroclastici di colore giallo-bruno, talora rimaneggiati, e *lahar*. Affiora in modo pressoché continuo da Serra Giannicola Grande fino a est della Cisternazza, e in limitate dagale a nord di Serra Giannicola Grande, come la Serra Intermedia e la più grande Serra Giannicola Piccola, circondate da colate recenti e da copertura detritica. La migliore esposizione dei prodotti relativa a questa Formazione è offerta in questa zona dagli affioramenti di Serra Giannicola Piccola per uno spessore complessivo di quasi 400 m, anche se in tale località non sono visibili i limiti a letto e a tetto.

Precedentemente questi prodotti erano attribuiti, assieme alle colate sovrastanti, al centro del Belvedere (LO GIUDICE *et alii*, 1974; ROMANO & STURIALE, 1975; ROMANO, 1982; MCGUIRE, 1982) o genericamente al Vulcano Ellittico (MCGUIRE, 1982; GUEST *et alii*, 1984; FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989).

Il contatto tra i prodotti della Formazione Serra delle Concazze e quelli dei vulcani precedenti (Vulcano Giannicola e Vulcano Cuvigghiuni) si presenta nettamente discordante e caratterizzato dall'appoggio in on lap delle lave e delle piroclastiti del Vulcano Ellittico su uno dei depositi di flusso piroclastico più alti del Vulcano Cuvigghiuni, come visibile in Serra Giannicola Grande poco sotto il cono del 1908. Il limite a tetto con la Formazione Pizzi Deneri è segnato da un cambiamento litologico con aumento della quantità e delle dimensioni del plagioclasio, come osservabile lungo Serra Giannicola Grande a quota 2500 m.

La successione che affiora in Serra Giannicola Piccola (fig. 35) inizia con una parte basale, dello spessore di circa 150 m, costituita da alternanze di colate e scorie. Sopra queste si rinviene un piccolo *plug*, che ha alimentato le colate immediatamente sovrastanti. Il *plug* e le colate a esso sovrapposte sono da correlare ad attività laterale del Vulcano Ellittico. Sopra questa sequenza

poggiano, per uno spessore di circa 80 m, delle colate grigio-brune alternate a livelli piroclastici giallo-aranciati. Sopra questi depositi poggia, per uno spessore complessivo di circa 60 m, una sequenza costituita da *lahar* molto potenti, con rare intercalazioni di colate sottili e depositi di flusso piroclastico. A tetto affiora una successione di spessore circa 60 m costituita da colate, da frequenti e potenti livelli di flusso piroclastico e da *lahar*. Per un maggiore dettaglio, cfr. sezione stratigrafica n. 1 (fig. 35). La sequenza, lungo Serra Giannicola Piccola, è fittamente intersecata da dicchi orientati N-S, E-O e NO-SE.

Questi depositi sono attribuiti al Vulcano Ellittico in base alla giacitura (in Serra Giannicola Piccola e nella cresta immediatamente a sud, l'immersione è verso SE con inclinazione di 30°, mentre da Serra Giannicola Grande verso sud, al contatto con i depositi del Cuvigghiuni, è suborizzontale), all'aumento dello spessore della sequenza verso nord e alle caratteristiche petrografiche delle lave confrontabili con la porzione medio-alta della sequenza del Vulcano Ellittico affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove. In quest'area le colate appartenenti a questa Formazione si accumulano in una zona depressa, compresa tra i vulcani Trifoglietto, Giannicola e Cuvigghiuni a sud-est e Ellittico a nord-ovest.

Lungo le due scarpate morfologiche di Ripa della Naca, la Formazione affiora in modo assai discontinuo ed è costituita da blocchi di lava e colate di spessore variabile da 1 a 10 m per uno spessore complessivo di almeno 80 m (infatti la base non è affiorante) e un'estensione laterale di circa 3 km. I blocchi e le colate si presentano spesso tiltati e sono associati a scarsi depositi di scorie. Litologicamente si tratta di una lava porfirica con fenocristalli millimetrici di pirosseno, plagioclasio e olivina e con una pasta di fondo di colore grigio chiaro. Le colate sono caratterizzate da una giacitura a reggipoggio con immersione generalmente verso NO. Tale giacitura è probabilmente dovuta al basculamento dell'intera sequenza a causa del movimento tettonico lungo le faglie di Ripa della Naca.

Le lave sono coperte dalle colate relative al Vulcano Mongibello con netta discordanza erosionale e angolare.

In precedenza le colate affioranti lungo le scarpate di Ripa della Naca erano state attribuite alle "lave latitandesitiche antiche" (SPADEA, 1972; CRISTOFOLINI & SPADEA, 1975) o alle "Lave dei Centri Eruttivi Alcalini Antichi" (CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979; ROMANO 1982).

1.2.6.1.4. - *Formazione Pizzi Deneri (FPD)*

La Formazione Pizzi Deneri è composta da due successioni di lave caratterizzate da un grado di porfiricità crescente verso l'alto. Tra le colate laviche sono frequenti depositi clastici tipo *lahar* ed epiclastici di colore giallastro. Questa Formazione affiora in due aree distinte correlabili tra loro in base alla loro posizione stratigrafica, alla geometria e alla litologia. Di seguito saranno descritte separatamente la successione affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, dove è ubicata anche la sezione-tipo, e quella affiorante lungo la parete occidentale.

Lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, la Formazione affiora in sezione lungo la parete della Valle del Leone, mentre costituisce buona parte degli affioramenti lungo il pendio esterno alla valle, inclinato verso nord-est e sottostante l'Osservatorio Etneo di Pizzi Deneri fino alla zona di Serra delle Concazze. Alla base del suddetto pendio affiorano scorie saldate lungo fessure eruttive che a volte espongono anche il dicco di alimentazione. Si tratta di fessure eruttive contemporanee alle ultime fasi di attività dell'Ellittico e appartenenti a questa Formazione.

Lo spessore complessivo della formazione supera i 150 metri, mantenendosi abbastanza costante lungo la parete della Valle del Leone, per ridursi progressivamente procedendo verso est fino a ridursi a pochi metri di spessore nella zona di Monte Rinatu.

A letto questa Formazione si sovrappone sempre attraverso un contatto di discordanza angolare alla Formazione Serra delle Concazze, mentre a tetto la Formazione è ricoperta in chiara discordanza angolare dal membro Osservatorio Etneo della formazione Portella Giumenta.

I prodotti appartenenti a questa Formazione erano stati attribuiti da ROMANO & GUEST (1979) e dalla CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) prevalentemente alle Vulcaniti del Centro Eruttivo del Leone, la cui esistenza è stata successivamente messa in dubbio a partire da KIEFFER (1985). La Formazione, denominata e descritta per la prima volta da COLTELLI *et alii* (1994), risulta originariamente costituita da due differenti membri separati da una lieve discordanza angolare. La rappresentazione alla scala 1:50.000 non permette di cartografare distintamente i due membri.

Dal basso verso l'alto, la Formazione è costituita da:

- fitta alternanza di colate laviche talvolta autobrecciate e livelli di breccie piroclastiche ed epiclastiti; le lave sono subafriche con rari fenocristalli di plagioclasio e piccoli femici;
- breccie, *lahar* e prodotti epiclastici giallastri, a elementi lavici generalmente spigolosi con fenocristalli di plagioclasio;

- lave porfiriche a grana grossa (“cicirara”), costituite da fenocristalli centimetrici isoorientati di plagioclasio, accompagnati da meno abbondante olivina. Nella parte sommitale è presente un *lahar* a elementi lavici con fenocristalli di plagioclasio, con spessore massimo di circa 10 metri e che si rastrema lateralmente in poco spazio;
- lave porfiriche a grana grossa (“cicirara”) con fenocristalli pluricentimetrici di plagioclasio, e con pirosseni e olivina di dimensioni minori.

Lo spessore degli elementi sopra descritti varia in modo considerevole, pur mantenendo nel complesso una marcata continuità areale che rende ben riconoscibile la successione. La formazione immerge verso NE di 10-35°.

La sezione-tipo affiora lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, in corrispondenza di Rocca della Valle, tra 2652 m e 2750 m di quota sul mare (fig. 44).

Lungo la parete occidentale della Valle del Bove la Formazione è costituita da una successione quasi esclusivamente lavica caratterizzata da abbondanti fenocristalli di plagioclasio di dimensioni sino a 2 cm. Le colate di questa Formazione affiorano dal Belvedere sino a Serra Cuvigghiani e dalla Schiena dell’Asino sino alla Strada Provinciale 92; presentano la migliore esposizione e il massimo spessore in Serra Giannicola Grande (oltre 100 m).

Come per le colate della sottostante Formazione Serra delle Concazze affioranti lungo la parete della Valle del Bove, i prodotti relativi a questa Formazione erano attribuiti, assieme alle colate sovrastanti, al centro del Belvedere (LO GIUDICE *et alii*, 1974; ROMANO & STURIALE, 1975; ROMANO, 1982; MCGUIRE, 1982) o al Vulcano Ellittico (MCGUIRE, 1982; GUEST *et alii*, 1984; FERLITO & CRISTOFOLINI, 1989).

A letto le colate della Formazione Pizzi Deneri si appoggiano in concordanza sui prodotti della Formazione Serra delle Concazze in Serra Giannicola Grande, a quota 2500 m circa, mentre sono nettamente discordanti con i prodotti del Vulcano Cuvigghiani (appoggio in on lap e chiusura *pinch out* in Serra Cuvigghiani, discordanza erosionale e angolare lungo la Schiena dell’Asino associata a deposito metrico di breccie di smantellamento). A tetto la Formazione è ricoperta lungo la parete occidentale della Valle del Bove dai prodotti della formazione Portella della Giumenta (membro Osservatorio Etneo), mentre lungo la Schiena dell’Asino dalla superficie topografica o dalla copertura lavica appartenente alla formazione Torre del Filosofo.

Le colate della Formazione Pizzi Deneri sono di notevole spessore (superano i 20 m) e di colore grigio-bruno; la lava è vescicolata, assai alterata, con fenocristalli di plagioclasio di dimensioni centimetriche e, talvolta, di pirosseno

di dimensioni sino a 1 cm. Lo spessore delle colate diminuisce lungo la Schiena dell'Asino, dove si raggiungono, talora, spessori massimi di 5 m.

La correlazione con la sequenza affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove si basa, come per la sottostante Formazione Serra delle Concazze, sulla litologia e sulle caratteristiche giaciture e geometriche.

Le colate appartenenti a questa Formazione si ispessiscono nei pressi della Cisternazza, dove era presente un'area più depressa legata all'intersezione dell'edificio dell'Ellittico a nord-ovest e del Vulcano Cuvigghiani a sud-est; una volta riempita la depressione, alcune colate, sempre riferibili a questa Formazione, sono riuscite a fluire verso sud, superando l'ostacolo morfologico costituito dal Vulcano Cuvigghiani, e hanno raggiunto l'attuale Schiena dell'Asino.

1.2.6.1.5. - *formazione Piano Provenzana (UPP)*

Questa formazione comprende tutti i prodotti vulcanici localizzati in posizione esterna rispetto alla successione vulcanica dell'Ellittico affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, e quindi non correlabili a essa in mancanza di relazioni dirette. La formazione è costituita da colate laviche e coni di scorie affioranti principalmente nell'area di Piano Provenzana-Rift di NE, a Monte Stornello, nel basso versante nord-orientale presso Fiumefreddo, nel basso settore orientale tra Puntalazzo e Giarre, e, a sud, all'altezza dell'abitato di Acireale. In questa formazione sono stati, inoltre, riconosciuti tre membri, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee, la cui posizione stratigrafica è indeterminabile. Essi sono stati denominati membro Tripodo, Zoccolaro e Tagliaborse e affiorano rispettivamente lungo la parete meridionale della Valle del Bove (Piano della Lepre e Monte Zoccolaro) e a ovest di Giarre in località Tagliaborse. Lo spessore massimo della formazione è superiore a 100 m a Monte Zoccolaro.

Nell'area di Piano Provenzana la formazione è formata da coni piroclastici e colate laviche profondamente rimodellate dall'erosione. Le lave presentano litologie e grado di porfiricità molto variabili e affiorano nelle incisioni e nelle dagale delle colate del membro Ragabo (formazione Portella Giumenta). A nord di Monte Nero delle Concazze si trovano alcuni relitti di coni di scorie allineati in direzione 30-40°N, con giaciture degli strati fortemente discordanti rispetto al pendio. Al tetto affiorano in discordanza i depositi scoriacei rossastri (membro Osservatorio Etneo - formazione Portella Giumenta). Questa formazione comprende anche coni piroclastici e prodotti lavici associati che affiorano lungo il Rift di NE, rimodellati dall'erosione e talvolta parzialmente ricoperti dall'attività vulcanica successiva. Il migliore esempio è visibile in Monte Pizzillo, dove af-

fiorano i relitti di alcuni con vulcanici coalescenti, successivamente rimodellati e ricoperti da successive fasi di attività esplosiva.

Immediatamente a nord delle scarpate di faglia di Ripa della Naca affiora a una quota di 1150 m il rilievo isolato di Monte Stornello. Esso è costituito da un marcato rilievo di circa 50 m di altezza, di forma conica con diametro circa 300 m, costituito da lave in grossi blocchi, generalmente disarticolati, a cui sono associate subordinate scorie. I rapporti con le unità più antiche ubicate in Ripa della Naca sono oblierate dal campo lavico formato dalle colate del Vulcano Mongibello. La lava è generalmente molto alterata, con fenocristalli di plagioclasio di dimensioni 5 mm e femici aciculari (tra cui anfibolo bruno) sino a 10 mm; la pasta di fondo è di colore grigio molto chiaro. Tale corpo è stato interpretato come “cumolo-dome” (KIEFFER, 1977) o come “cupola di ristagno” (CRISTOFOLINI *et alii*, 1977; CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979).

Le colate della formazione Piano Provenzana affiorano estesamente e in rapporti stratigrafici reciproci ben definibili anche lungo la periferia nord-orientale dell'edificio vulcanico nei pressi dell'abitato di Fiumefreddo di Sicilia, dove si sovrappongono ai sedimenti marini quaternari nei pressi della costa. Le principali caratteristiche litologiche e giaciture di ciascuna colata sono riportate nella tabella 5 (in Appendice 2). In quest'area lungo la scarpata di faglia di Piedimonte sono dislocate di circa 55 m tre colate laviche sovrapposte: la colata Diana, Casa Paradiso e un limitato affioramento, alla base della scarpata, di una colata caratterizzata da abbondanti fenocristalli di pirosseno e plagioclasio di dimensioni fino a 5-7 mm. Queste colate hanno una direzione di provenienza da nord-ovest e costituiscono l'unica porzione affiorante delle colate del Vulcano Ellittico che hanno colmato la paleovalle del Fiume Alcantara (BRANCA & FERRARA, 2001).

Nel basso settore orientale tra Puntalazzo e Giarre affiorano, in modo discontinuo e in aree limitate, colate laviche di questa formazione contraddistinte da una certa omogeneità litologica e da un elevato decorticamento delle superfici delle colate. La litologia è caratterizzata da lave porfiche a fenocristalli di plagioclasio e pirosseno in pasta di fondo vetrosa scura. Le colate affiorano direttamente al di sotto dei prodotti del Vulcano Mongibello oppure intercalate nel membro Tagliaborse.

Nella zona di Acireale affiorano colate laviche porfiriche a prevalenti plagioclasio, con giacitura variabile da suborizzontale a debolmente inclinata verso est. Il contatto con la sottostante formazione S. Maria Ammalati (membro Timpa di S. Tecla) è di tipo nettamente erosivo e discordante ed evidenzia una marcata stasi dell'attività vulcanica in quel settore. Le lave sono a loro volta sepolte sia da prodotti piroclastici di caduta appartenenti alle fasi finali del

Vulcano Ellittico (formazione Portella Giumenta), sia dalle colate laviche più recenti appartenenti alla formazione Torre del Filosofo.

membro Tripodo. Il membro è costituito da una sequenza di colate laviche di spessore metrico con discontinue intercalazioni di livelli cineritici di caduta.

Il membro affiora lungo il versante meridionale della Valle del Bove con continuità tra la I Bocca del 1792 e la Valle del Tripodo, e lungo tutto il Piano della Lepre fino alla Strada Provinciale n. 92.

Il membro presenta uno spessore complessivo variabile da 10 a 50 m e si assottiglia lateralmente a est e a ovest chiudendo a *pinch out* nel giro di poche decine di metri.

Il membro Tripodo copre i prodotti del Vulcano Salifizio (Formazione Serra del Salifizio) e Cuvighgiuni (Formazione Canalone della Montagnola). Il limite con le lave della Formazione Serra del Salifizio si presenta nettamente discordante ed evidenziato da un deposito non sempre affiorante di breccie caotiche di smantellamento. Il deposito di breccie ha spessore dai 3 ai 10 m e presenta la sua migliore esposizione lungo il fianco sinistro della Valle del Tripodo. È formato da blocchi di dimensioni da centimetriche a metriche. Il limite a tetto del membro Tripodo è costituito dalla superficie topografica attuale. Soltanto alcuni settori del margine occidentale vengono ricoperti da colate storiche. In un solo affioramento rinvenuto lungo il versante esterno della Valle del Bove, a quota 1890 m circa a sud della Prima Bocca del 1792, è visibile il rapporto tra i prodotti del membro Tripodo e le soprastanti colate della Formazione Pizzi Deneri.

Le colate del membro Tripodo sono state riconosciute come corpo litosomatico (litosoma Tripodo) e unità di rango formazionale (Formazione Piano della Lepre) da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a). Precedentemente erano attribuite al Complesso di Vavalaci (ROMANO & STURIALE, 1975; MCGUIRE, 1982) o al Mongibello (KIEFFER, 1985). L'attuale attribuzione al rango di membro della formazione Piano Provenzana è dettata unicamente dalla scala della presente cartografia e non modifica la posizione stratigrafica e il significato attribuito da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994a).

Il membro è costituito alla base da sottili colate laviche (spessore massimo 50 cm) con dispersione areale assai limitata, molto vescicolate, a pasta di fondo nera e fenocristalli centimetrici di plagioclasio. Seguono colate più potenti (2-3 m), poco vescicolate, con plagioclasio e pirosseno di 2-3 cm. Verso l'alto la dimensione e la quantità dei fenocristalli diminuiscono. Le colate sono alimentate dai dicchi, orientati N-S e dello spessore di 2-3 m, che risalgono la parete meridionale della Valle del Bove circa 300 m a ovest della Valle del Tripodo (fig. 23).

I prodotti del membro Tripodo sono attribuibili all'attività di un conetto di modeste dimensioni (circa 600 m di diametro), probabilmente avventizio del Vulcano Ellittico (GROPPELLI, 1992; CALVARI *et alii*, 1994a). Esso ha ricoperto le colate del Vulcano Salifizio in corrispondenza della parte alta del Vallone del Tripodo. La distribuzione areale così limitata è da mettere in relazione non solo alle ridotte dimensioni del centro, ma anche alla presenza di un settore depresso (Graben del Tripodo) che ha controllato dal punto di vista morfologico la dispersione delle colate.

membro Zoccolaro. Lungo la parete meridionale della Valle del Bove, nei pressi di Monte Zoccolaro è presente una sequenza di colate alternate a scorie che si estende con continuità lungo la parete interna della Valle del Bove da Monte Zoccolaro sino al Vallone S. Giacomo. La stessa sequenza affiora anche in Val Calanna e lungo il fianco esterno della Valle del Bove fino a Monte Monaco e alla periferia di Zafferana Etnea in località Piano dell'Acqua.

Lo spessore è estremamente variabile, da pochi metri sino a oltre 100 m nei pressi di Portella della Giumenta. Le colate appoggiano in paraconcordanza sui prodotti della formazione Acqua della Rocca, talvolta presentando locali di-

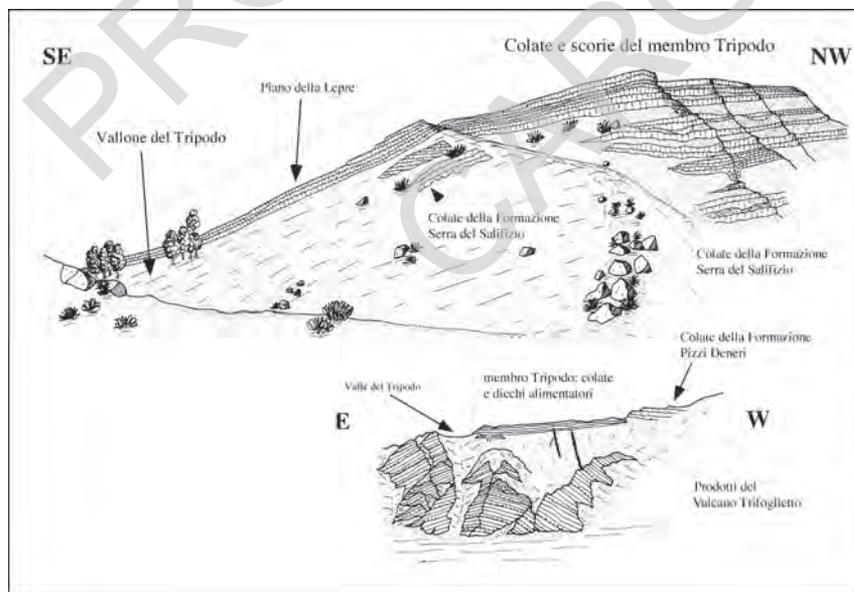


Fig. 23 - Schema della successione stratigrafica del membro Tripodo e dei rapporti stratigrafici con le unità adiacenti affiorante nei pressi del Vallone del Tripodo (vista da nord-est) (modificato da CALVARI *et alii*, 1994a).

scordanze angolari. A tetto in netta discordanza erosionale associata a un sottile deposito di breccie di smantellamento e a discordanza angolare si appoggiano le colate della formazione Torre del Filosofo.

Le colate, scarsamente vescicolate e caratterizzate da fratturazione a blocchi, presentano spessori variabili da 0,5 a 3 m con locali ispessimenti sino a 10 m, e sono intercalate a livelli metrici di scorie. Le colate si presentano poco porfiriche con fenocristalli millimetrici di pirosseno, plagioclasio e abbondante olivina. In alcune colate aumentano le dimensioni (sino a 1 cm) e la quantità di fenocristalli di pirosseno e olivina. La pasta di fondo è di colore grigio scuro.

L'immersione media è verso SE con un'inclinazione di circa 20°, anche se si assiste a forti e locali variazioni dell'immersione da SSO a E.

membro Tagliaborse. Il membro Tagliaborse è costituito da una successione di livelli piroclastici alternati a depositi epiclastici, eolici o alluvionali, affiorante sul basso fianco orientale dell'Etna nella zona compresa tra la località Cutula, a nord di Giarre e i paesi Macchia e Giarre. Il suo nome deriva da una località (Tagliaborse) a nord di Giarre in cui affiora la sequenza completa. I depositi di questo membro sono esposti in molti tagli naturali o in cave e sono spessi generalmente alcuni metri fino a un massimo di oltre 10 m.

La successione vulcanoclastica del membro Tagliaborse poggia alla base sui depositi di flusso piroclastico appartenenti al lito-orizzonte Cava Grande localmente separati una superficie di erosione. Nell'area di affioramento più a nord la base di questo membro non è esposta. Il tetto della successione affiora direttamente sotto i depositi di pomice del membro Osservatorio Etneo (formazione Portella Giumenta) oppure al di sotto dei depositi del membro Cubania (formazione Torre del Filosofo) separati da una superficie di erosione.

La successione è formata da una serie di livelli di ricaduta di tefra (ne sono stati identificati almeno 30) con differenti spessori e composizioni, alternati a depositi epiclastici cineritico-sabbiosi di colore giallastro. Quattro superfici di erosione a carattere locale sono state identificate all'interno di questo membro. Esse dividono la successione in quattro gruppi di livelli di tefra con caratteristiche petrografiche diverse tra di loro. Il gruppo basale comprende depositi di ricaduta formati da lapilli scoriacei e pomicei caratterizzati dall'abbondanza di fenocristalli di plagioclasio e pirosseno con minor anfibolo, che però è sempre presente. Nei prodotti del secondo gruppo, i cristalli di olivina e pirosseno sono molto abbondanti, anche come cristalli sciolti nei depositi, seguiti da scarso anfibolo e plagioclasio. Questi prodotti hanno le composizioni meno evolute (basalti) di tutta la sequenza piroclastica. Il terzo gruppo di tefra presenta come minerale più abbondante il pirosseno, seguito da olivina e anfibolo e scarso

plagioclasio. Infine nel gruppo di tetto i clasti juvenili contengono come fasi dominanti il plagioclasio e il pirosseno. Le composizioni delle scorie variano da basaltica ad hawaïtica mentre le pomice risultano di composizione mugearitica. Complessivamente la successione vulcanoclastica copre un lungo intervallo di tempo compreso tra 80 e 16 ka. La datazione più antica all'interno di questo membro ottenuta con il metodo radiocarbonio riportata in COLTELLI *et alii* (2000) risulta di 44.520 ± 1380 BP.

La sezione-tipo della successione vulcanoclastica del membro Tagliaborse affiora alla periferia di Giarre all'interno di una cava dove la successione vulcanoclastica si trova esposta per uno spessore di 8 m (fig. 5). I depositi di questo membro (unità C in fig. 5) poggiano in paraconcordanza direttamente su quelli del lito-orizzonte Cava Grande e sono coperti dai depositi del membro Cubania.

Gli autori precedenti hanno chiamato questo membro con il nome Tufi o Tefra basali o bassi. Il limite principale di queste ricostruzioni stratigrafiche (ROMANO, 1982; GUEST *et alii*, 1984; CHESTER *et alii*, 1987) è legata al fatto che non sono state eseguite delle caratterizzazioni sistematiche dei livelli di tefra e di conseguenza nessuna correlazione stratigrafica tra di essi. In particolare ROMANO (1982) indica con il nome Tufi o Tefra basali i depositi del membro Tagliaborse comprendenti alla base anche il lito-orizzonte Cava Grande. In GUEST *et alii* (1984) e CHESTER *et alii* (1987) questo membro corrisponde ai Tefra basali suddivisi in tre unità (bassa, media e alta) le quali corrispondono a tre uniche grandi eruzioni freatomagmatiche intervallate da alcuni episodi stromboliani. COLTELLI *et alii* (2000) sulla base delle correlazioni tra i livelli di tefra considerano questo membro, che corrisponde alla loro unità C, costituito da depositi piroclastici di ricaduta prodotti da numerose eruzioni di tipo stromboliano e sub-pliniano tra circa 80 e 16 ka.

L'interpretazione genetica del membro Tagliaborse ricalca quella precedentemente esposta in COLTELLI *et alii* (2000).

1.2.6.1.6. - *formazione Portella Giumenta* (GUM)

Questa formazione è costituita interamente da due membri, il membro Osservatorio Etno e il membro Ragabo, che comprendono prodotti piroclastici e lavici entrambi generati dalle eruzioni finali prodotte dal Vulcano Ellittico. Il primo membro affiora in un ampio areale dalla sommità del vulcano fino alla costa ionica, mentre il secondo membro è confinato nella zona di Piano Provenzana. La relazione tra i due membri è laterale e corrisponde al passaggio che avviene in prossimità del cambio di pendenza sul versante nord-orientale

tra i depositi piroclastici che giacciono sul versante acclive di Pizzi Deneri, appartenenti alla successione piroclastica del membro Osservatorio Etneo, e le colate laviche reomorfiche del membro Ragabo che ricoprono la zona pianeggiante di Piano Provenzana.

membro Osservatorio Etneo. Il membro Osservatorio Etneo è formato da due tipi di depositi piroclastici: la parte basale è costituita da un deposito di lapilli pomicei, la parte superiore è data da un deposito di bombe e brandelli scoriacei di colore variabile da rosso mattone a nero con un grado variabile di saldatura sia in verticale sia lateralmente. Questo membro affiora dall'area sommitale del Monte Etna sino alla costa, e nel foglio Acireale ricopre il versante settentrionale, a partire dall'Osservatorio Etneo (2840 m s.l.m.), da cui prende il nome, fino a circa 2000 m di altitudine. La parte superiore del membro Osservatorio Etneo affiora anche sul Rift di NE all'interno delle bocche del 1809, nel Cratere di Monte Corbara e in piccoli affioramenti lungo il pendio esterno del Rift che degrada verso est. A sud affiora sulla parete della Valle del Bove lungo una fascia compresa tra 2400 e 2700 m di quota tra il Belvedere e il canalone de La Montagnola e in un piccolo affioramento sul Piano del Lago in prossimità de La Montagnola. Lungo la parete della Valle del Bove questa sequenza è doppia, cioè affiorano due livelli di pomici alternati a due bancate di brandelli scoriacei saldati. Sul basso versante orientale dell'Etna, affiora solo la porzione basale, in facies distale, e cioè i depositi di ricaduta di pomici che ricoprono la sequenza piroclastica del membro Tagliaborse della formazione Piano Provenzana. Essi rappresentano la facies distale dei livelli pomicei di ricaduta che nella zona prossimale sono solo due, mentre nella zona distale ne sono stati identificati quattro. Nella parte alta del vulcano i depositi del membro Osservatorio Etneo giacciono in para-concordanza sulle lave della Formazione Pizzi Deneri, mentre sul basso versante orientale in prossimità della costa ionica a nord (zona Giarre) essi ricoprono in concordanza la successione vulcanoclastica del membro Tagliaborse, mentre a sud (zona Acireale) coprono parzialmente le colate laviche della formazione Piano Provenzana.

Gli affioramenti nella zona sommitale dei depositi basali di ricaduta di pomici sono limitati a causa della spessa copertura di scorie saldate, inoltre quando si ritrovano, gli spessori sono ridotti a causa dell'erosione meccanica prodotta dalla generale rimobilizzazione dei depositi di bombe e lapilli scoriacei sovrastanti. I massimi spessori sono di pochi decimetri, anche se a Punta Lucia lungo la parete della caldera dell'Ellittico, fuori dal foglio Acireale, sono stati misurati spessori di alcuni metri. Nell'area sommitale dell'Etna compresa nel foglio Acireale il deposito pomiceo si presenta mal classato costituito da lapilli pomicei spesso alterati in superficie e di colore giallo in genere subarrotondati

a causa del limitato trasporto post-deposizionale, e cenere piuttosto abbondante. Il deposito di scorie che costituisce la parte superiore del membro si presenta in diverse facies da zona a zona in quanto si è formato per ricaduta di brandelli scoriacei che poi sono parzialmente rifluti. Partendo dalla base il deposito è costituito da scorie di colore nero che passano gradualmente a rosso, mentre al tetto il grado di saldatura aumenta fino a formare dei banchi massivi molto simili a colate laviche reomorfiche in cui è difficile ritrovare la forma originaria dei singoli brandelli scoriacei. Lo spessore di questi banchi raggiunge i 10 m. Le scorie raggiungono notevoli dimensioni fino a pluridecimetriche, sono microvescicolate talvolta presentano bandature grigio-nerose vetrose. Esse contengono cristalli di plagioclasio, pirosseno, anfibolo e olivina con un grado di porfiricità molto variabile. Le parti vetrose sono afiriche, mentre le parti scoriacee sono da sub-afiriche a porfiriche.

I depositi pomicei di ricaduta appartenenti al membro Osservatorio Etno corrispondono all'unità D nella ricostruzione tefrostratigrafica di COLTELLI *et alii* (2000). Dal punto di vista stratigrafico questi depositi sono molto importanti in quanto affiorano ampiamente sul basso versante orientale dell'Etna e rappresentando un importante marker stratigrafico che discrimina la successione del Vulcano Mongibello da quella del Vulcano Ellittico. I depositi distali di questo membro sono molto simili tra di loro e sono separati da sottili paleosuoli, per la descrizione dei singoli livelli cfr. il capitolo 3 "Tefrostratigrafia" e la figura 6 che mostra le correlazioni tra i quattro livelli riconosciuti. La loro distribuzione e il loro spessore indicano una formazione da ricaduta da una colonna eruttiva di magnitudo pliniana. Le età di questi depositi risultano di molto vicine tra loro in un intervallo compreso tra 15,5 e 15 ka (cfr. capitolo 3).

Data la notevole variabilità dei depositi piroclastici che formano questo membro, da sottili livelli di lapilli pomicei a spessi banchi di brandelli di scorie saldate, esso non ha nessuna sezione stratigrafica che li comprenda tutti e quindi non è possibile definire una sezione-tipo.

Nella storia dell'Etna questi depositi sono stati sempre interpretati dai vari autori che li hanno studiati (KIEFFER, 1985; ROMANO, 1982; GUEST *et alii*, 1984; CHESTER *et alii*, 1987, COLTELLI *et alii*, 2000) come appartenenti alle eruzioni finali del Vulcano Ellittico, però il grado di dettaglio con cui sono stati descritti e interpretati è molto variabile e le conclusioni sono spesso in disaccordo. COLTELLI *et alii* (2000) sulla base delle correlazioni stratigrafiche tra le sezioni in zone prossimali e distali forniscono un quadro più organico delle caratteristiche delle quattro eruzioni che hanno generato questi depositi. Esse presentano sempre due fasi la prima caratterizzata dalla formazione di una colonna eruttiva pliniana che ha prodotto la ricaduta di pomici formando i depositi basali del membro, seguita

dalla messa in posto di depositi scoriacei grossolani prodotti da fontane di lava che chiudono ogni eruzione. Questa interpretazione viene qui adottata.

membro Ragabo. A sud di Monte Nero delle Concazze, i depositi del membro Osservatorio Etneo costituiti da bombe e brandelli scoriacei parzialmente rifluiti e con un grado variabile di saldatura, provenienti sia dal versante acclive di Pizzi Deneri sia dalla zona più elevata del Rift di NE sfumano lateralmente e verticalmente a colate laviche subafiriche spesso bandate di colore grigio-chiaro e bruno-rossiccio con caratteristici fenocristalli di anfibolo (oltre a plagioclasio e pirosseno), che ricoprono un ampio settore del pianoro di Piano Provenzana, defluendo per 5 km verso est fino a Piano Pernicana. I flussi lavici mantellano il pianoro ricoprendo sia le paleovalli sia i dossi con spessori quasi confrontabili. Questi prodotti ricoprono in discordanza o para-concordanza lave generalmente porfiriche, appartenenti alle unità più recenti della successione del Vulcano Ellittico (Formazione Pizzi Deneri e/o formazione Piano Provenzana). Lo spessore massimo è di circa 10 m.

L'interpretazione genetica è che le colate laviche di questo membro siano di tipo reomorfico, generate dal riflusso dei materiali piroclastici rapidamente depositati sui versanti acclivi durante la fase a fontane di lava delle eruzioni finali del Vulcano Ellittico. I materiali piroclastici ancora caldi rifluivano nelle paleovalli dei versanti di Pizzi Deneri e del Rift di NE, infatti in queste aree i depositi del membro Osservatorio Etneo sono assenti nelle zone più basse mentre sono ancora presenti sulle creste, fino a raggiungere la parte subpianeggiante di Piano Provenzana dove si concentravano e compattavano a formare vere e proprie colate laviche.

1.2.7. - *Sintema Il Piano*

Il Sintema Il Piano rappresenta circa l'85% del Foglio Acireale. È stato definito per la prima volta da CALVARI *et alii* (1994a) e da COLTELLI *et alii* (1994).

Il Sintema Il Piano si appoggia su tutte le unità sintemiche del Foglio Acireale. A tetto è ricoperto dalla superficie topografica attuale.

Limite a letto: La discontinuità è visibile 1) a Piano delle Concazze, 2) lungo la parete occidentale della Valle del Bove, 3) lungo la parete meridionale della Valle del Bove, a Monte Zoccolaro.

1. A Piano delle Concazze il limite è rappresentato da una netta discordanza angolare fra le colate del Sintema Il Piano, a giacitura orizzontale, e la parete

interna della caldera dell'Ellittico costituita dalle colate della Formazione Pizzi Deneri, caratterizzate da un'immersione di 30° verso NE.

2. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove, fra la località Belvedere e la Montagnola, il limite è rappresentato da una paraconcordanza fra le colate del Sintema Il Piano, a giacitura sub-orizzontale, e il deposito piroclastico legato al collasso calderico dell'Ellittico (membro Osservatorio Etneo, formazione Portella Giumenta).
3. A Monte Zoccolaro le colate del Sintema Il Piano poggiano in netta discordanza angolare su di una superficie di erosione, marcata da un sottile deposito di breccie di smantellamento, presente al tetto delle colate della formazione Piano Provenzana.

Esternamente alla Valle del Bove il limite a letto del Sintema è generalmente rappresentato da una superficie di paraconcordanza, in questo caso il riconoscimento del limite è marcato dal deposito piroclastico distale relativo al collasso calderico dell'Ellittico (membro Osservatorio Etneo, formazione Portella Giumenta). Localmente, in particolare lungo il basso versante nord-orientale, il limite è invece rappresentato da una superficie di erosione presente al tetto delle colate della formazione Piano Provenzana, marcata dalla presenza di paleoincisioni colmate dalle colate del Sintema Il Piano.

Limite a tetto: superficie topografica attuale

1.2.7.1. - Vulcano Mongibello

Il Vulcano Mongibello è formato dai prodotti eruttati negli ultimi 15 ka (formazione Torre del Filosofo) che coprono in maniera uniforme circa l'85% della superficie dell'edificio vulcanico, costituendo l'assetto morfologico attuale del Monte Etna, mantellando la morfologia preesistente nella zona sommitale e obliterando quasi completamente i precedenti rilievi nelle aree distali. L'attività eruttiva sommitale del Vulcano Mongibello ha colmato la caldera dell'Ellittico, mantellandone in quest'area i fianchi (FAVALLI *et alii*, 1999). Il fianco orientale è caratterizzato dalla presenza della depressione della Valle del Bove legata a più eventi di collasso gravitativo avvenuti circa 10 ka (CALVARI *et alii*, 1998). La zona sommitale di questo vulcano è troncata dalla caldera de Il Piano (Cratere Il Piano, WALTERSHAUSEN, 1880), che è stata generata durante l'eruzione Pliniana del 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998). L'attività eruttiva storica degli ultimi 2 ka ha colmato del tutto questa caldera, formando il cono sommitale. L'orlo

meridionale della caldera del Piano era localizzato a una quota di circa 2900 m s.l.m., in corrispondenza del rifugio Torre del Filosofo, da cui si sviluppa un'area caratterizzata da una morfologia sub-pianeggiante delimitata verso nord dal fianco del cono sommitale. L'attività eruttiva laterale del Vulcano Mongibello ha generato lo sviluppo di numerosi apparati eruttivi monogenici, rappresentati sia da coni che da bastioni di scorie, ampiamente distribuiti lungo i fianchi dell'edificio vulcanico (FAVALLI *et alii*, 1999).

1.2.7.1.1. -*formazione Torre del Filosofo (UTF)*

La formazione è costituita in prevalenza da colate laviche, che coprono circa l'85% dell'area del foglio, e secondariamente da depositi piroclastici di caduta sia prossimali che distali costituenti il cono sommitale e gli apparati avventizi, ampiamente distribuiti lungo i fianchi del vulcano, che coprono in discordanza angolare i prodotti dei sistemi più antichi. Questa formazione è stata cartografata a partire dalle unità di rango colata, utilizzando i loro caratteri litologici e la loro posizione stratigrafica relativa. Per alcune colate la posizione stratigrafica è stata definita in maniera assoluta attraverso le cronache storiche, la datazione con il metodo C-14 dei suoli sottostanti oppure i rapporti stratigrafici diretti con alcuni livelli piroclastici marker del membro Cubania. Per visualizzare l'evoluzione spazio-temporale delle oltre 100 colate rilevate, queste sono state raggruppate in 5 intervalli temporali i cui limiti corrispondono alle più significative eruzioni prodotte dal Vulcano Mongibello. Il primo intervallo copre il periodo successivo alle eruzioni pliniane finali del Vulcano Ellittico fino all'eruzione sub-pliniana picritica avvenuta 3,9 ka che marca un notevole incremento nel tasso eruttivo (cfr. il capitolo "Tefrostratigrafia"). Il secondo intervallo copre il periodo dalla eruzione di 3,9 ka fino all'eruzione pliniana del 122 a.C., la più violenta eruzione prodotta dal Vulcano Mongibello. Il terzo intervallo copre il periodo tra l'eruzione del 122 a.C. e l'ultima eruzione prima di quella del 1669, la più grande eruzione effusiva avvenuta in epoca storica. Il quarto intervallo copre il periodo che va dall'eruzione del 1669 sino all'ultima eruzione prima di quella del 1971. Il quinto e ultimo periodo copre l'intervallo dal 1971 al presente che corrisponde all'ultima fase di intensa attività eruttiva del Vulcano Mongibello. La descrizione sintetica delle singole colate viene riportata nelle tabelle 6, 7, 8, 9 e 10 (in Appendice 2) che corrispondono agli intervalli sopra definiti.

Le colate laviche sono rappresentate in prevalenza da campi lavici composti caratterizzati principalmente da una morfologia scoriacea di tipo "aa" e/o più

complessa sia di tipo “aa” che “toothpaste”. Raramente la morfologia dei campi lavici è di tipo “pahoehoe” o “a blocchi”. Generalmente le colate laviche che hanno un’età maggiore di 1,5-2 ka sono coperte in maniera quasi uniforme da suolo e/o depositi epiclastici. Le fessure eruttive delle colate sono costituite da singoli coni di scorie, formati da un’alternanza di livelli di bombe e lapilli, o dalla coalescenza di diversi coni di scorie, oppure da bastioni di brandelli scoriacei saldati. La composizione delle lave è variabile da basalto a benmoreite. Esse sono caratterizzate da tessiture variabili da africche a fortemente porfiriche, con abbondanti fenocristalli di plagioclasio di dimensioni centimetriche. Complessivamente il litotipo più frequente presenta una tessitura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e rapporti molto variabili. Tali colate laviche e i relativi apparati eruttivi sono stati attribuiti nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) sia ai prodotti del Mongibello Recente che a quelli del “Centro Eruttivo del Leone”. La formazione comprende, inoltre, tre membri costituiti da corpi con caratteristiche litologiche omogenee che sono stati denominati membro Cubania, membro Milo e membro Chiancone. Questi tre membri sono in parte coevi e solo localmente presentano relazioni stratigrafiche dirette. L’età della formazione varia da 15 ka fino all’attuale.

membro Cubania. Il membro Cubania è costituito da una successione di livelli piroclastici di ricaduta alternati a depositi epiclastici siltitico-sabbiosi di colore giallastro che diventano più scuri nella parte alta della successione. Questo membro, che prende il nome dalla Pineta della Cubania, affiora in diverse aree sul versante settentrionale e orientale dell’Etna ed è costituito dai depositi piroclastici che sono stati prodotti, a partire da 12 ka nel periodo tardo glaciale e olocenico, da eruzioni esplosive attribuibili principalmente ai crateri sommitali del vulcano. La successione si chiude con alcuni livelli piroclastici prodotti da eruzioni avvenute in epoca storica fino all’anno 1000 circa. Intercalati ai depositi di ricaduta distale si trovano occasionalmente depositi prossimali prodotti dall’attività stromboliana di coni e fessure eruttive localizzati soprattutto nei settori nord-orientale e sud-orientale.

La successione è potente fino a 10 m ed è composta, nelle sezioni più complete, per due terzi dello spessore dai depositi vulcanoclastici depositatisi negli ultimi 4000 anni. Nella ricostruzione tefrostratigrafica di COLTELLI *et alii* (2000) il membro Cubania corrisponde all’unità E, che comprende tutti i depositi piroclastici post-15 ka, cioè che ricoprono i depositi pliniani distali di ricaduta di pomice del membro Osservatorio Etneo della formazione Portella Giumenta. I depositi di ricaduta del membro Cubania sono formati in genere da

lapilli scoriacei o ceneri grossolane con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e rapporti molto variabili. Nella sequenza sono presenti anche livelli cineritici di caduta più o meno induriti. All'interno del membro Cubania sono presenti alcuni depositi che rappresentano dei livelli guida (marker stratigrafici) per la stratigrafia dell'Etna. Essi sono stati denominati da COLTELLI *et alii* (2000) M1, TV, FS, FL, FG e FF a partire dal più antico che è datato a circa 12 ka; si rimanda al capitolo 3 "Tefrostratigrafia" per la descrizione dei singoli livelli. Questi depositi sono stati prodotti da eruzioni di vario tipo e la cui magnitudo varia da vulcaniana a sub-pliniana fino a pliniana per l'eruzione del 122 a.C. (COLTELLI *et alii*, 1998) che ha prodotto il livello FG.

La successione si presenta ben stratificata in alternanze piano-parallele di depositi piroclastici primari di colore nero o rossastro, ed epiclastici di colore giallo-bruno, di deposizione prevalentemente eolica e secondariamente fluviale. Alcuni livelli epiclastici risultano fortemente pedogenizzati e ricchi di materiale carbonioso, in particolare quelli formati negli ultimi 5000 anni. Gli spessori sono molto variabili da un massimo di 10 m a meno di 1 m. Le superfici di contatto basali poggiano principalmente su colate laviche e secondariamente su depositi epiclastici più vecchi di 15 ka, molto rare sono le sezioni in cui affiorano alla base i prodotti pomicei del membro Osservatorio Etneo. Le superfici di tetto sono rappresentate quasi sempre dalla superficie topografica e secondariamente da colate laviche che hanno ricoperto la successione vulcanoclastica.

Tra i numerosi depositi della successione vulcanoclastica del membro Cubania solo due sono stati cartografati separatamente come lito-orizzonti (Sicani e 122 a.C.) perché affiorano direttamente sulla superficie topografica senza essere coperti dai depositi successivi che sono stati erosi, essi sono i livelli guida FL e FG. I depositi del marker FL sono stati prodotti da una potente eruzione freatomagmatica avvenuta 3200 anni fa (cfr. capitolo 3 "Tefro-stratigrafia") e affiorano principalmente come depositi di caduta ricchi di elementi litici oppure come flussi piroclastici cineritici sul versante settentrionale tra Pizzi Deneri, il Rift di NE e Piana Provenzana oltre la quota di 2000 m. I depositi del marker FG sono stati prodotti da un'eruzione pliniana avvenuta nel 122 a.C. e affiorano principalmente come depositi di caduta di lapilli scoriacei scuri e subordinatamente tufi giallastri sul versante meridionale nell'area di Piano del Lago oltre la quota di 2500 m.

I depositi appartenenti al membro Cubania, nella storia dell'Etna, sono stati variamente interpretati da diversi autori che li hanno studiati (KIEFFER 1985; ROMANO, 1982; GUEST *et alii*, 1984; CHESTER *et alii*, 1987, COLTELLI *et alii*, 2000). ROMANO (1982) li chiama "Tufi e Lahar Superiori", comprendendo alla base

l'Ignimbite di Biancavilla datata 15,5 ka, e li descrive come una successione di livelli scoriacei intercalati a livelli di cenere giallastra, con un'età compresa tra 8,7 e 2,4 ka, coperti dal lahar di Milo. GUEST *et alii* (1984) e CHESTER *et alii* (1987) considerano i tefra superiori (da 5-6 ka fino al presente) composti di due unità: quella basale prodotta da un'unica eruzione freatomagmatica e quella superiore costituita da una successione di livelli di lapilli prodotti dall'attività stromboliana dei conetti avventizi intercalati da livelli cineritici giallastri. KIEFFER (1985) rigetta la distinzione tra tefra inferiori e superiori e considera che i depositi cineritici giallastri e i livelli di scorie intercalati rappresentano un'unica sequenza più recente dell'Ignimbrite di Biancavilla. Infine COLTELLI *et alii* (2000), sulla base di numerose datazioni radiometriche e delle correlazioni tra i livelli di tefra descritti in oltre 150 sezioni stratigrafiche, ritengono che questo membro, che corrisponde alla loro unità E, sia costituito da depositi piroclastici, intercalati da livelli epiclastici giallastri, eruttati durante varie eruzioni esplosive di diversa magnitudo e stile eruttivo negli ultimi 12 ka.

La sezione-tipo della successione vulcanoclastica del membro Cubania si trova esposta per uno spessore di oltre 10 m lungo le pareti di un canalone in località Casa del Fanciullo nella Pineta della Cubania (fig. 8), dove poggia sulla colata lavica di Contrada Serracozzo (i1 cs), della formazione Torre del Filosofo, e sopra un sottile deposito clastico di natura fluviale. Qui la successione è formata da oltre 30 livelli piroclastici di ricaduta di granulometria variabile da piccole bombe alla cenere fine (la taglia media è quella dei lapilli) intercalati da livelli epiclastici principalmente di deposizione eolica e secondariamente fluviale.

L'interpretazione genetica del membro Cubania ricalca quella precedentemente esposta di COLTELLI *et alii* (2000).

membro Milo. Il membro Milo è un deposito vulcanoclastico costituito alla base da blocchi lavici di dimensioni metriche immersi in una matrice costituita da lava fratturata e alterata e a tetto da un livello conglomeratico a supporto sia clastico che di matrice.

Il membro, che ha un'estensione areale di circa 6 km² allo sbocco della Valle del Bove con un'ampiezza massima di 2,5 km, affiora tra il paese di Milo a nord e Petrulli, Monacella e Dagala a sud.

I depositi relativi a questo membro si appoggiano sulle colate della formazione Moscarello, come visibile nella parte alta della scarpata che costituisce la timpa omonima. A tetto sono presenti colate (la più antica è la colata Villaggio Musco - i1 vm) e piroclastiti (membro Cubania) appartenenti al Vulcano Mongibello. Le colate si sono messe in posto in profondi valloni, indicando una

fase erosiva che ha interessato il membro Milo prima della deposizione delle colate soprastanti.

Il membro Milo è stato considerato come un deposito di *lahar* costituito da materiale proveniente dallo smantellamento degli edifici del Trifoglietto (CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979; GUEST *et alii*, 1984) e correlato con i “Tufi e Lahar superiori” (8-3000 anni fa) da ROMANO (1982) o con i “Lower Tephra” (circa 26.000 anni fa) da GUEST *et alii* (1984).

Il membro Milo dello spessore massimo di circa 30 m è stato suddiviso in due sequenze ben visibili a Villa Nicolosi (circa 1 km a sud di Milo): la sequenza inferiore, non stratificata e priva di gradazione, dello spessore massimo di circa 20 m, è costituita da breccia omogenea con clasti immersi in un’abbondante matrice scarsamente consolidata formata da frammenti di lava alterata della medesima composizione dei blocchi, da cristalli sciolti di pirosseno e da caolino; i blocchi di lava mugearitica raggiungono la lunghezza massima di oltre 1 m e presentano nella parte alta della sequenza fratture pervasive tipo *jigsaw*. La sequenza superiore, dello spessore massimo di 10 m in località Monacella di Sotto, è costituita da diversi flussi che ricoprono una morfologia irregolare (tipo *hummocky*) e che sono formati da blocchi eterometrici (da centimetrici a decimetrici) ed eterolitologici immersi in un’abbondante matrice sabbiosa di colore da marrone a grigio.

Un campione proveniente da un paleosuolo posto all’interno della sequenza superiore ha fornito un’età di 8350 ± 160 anni fa (C-14, CALVARI *et alii*, 1998).

CALVARI *et alii* (1998) e CALVARI & TANNER (1999) hanno interpretato la sequenza inferiore di questo membro come un deposito di *avalanche* prodotto dal collasso laterale del Vulcano Ellittico, che si sarebbe verificato circa 10.000 anni fa. La parte superiore del deposito è costituita da livelli di *debris* legati alle fasi finali del collasso con aumento dell’acqua o alla rielaborazione fluviale del deposito di *avalanche*. Il collasso laterale del Vulcano Ellittico sarebbe anche responsabile dell’apertura della Valle del Bove.

membro Chiancone. Il membro Chiancone è un deposito vulcanoclastico grossolanamente stratificato, litologicamente eterogeneo, costituito da ciottoli e blocchi vulcanici generalmente molto arrotondati di dimensioni da centimetriche a metriche con scarsa matrice.

Questo membro affiora lungo il versante orientale del Monte Etna in un’area di oltre 40 km², compresa tra Giarre-Riposto a nord, Pozzillo a sud, e Dagala a ovest. La forma, in pianta, è a conoide, caratterizzata da pendenze di 3-4° verso est.

In affioramento presenta spessori massimi di 30 m lungo la falesia tra Torre Archirafi e Praiola, ma lo spessore complessivo non è direttamente misurabile poiché la base non è esposta. Si possono comunque ipotizzare spessori superiori alle centinaia di metri in base alle indagini geoelettriche e magnetiche tra S. Leonardello e Macchia (oltre 400 m) (CASSINIS *et alii*, 1970; MARTELLI & MOUTON, 1971; DEL NEGRO & NAPOLI, 2002) e ai dati ricavabili dalle stratigrafie dei pozzi per acqua (massimo 170 m e una quota pari circa al livello del mare) (FERRARA, 1975).

La base del Chiancone non è affiorante, mentre a tetto il membro risulta coperto dalle colate del Vulcano Mongibello; le colate più antiche risalgono all'intervallo 15 ka – 3,9 ka.

Il deposito si presenta estremamente eterogeneo, con frequenti variazioni di facies sia orizzontali che verticali. In un solo affioramento, ubicato nel letto del Torrente Fago, è possibile osservare una colata (colata Torrente Fago - i1 fg) intercalata nella sequenza vulcanoclastica del Chiancone. Nella parte affiorante sono state riconosciute da CALVARI & GROPELLI (1996) cinque litofacies, di cui solo la prima, posta alla base del deposito, presenta una continuità laterale di 6 km tra Pozzillo e Praiola. Considerando la scala della carta e la cartografabilità del deposito, si preferisce in questa sede distinguere due facies, la prima corrisponde alla litofacies 1 di CALVARI & GROPELLI (1996), la seconda alle litofacies da 2 a 5.

Facies 1: questa facies è costituita da un deposito grossolano, con blocchi sino a 1 m, presente solo in discontinui affioramenti lungo la costa, di colore bruno scuro, con spessore massimo osservabile di 4 m, poiché la base non è esposta. Il deposito è costituito da almeno quattro unità di flusso (*debris flow*) con caratteristiche simili e con spessori decrescenti verso l'alto. È a supporto di matrice, fortemente rinsaldato, con gradazione normale o inversa-normale, con i clasti di maggiori dimensioni concentrati nella parte inferiore o mediana di ciascun flusso; i clasti sono eterolitologici, da angolari a subarrotondati, da pochi centimetri fino a 1 m di dimensioni, costituiti esclusivamente da lava non vescicolata. Sono presenti fratture coniugate probabilmente dovute al carico post-deposizionale. La superficie superiore è orizzontale, localmente ondulata quando erosa.

Facies 2: questa facies è caratterizzata da notevoli variazioni laterali e verticali, poiché è costituita da livelli di spessore da pochi centimetri sino a 10 m, di larghezza da 1 a 100 m in direzione perpendicolare al flusso; il deposito, di colore dal bruno chiaro al rosso scuro, si presenta prevalentemente a supporto clastico, talora a supporto di matrice, poco cementato, con blocchi di lava eterolitologici, da arrotondati ad angolari, di dimensioni da pochi centimetri

sino a 5 m, con matrice da siltosa a sabbiosa. Spesso il deposito risulta ben selezionato, gradato, con tessitura embricata, tranne nei livelli più caotici legati a trasporto con più alta energia. Talora è riconoscibile la presenza di paleocanali fluviali. Si tratta di depositi fluviali, di energia estremamente variabile, da piena fluviale e *debris flow* a bassa energia, come i meandri.

Sono state eseguite due datazioni C-14, una da KIEFFER (1979) che fornisce un'età di 5460 ± 130 anni fa e l'altra da CALVARI & GROPELLI (1996) che fornisce un'età di 7590 ± 130 anni fa per un campione ubicato appena sopra il livello basale (Facies 1).

CALVARI & GROPELLI (1996) suddividono quindi il Chiancone in due porzioni principali, non cartografabili alla scala 1:50.000: la porzione inferiore, costituita solo dalla facies 1, un deposito arealmente molto esteso, è interpretabile come *debris flow*; la porzione superiore, formata dalla facies 2, rappresenta l'elaborazione e deposizione fluviale con diversa energia di materiale precedentemente formatosi. Lavori successivi (CALVARI *et alii*, 1998; CALVARI & TANNER, 1999) hanno ricollegato questo membro al deposito di *avalanche* prodotto dal collasso laterale del Vulcano Ellittico, che si è verificato circa 10.000 anni fa. Questo evento è anche responsabile dell'apertura della Valle del Bove.

1.2.8. - *Depositi sedimentari continentali e transizionali recenti e attuali*

Depositi alluvionali recenti: si tratta di depositi alluvionali costituiti dall'alternanza di livelli sabbiosi, a struttura generalmente laminata, e livelli ghiaiosi di natura vulcanica, sedimentaria e cristallina che caratterizzano le piane alluvionali e le alluvioni costiere che si sviluppano da Riposto a Marina di Cottone. Lungo la costa, in località Marina di Cottone, è inoltre presente un cordone dunare fossile formato da sabbie. Gran parte delle piane alluvionali presenti nella porzione meridionale del Foglio sono connesse a processi di sbarramento lavico. In corrispondenza dello sbocco del Vallone S. Giacomo e del Vallone Cava Secca formano conoidi alluvionali. Generalmente questi depositi alluvionali sono ricoperti da coltri limose intensamente pedogenizzate.

Depositi alluvionali attuali: costituiscono il materiale dell'alveo attuale in continua elaborazione da parte del corso d'acqua. Trattasi di ciottoli e blocchi arrotondati, eterometrici ed eterogenei, di natura prevalentemente sedimentaria, affioranti lungo l'alveo del Torrente Minissale, mentre nei restanti corsi d'acqua i clasti sono di natura esclusivamente lavica. I ciottoli e i blocchi sono immersi in una matrice sabbiosa fine e/o limosa.

Depositi di spiaggia: depositi ghiaiosi a ciottoli isometrici, prevalentemente vulcanici nella porzione centro-meridionale del Foglio e prevalentemente sedimentari in quella settentrionale.

Detrito di versante: si tratta di depositi detritici costituiti da materiali eterometrici, spigolosi, localmente a grossi blocchi, accumulati essenzialmente per gravità alla base delle pareti e lungo i fianchi esterni della Valle del Bove e lungo le principali scarpate di faglia. Il detrito è costituito esclusivamente da clasti vulcanici immersi in una matrice sabbiosa.

1.3. - SINTESI DEI DATI STRATIGRAFICI

La successione vulcanica del versante orientale del Monte Etna, ricadente nel Foglio 625 Acireale, è suddivisa in ventidue unità litostratigrafiche che sono state raggruppate in sei unità sintemiche in funzione delle superfici di discontinuità riconosciute, permettendo così di evidenziare le principali fasi dell'evoluzione dell'attività eruttiva in questo settore del vulcano negli ultimi 225 ka (BRANCA *et alii*, 2004).

Il Sintema Timpe è costituito da una successione di colate laviche, immergenti da SO a NO, affiorante lungo le scarpate di faglia della Timpa di Acicatena, di Acireale, di S. Tecla, alla base della Timpa di Moscarello e da limitati lembi di colate laviche affioranti lungo il basso versante nord-orientale. La base del sintema è data da prodotti ad affinità tholeiitico transizionale, con età radiometrica di 225 ka, poggianti sul substrato sedimentario (formazione Timpa di Don Masi) che passano a una potente successione di prodotti delle serie alcalino-sodica (formazione La Timpa). Complessivamente il Sintema Timpe raggruppa una sequenza lavica prodotta da apparati eruttivi monogenici localizzati lungo il sistema strutturale orientato NNO-SSE, denominato delle Timpe, che rappresenta la terminazione settentrionale nella regione etnea della Scarpata Ibleo-Maltese (LO GIUDICE *et alii*, 1982).

Il Sintema Acireale comprende sei unità litostratigrafiche la cui posizione geografica, unitamente alla limitata estensione, non permette di conoscere la loro reciproca posizione stratigrafica. La discontinuità basale di questo sintema è data sia da una superficie di erosione, marcata dalla presenza di un deposito detrico-alluvionale (formazione S. Maria Ammalati), che da una forte discordanza angolare fra una potente successione lavica (formazione Moscarello) generata da apparati monogenici localizzati nelle aree centrali del vulcano (Valle del Bove) e i prodotti del Sintema Timpe, provenienti invece da un'area localizzata lungo la costa Ionica. Nel Sintema Acireale sono state definite tre unità litosomatiche

che comprendono i prodotti appartenenti a tre centri poligenici: il Vulcano Tarderìa, il Vulcano Rocche e il Vulcano Trifoglietto. Il Vulcano Tarderìa costituisce un esteso elemento morfologico posto a sud dell'area della Valle del Bove; il Vulcano Rocche è dato da un modesto centro eruttivo localizzato a sud della parete settentrionale della Valle del Bove; il Vulcano Trifoglietto rappresenta l'edificio vulcanico di dimensioni maggiori riconosciuto nell'area della Valle del Bove, il cui centro di emissione era localizzato nel settore sud-occidentale della valle. Il Sintema Acireale comprende inoltre i prodotti appartenenti a un'unità litostratigrafica (formazione Calanna), affiorante in Val Calanna, di origine e significato incerti. Complessivamente, il Sintema Acireale raggruppa tutti i prodotti che marcano un importante spostamento dell'attività eruttiva localizzata dapprima lungo il fascio strutturale delle Timpe verso le aree centrali dell'edificio etneo, comprendendo sia i prodotti appartenenti a una fase eruttiva di tipo monogenico che quelli riferibili alle più antiche fasi di attività eruttiva di tipo centrale.

Il Sintema Zappini raggruppa le vulcaniti appartenenti a due unità litosomatiche localizzate lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove: il Vulcano Giannicola e il Vulcano Salifizio. I prodotti di questi due vulcani, che non presentano rapporti stratigrafici diretti, poggiano in forte discordanza angolare su di una superficie di erosione impostata al tetto del Vulcano Trifoglietto. In particolare, il Vulcano Giannicola rappresenta un piccolo centro eruttivo cresciuto sul fianco settentrionale del Vulcano Trifoglietto, mentre il Vulcano Salifizio costituisce un centro di dimensioni maggiori sviluppatosi invece sul fianco orientale del Vulcano Trifoglietto.

Il Sintema Girolamo comprende una successione vulcanica affiorante lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove sia interna che esterna, costituendo un'unità litosomatica: il Vulcano Cuvigghiuni. I prodotti di questo vulcano poggiano in discordanza angolare su di una superficie di erosione impostata al tetto dei vulcani Trifoglietto, Giannicola e Salifizio. Il Vulcano Cuvigghiuni è costituito da un centro eruttivo, caratterizzato da tre principali punti di emissione, localizzato sul fianco occidentale del Vulcano Trifoglietto.

Il Sintema Concazze raggruppa una potente e complessa successione vulcanica suddivisa in sei unità litostratigrafiche che nell'insieme costituiscono un'unità litosomatica: il Vulcano Ellittico. La discontinuità di base di questo sintema è data da una discordanza angolare associata a una superficie di erosione con i prodotti dei sistemi Acireale, Zappini e Girolamo nell'area della Valle del Bove. Il Vulcano Ellittico costituisce il centro eruttivo di dimensioni maggiori riconosciuto nell'area etnea. Si tratta di uno stratovulcano il cui centro di emis-

sione è localizzato a circa 4 km a nord-ovest rispetto al Vulcano Trifoglietto, la cui evoluzione è stata interrotta da un collasso calderico avvenuto circa 15 ka fa. La successione vulcanica completa del Sintema Concazze è esposta con continuità lungo la parete nord della Valle del Bove. I prodotti di questa fase marcano la stabilizzazione del sistema di risalita dei magmi etnei con la conseguente formazione dello strato-vulcano Ellittico che costituisce la struttura principale dell'edificio vulcanico.

Il Sintema Il Piano raggruppa i prodotti vulcanici eruttati negli ultimi 15 ka costituiti da una complessa successione lavica in cui sono intercalati sia depositi piroclastici che vulcanoclastici. I prodotti di quest'attività, che hanno colmato la caldera dell'Ellittico distribuendosi uniformemente verso le aree esterne, costituiscono un'unità litosomatica: il Vulcano Mongibello. L'attività eruttiva del Vulcano Mongibello ha in gran parte mantellato i rilievi preesistenti definendo l'assetto morfologico attuale dell'edificio etneo. La discontinuità basale di questo sintema è data da una netta discordanza angolare con le vulcaniti del Sintema Concazze nell'area della Valle del Bove; esternamente invece è rappresentata da una superficie di paraconcordanza con il deposito piroclastico distale associato al collasso calderico del Vulcano Ellittico (formazione Portella Giumenta). Complessivamente la successione vulcanica del Sintema Il Piano copre circa l'85% della superficie del Monte Etna rappresentando la fase evolutiva più recente dell'attività eruttiva dello stratovulcano Ellittico.

2. - PETROGRAFIA E GEOCHIMICA DEI CORPI VULCANICI

R. CORSARO, M. POMPILIO

2.1. - SCELTA E LOCALIZZAZIONE DEI CAMPIONI

Durante i rilievi geologici è stata realizzata la campionatura sistematica delle unità delimitate stratigraficamente e riportate nella carta geologica. Allo scopo di caratterizzare petrograficamente e geochemicamente le vulcaniti del Foglio Acireale, sono stati selezionati quei campioni che rappresentano l'intera variabilità mineralogica e composizionale dei prodotti analizzati; si distribuiscono omogeneamente su tutto il Foglio stesso.

Ovviamente si è privilegiata la raccolta di campioni provenienti dalle porzioni più massive degli affioramenti, che generalmente corrispondono alle parti più interne di una colata.

2.2. - METODOLOGIE DI INDAGINE

Lo studio dei caratteri petrografici è stato effettuato su sezioni sottili di roccia utilizzando un microscopio a luce bianca polarizzata. Sono stati descritti i due componenti più frequenti in una roccia vulcanica: i *fenocristalli* immersi nella *pasta di fondo*. I primi sono i minerali di genesi intratellurica, mentre la seconda è costituita da vetro e da cristalli di dimensioni più ridotte (detti *microfenocristalli* e *microliti*) cristallizzati durante le ultime fasi della risalita e durante la messa in posto.

Dei fenocristalli è stata determinata la natura e stimata l'abbondanza percentuale e l'abbondanza totale (I.P.). L'osservazione della pasta di fondo è stata finalizzata a determinare la paragenesi (ossia l'associazione dei minerali costituenti) e la tessitura (ossia le relazioni reciproche esistenti tra i minerali costituenti). Sono stati anche studiati gli eventuali minerali secondari formati per processi di alterazione che hanno interessato la roccia dopo la sua formazione ed è stata stimato il contenuto delle vescicole dovute alla liberazione degli elementi volatili disciolti nel magma.

Per lo studio del chimismo delle lave, la misura della concentrazione degli elementi maggiori in ciascun campione è stata effettuata utilizzando differenti metodologie:

- SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_{tot} , MnO , CaO , 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 & LEONI, 1972);
- FeO è stato misurato con il metodo volumetrico di titolazione con KMnO_4 ;
- MgO e Na_2O sono stati misurati tramite spettrofotometria di assorbimento (AAS);
- L.O.I., ossia il contenuto di volatili alla calcinazione, è stato misurato tramite determinazione della perdita in peso, dopo riscaldamento in muffola a 1000°C e correzione per effetto dell'ossidazione del ferro bivalente.

Sulla base delle analisi ottenute è stata calcolata la norma C.I.P.W. utilizzando il rapporto $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ suggerito da MIDDLEMOST (1989) e la roccia è stata classificata tramite diagramma Total-Alkali Silica (TAS) (fig. 24) e secondo le procedure consigliate dall'IUGS - Subcommission on the Systematics of Igneous rocks (LEMAITRE, 1989).

2.3. - CARATTERI GENERALI DELLE ROCCE ETNEE

Le quasi totalità delle rocce vulcaniche affioranti nel Foglio Acireale appartengono, sulla base dei diagrammi di classificazione suggeriti dalla IUGS-Subcommission on the Systematics of Igneous rocks (LEMAITRE, 1989), a una serie magmatica alcalino-sodica e comprendono termini che vanno dai basalti alcalini alle trachiti. Fanno eccezione le rocce della formazione Timpa di Don Masi e alcuni campioni della formazione La Timpa che pur avendo caratteri petrografici simili alle altre vulcaniti dell'Etna devono essere classificate sulla base della composizione chimica come rocce ad affinità subalcalina (basalti tholeiitici). Esiste inoltre un numero limitato di campioni che, pur avendo caratteristiche petrografiche comparabili con quelle delle rocce alcalino-sodiche, si dispongono nei diagrammi di classificazione sulla linee di discriminazione o leggermente al di fuori dei campi appropriati: per essi è stata utilizzata la nomenclatura della serie alcalino-sodica in accordo ai suggerimenti di INNOCENTI *et alii* (1999).

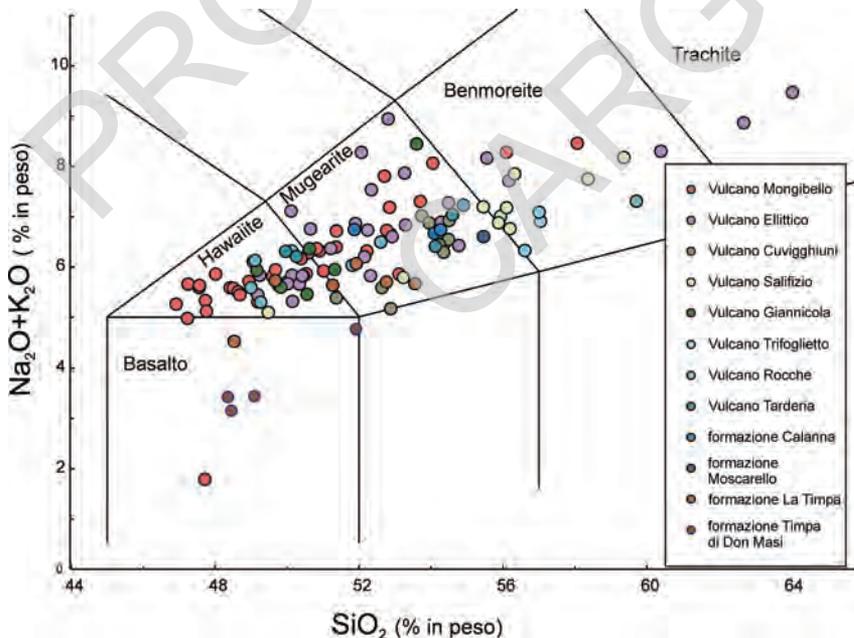


Fig. 24 - Diagramma TAS delle vulcaniti affioranti nel Foglio Acireale in funzione dell'unità litosomatica di appartenenza.

Qui di seguito vengono riportate le principali caratteristiche petrografiche dei diversi termini della serie magmatica etnea.

Basalti (alcalini o tholeiitici): sono rocce afriche o poco porfiriche con fenocristalli (in ordine di abbondanza) di clinopirosseno diopsidico (talora ricco in cromo), plagioclasio, e olivina a volta con inclusi di cromite (fig. 25a). Le stesse fasi, più gli ossidi opachi (titanomagnetite), formano paste di fondo a tessitura variabile da intersertale a ialopilitica talora criptocristallina. Sono rocce generalmente Hy o Ne-normative.

Hawaii: sono rocce da poco a fortemente porfiriche (I.P. >40%) la cui paragenesi dei fenocristalli è dominata dal plagioclasio (fig. 25a). Il pirosseno e l'olivina sono subordinati. L'anfibolo bruno (generalmente kaersutite) è raro e presente come porzioni corrose di fenocristalli o come inclusioni in cristalli di olivina. La pasta di fondo, generalmente a tessitura variabile da intergranulare a ialopilitica è formata dalle stesse fasi presenti come fenocristalli più la titanomagnetite. Sono rocce sottosature in silice con Ne-normativa <7%.

Mugeariti: sono rocce con un indice di porfiricità che può raggiungere valori elevati (>40%). La specie minerale sempre presente e più abbondante (fino al 25%) è il plagioclasio (fig. 25a). Esso può raggiungere dimensioni centimetriche, dando luogo a quelle rocce localmente conosciute come "cicirara" (fig. 25a). Il pirosseno e l'olivina non sono sempre presenti tra i fenocristalli e raggiungono abbondanze limitate (<10%). L'anfibolo bruno è abbastanza frequente e raggiunge abbondanze modali intorno al 5%. L'apatite e la titanomagnetite, presenti come microfenocristalli, completano la paragenesi. Nella pasta di fondo, con tessitura variabile da intersertale a pilotassitica, il plagioclasio e la titanomagnetite sono sempre presenti, spesso insieme al pirosseno e all'olivina. Le mugeariti dell'Etna sono rocce generalmente sottosature (ne-normativa<10) o sature in silice.

Benmoreiti: Sono rocce con indice di porfiricità variabile dal 5 al 40% (fig. 25b). La fase minerale più abbondante e sempre presente è, come per le mugeariti, il plagioclasio. Olivina e clinopirosseno non sono sempre presenti tra i fenocristalli. L'anfibolo bruno e microfenocristalli di apatite si rinvencono in buona parte dei campioni con questa composizione (fig. 25b). Il plagioclasio e la titanomagnetite, talvolta con l'olivina e il pirosseno formano la maggior parte della pasta di fondo che ha tessiture variabili da intergranulare a ialopilitica. Le benmoreiti etnee sono rocce sature o più frequentemente sovrassature in silice (qz-normativo < 10%)

Trachiti: sono rocce afiriche o debolmente porfiriche (I.P.<10) con paragenesi dei fenocristalli costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina e titanomagnetite (fig. 25b). Frequentemente questi minerali formano glomerofiri. Talora sono presenti in quantità modestissime anche anfibolo bruno e apatite. La pasta di fondo, intersertale o pilotassica è formata per la quasi totalità da plagioclasio con quantità limitate di olivina e clinopirosseno. Sono generalmente qz-normative (qz<10%).

2.4. - DESCRIZIONE DELLE UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

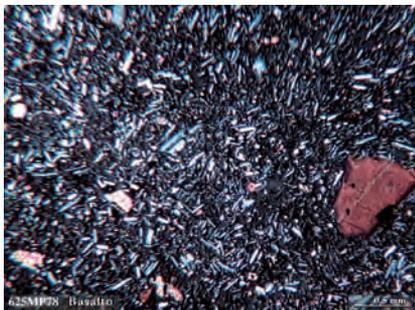
Qui di seguito vengono riportate le caratteristiche petrografiche e composizionali delle rocce vulcaniche che compongono le diverse unità litostratigrafiche affioranti nel Foglio Acireale.

2.4.1. - formazione *Timpa di Don Masi*

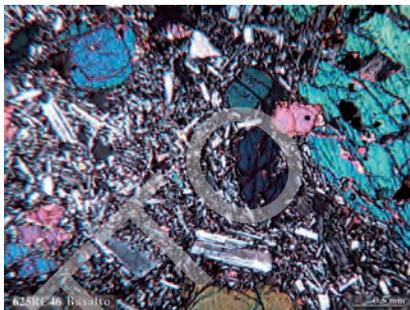
Le rocce hanno la composizione di basalti ad affinità tholeiitica, olivin-hyperstene (ol-hy) normativi.

Hanno tessitura porfirica, con valori dell'I.P. variabili da 15 a 25% vol. La maggior parte dei fenocristalli è costituita da plagioclasio idiomorfo, di dimensioni generalmente inferiore al millimetro di lunghezza che, nel caso in cui superi questa misura, si presenta invece con anse di corrosione al bordo e con frequenti *sieve textures*. Il clinopirosseno e l'olivina hanno dimensioni variabili da submillimetriche a millimetriche, nella maggior parte dei casi sono idiomorfi, più raramente presentano indizi di corrosione. Si osservano anche poco abbondante titanomagnetite. La pasta di fondo è costituita da plagioclasio, pirosseno, olivina e titanomagnetite e presenta tessitura intersertale o intergranulare. La maggior parte delle rocce contiene numerosi xenocristalli di dimensioni comprese tra 5 e 10 mm costituiti da clinopirosseno (spesso con anse di corrosione, in genere con evidenti zonature composizionali e frequenti inclusi di ossidi opachi) e olivina (anedrale e con presenza di *kink band*). Sono presenti anche noduli di dimensioni centimetriche. Sulla base della paragenesi e delle caratteristiche tessiturali possono essere distinti due gruppi:

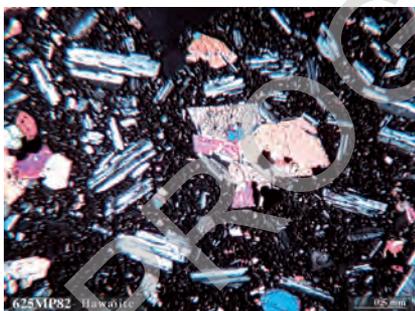
- 1) Noduli femici (con dimensioni fino a 15 cm) composti da cristalli a grana medio-fine e tessitura ortocumulitica. Il plagioclasio è la fase di *cumulus*, mentre le olivine e il clinopirosseno sono le fasi *intercumulus*. Meno fre-



formazione Torre del Filosofo, eruzione del 1763- Basalto alcalino a basso indice di porfiricità a fenocristalli di clinopirosseno e olivina



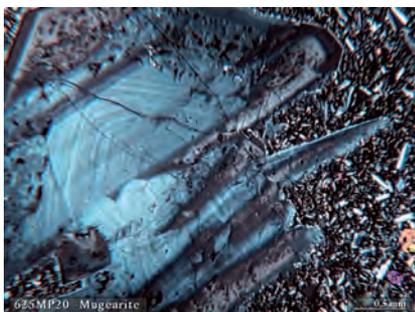
formazione Timpa di Don Masi, basalto tholeiitico a fenocristalli di olivina e plagioclaso e xenocristalli di clinopirosseno (in alto a destra)



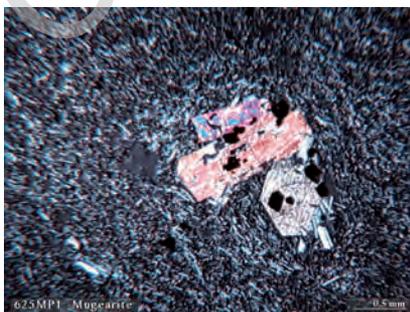
formazione Torre del Filosofo, eruzione del 1991-93- Hawaiite porfirica a fenocristalli di plagioclaso, clinopirosseno e olivina



formazione Contrada Passo Cannelli, hawaiite porfirica a fenocristalli di plagioclaso, clinopirosseno e olivina

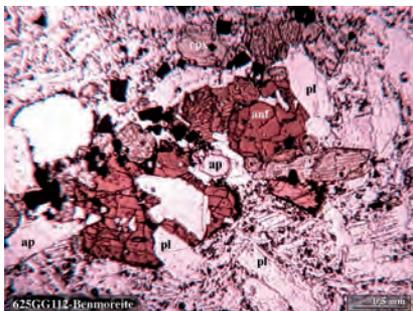


Formazione Pizzi Deneri, mugearite porfirica a grandi fenocristalli di plagioclaso ("cicirara")



formazione Torre del Filosofo, mugearite a basso indice di porfiricità e glomeroporforo di clinopirosseno e Ti-magnetite

Fig. 25a - Sezioni sottili rappresentanti i principali prodotti etnei affioranti nel Foglio Acireale.



formazione Piano Provenzana, benmoreite porfirica con glomeroporfiri di anfibolo bruno e apatite (nicol //)



Formazione Serra delle Concazze, benmoreite a basso indice di porfiricità. Si osservano (porzione destra) fenocristalli di plagioclasio e (porzione centrale bassa) glomeroporfiri di anfibolo bruno (con bordi di corrosione) e Ti-magnetite



formazione Portella Giumenta, trachite a basso indice di porfiricità a fenocristalli di plagioclasio e individui di anfibolo (porzione centrale) con bordi di corrosione



formazione Portella Giumenta, trachite a basso indice di porfiricità con fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseni

Fig. 25b - Sezioni sottili rappresentanti i principali prodotti etnei affioranti nel Foglio Acireale.

quentemente l'anfibolo, quasi totalmente alterato e trasformato in minerali secondari, forma oicocristalli mentre plagioclasio, olivina e clinopirosseno sono le fasi di cumulo.

- 2) Noduli ultrafemici, di dimensioni (~4-6 cm) generalmente minori rispetto ai precedenti, sono formati da cristalli di olivina e diopside alluminifero, a grana medio-fine e tessitura adcumulitica. Questi cristalli hanno talora contatti poligonali e sono le fasi di *cumulus*, mentre il plagioclasio, poco abbondante, è la fase di *intercumulus*.

2.4.2. - *formazione La Timpa*

Le rocce hanno una composizione variabile da basalti ad affinità tholeiitica-transizionale a basalti e hawaiiiti ad affinità Na-alcaina e quindi variano da ol-hy normative a debolmente sottosature ($ne < 6\%$).

Le rocce hanno una tessitura porfirica con prevalenti fenocristalli di plagioclasio di dimensioni variabili tra 0,5 e 2 mm, generalmente euedrali e più raramente riassorbiti. I fenocristalli di clinopirosseno e olivina hanno generalmente dimensioni inferiori al millimetro anche se sono frequenti cristalli di dimensioni maggiori spesso riassorbiti al bordo. Tra i fenocristalli di quasi tutte le rocce è anche presente la titanomagnetite; si osservano relitti di anfibolo bruno con orlo di reazione.

La pasta di fondo, che in alcuni casi presenta delle tracce di alterazione che interessano i minerali femici, è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli e ha per lo più tessitura intersertale e secondariamente ialopilitica o criptocristallina.

2.4.3. - *formazione Moscarello*

Le rocce hanno composizione mugearitica e sono ol-hy normative. Hanno tessitura porfirica con un contenuto in fenocristalli variabile dal 20 al 40%. Il plagioclasio è la fase più abbondante (~30%), raggiunge dimensioni millimetriche ed è generalmente euedrale. I fenocristalli di clinopirosseno (abbondanza ~ 5%) hanno dimensioni generalmente inferiori al millimetro e sono idiomorfi. In queste rocce si osservano anche fenocristalli di ossidi opachi, mentre sono presenti come microfenocristalli anche olivina e apatite.

La pasta di fondo ha tessitura intergranulare ed è costituita da plagioclasii, clinopirosseni, ossidi, olivina e apatite. L'alterazione è bassa ed è limitata alla pasta di fondo dove si osservano talora idrossidi.

2.4.4. - *formazione Calanna*

Le rocce hanno una composizione variabile da basalti a mugeariti, sono essenzialmente ol-hy normativi, ma sono presenti anche rocce leggermente sovrassature ($qz \sim 1\%$) e leggermente sottosature in silice ($ne \sim 3\%$).

Le rocce hanno tessitura porfirica, con valori dell'I.P. estremamente variabili da circa 10 sino a 35%. Il plagioclasio, che è il fenocristallo più abbondante, ha dimensioni generalmente submillimetriche ed è idiomorfo; il clinopirosseno, anch'esso di dimensioni submillimetriche e idiomorfo, è talvolta alterato. L'olivina ha dimensioni medie di 0,5 mm e frequentemente mostra delle evidenze di alterazione iddingsitica o si presenta sostituita da calcite. Si osservano anche rari fenocristalli di titanomagnetite, microliti di apatite e rari cristalli millimetrici di anfibolo dal bordo arrotondato, ma generalmente privi di orlo di reazione. Sono frequenti gli aggregati costituiti da clinopirosseno e titanomagnetite che hanno dimensioni millimetriche.

La pasta di fondo, che in alcuni casi è fortemente alterata, è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli e ha frequentemente tessitura intersertale, più raramente ialopilitica o pilotassitica.

2.4.5. - *formazione Contrada Passo Cannelli*

Le rocce hanno una composizione variabile da hawaiiiti a mugariti, sono essenzialmente ol-hy-normative e solo alcune presentano un debole grado di sottosaturazione in silice.

Le rocce hanno una tessitura porfirica con valori dell'I.P. generalmente elevati e compresi tra 20 e 35%. Il plagioclasio è il fenocristallo più abbondante, ha per lo più dimensioni millimetriche e più raramente inferiori a 0,5 mm, è idiomorfo e raramente presenta *sieve textures*. Il clinopirosseno è generalmente idiomorfo, ha dimensioni che non superano il millimetro e generalmente include microliti di titanomagnetite. L'olivina ha dimensioni submillimetriche, forma subarrotondata e spesso è interessata da alterazione di tipo iddingsitico. Si osservano anche titanomagnetite. In alcune rocce sono presenti microliti di apatite e anfibolo bruno che in alcuni casi è molto abbondante e mostra un vistoso orlo di reazione.

Sono comuni i glomerofiri generalmente di dimensioni millimetriche, costituiti da clinopirosseno e titanomagnetite; più rari sono gli aggregati formati da olivina, clinopirosseno e ossidi di dimensioni complessive inferiori al millimetro.

La pasta di fondo è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli che hanno per lo più una tessitura intersertale, più raramente pilotassitica o criptocristallina.

2.4.6. - *formazione delle Rocche*

Le rocce hanno una composizione variabile da hawaiiiti a benmoreiti, sono prevalentemente ol-hy normative, ma sono presenti anche termini qz-normativi (~7%) e ne-normativi (5%).

Le rocce hanno una tessitura variabile da afirica (con rari fenocristalli di plagioclasio circondati da una pasta di fondo pilotassitica) a porfirica con valori dell'I.P. variabili da 10 a 35%. Il plagioclasio, di dimensioni variabili da 0,5 a 2 mm, è il minerale più frequente ed è generalmente idiomorfo; segue in ordine di abbondanza il clinopirosseno, di dimensioni millimetriche e presente anche in individui di grandi dimensioni vistosamente zonati; l'olivina è subarrotondata e ha dimensioni di 0,5 mm e talvolta mostra evidenti inizi di alterazione; si osservano anche ossidi opachi. In alcuni campioni sono presenti anche relitti di anfibolo completamente sostituiti da prodotti di reazione (pirosseni, rhonite, plagioclasio e titanomagnetite). Sono anche frequenti glomerofiri costituiti da clinopirosseno e titanomagnetite che raggiungono complessivamente dimensioni millimetriche.

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

2.4.7. - *formazione Piano del Trifoglietto*

Le rocce hanno composizione prevalentemente benmoreitica e sono tutte qz-normative (qz<5%).

Le rocce hanno tessitura porfirica, con valori dell'I.P. variabili da 10 a 30%. I fenocristalli sono costituiti da plagioclasio e clinopirosseno millimetrici e generalmente idiomorfi, olivina submillimetrica e subarrotondata spesso interessata da alterazione di tipo iddingsitico, e titanomagnetite. Sono anche presenti relitti di anfibolo spesso totalmente sostituito da minerali di reazione con il liquido (pirosseno, rhonite, titanomagnetite, plagioclasio) e sporadici microfenocristalli di apatite.

La pasta di fondo ha struttura intersertale (con plagioclasio, clinopirosseno, olivina e ossidi opachi) e più raramente si presenta criptocristallina.

2.4.8. - *Formazione Serra Giannicola Grande*

Le rocce hanno una composizione prevalentemente hawaiiitica e secondariamente mugearitica e per la quasi totalità ne-normative (<5%).

Hanno tessitura sia afirica (con rarissimi fenocristalli di plagioclasio circondati da una pasta di fondo pilotassitica), che fortemente porfirica (I.P. medio=35%). In quest'ultimo caso il plagioclasio è il fenocristallo più abbondante, ha generalmente dimensioni millimetriche, presenta spesso *sieve textures*; il clinopirosseno raggiunge anche dimensioni di 5 mm e in questo caso è frequentemente anedrale con zonature composizionali; l'olivina è di forma subarrotondata e ha dimensioni submillimetriche; tra i fenocristalli si osserva anche titanomagnetite la cui abbondanza è comunque subordinata a quella degli altri minerali.

Nella pasta di fondo sono presenti plagioclasio, clinopirosseno, olivina e titanomagnetite a tessitura intersertale. Le rocce che costituiscono il *neck*, contengono oltre alla suddetta paragenesi anche cristalli di anfibolo e di apatite. L'anfibolo è ampiamente in disequilibrio e appare per la quasi totalità sostituito da un fitto feltro di minerali di reazione con il liquido (pirosseno, rhonite, titanomagnetite, plagioclasio).

2.4.9. - *Formazione Valle degli Zappini*

Le rocce hanno composizione mugearitico-benmoreitica e variano da ol-hy normative a qz-normative (qz<3%).

Le rocce hanno struttura porfirica con valori dell'I.P. compresi tra 15 e 30%. I fenocristalli sono costituiti da (in ordine d'abbondanza): plagioclasio idiomorfo e dimensioni per lo più submillimetriche, clinopirosseno di dimensioni millimetriche, olivina di dimensioni generalmente di 0,5 mm con inizi di alterazione di tipo iddingsitico nei cristalli più piccoli, titanomagnetite e sporadici microfenocristalli di apatite solo in alcuni campioni.

In alcuni campioni si osservano glomerofiri di dimensioni millimetriche costituiti esclusivamente da cristalli di plagioclasio.

La pasta di fondo che è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli, ha tessitura intergranulare o intersertale.

2.4.10. - *Formazione Serra del Salifizio*

La quasi totalità delle rocce ha composizione benmoreitica e solo alcuni campioni si pongono al limite con il campo delle mugeariti. Sono per la maggior parte ol-hy normative e secondariamente qz-normative (qz<7%).

Le rocce hanno tessitura porfirica con valori dell'I.P. medi piuttosto elevati (30%). Tra i fenocristalli, il plagioclasio, di dimensioni millimetriche e generalmente idiomorfo, è il più abbondante. Subordinati in abbondanza sono il clinopirosseno, l'olivina, di dimensioni submillimetriche e spesso interessata da alterazione di tipo iddingsitico e la titanomagnetite che talvolta sono più abbondanti della stessa olivina. In alcuni campioni si osservano anche relitti di anfibolo bruno. Sono frequenti glomerofiri di dimensioni complessive medie di 2 mm e forma arrotondata, costituiti essenzialmente da clinopirosseno, magnetite e microliti di apatite.

La pasta di fondo che è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli, ha tessitura intersertale.

2.4.11. - *formazione Acqua della Rocca*

Le rocce hanno per lo più composizione benmoreitica e sono per la maggior parte qz-normative (qz<5%)

Hanno una tessitura variabile da afirica a porfirica con valori dell'I.P. che si mantengono inferiori a 20%. Il plagioclasio che è il fenocristallo prevalente, è generalmente idiomorfo e ha dimensioni comprese tra 0,5 e 1,5 mm. Il clinopirosseno ha dimensioni variabili da millimetriche a submillimetriche, è idiomorfo e frequentemente include microliti di titanomagnetite. L'olivina è subarrotondata, ha dimensioni inferiori al millimetro e presenta frequenti tracce di alterazione iddingsitica lungo le fratture. Si osservano anche titanomagnetite, e in alcune rocce anfibolo arrotondato, ma privo di orlo di reazione, e microliti di apatite. Sono frequenti aggregati millimetrici di clinopirosseno e titanomagnetite e subordinati glomerofiri di plagioclasio di grandi dimensioni.

La pasta di fondo è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli e ha tessitura di tipo intersertale o più raramente criptocristallina.

2.4.12. - *formazione Serra Cuvigghiuni*

Le rocce hanno una composizione mugearitica ol-hy normativa.

Hanno tessitura porfirica con valori di I.P. variabili da 20 a 30%. I fenocristalli sono costituiti, in ordine di abbondanza, da: plagioclasio e clinopirosseno millimetrici e idiomorfi, olivina di forma subarrotondata e spesso interessata da alterazione di tipo iddingsitico al bordo o lungo le fratture, titanomagnetite e anfibolo; quest'ultimo ha generalmente dimensioni millimetriche, si presenta vistosamente riassorbito al bordo e sostituito al centro da prodotti reazione (titanomagnetite, plagioclasio, pirosseno, rhonite). Sono frequenti glomerofiri di dimensioni complessive millimetriche, costituiti da clinopirosseno e magnetite.

La pasta di fondo è costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina e titanomagnetite e ha tessitura intersertale.

2.4.13. - *Formazione Canalone della Montagnola*

Le rocce hanno una composizione omogenea che ricade nel campo delle mugeariti e sono generalmente ol-hy normative.

Hanno tessitura porfirica, con valori dell'I.P. mediamente elevati=30%. I fenocristalli sono costituiti prevalentemente da plagioclasio di dimensioni comprese tra 0,5 e 2 mm e forma generalmente idiomorfa; i cristalli più grossi di clinopirosseno (3-4 mm) si presentano vistosamente zonati; l'olivina subarrotondata è spesso interessata da alterazione di tipo iddingsitico; sono presenti titanomagnetite e relitti di anfibolo bruno di forma arrotondata a causa dei bordi corrosi.

Sono frequenti glomerofiri formati da clinopirosseno e magnetite di dimensioni complessive di 2 mm e glomerofiri di microliti di plagioclasio, le cui dimensioni complessive sono millimetriche.

Nella pasta di fondo a tessitura intersertale si osservano gli stessi minerali presenti in fenocristalli; le tessiture criptocristallina e pilotassitica sono altretanto frequenti.

2.4.14. - *formazione Volta del Girolamo*

Le rocce hanno una composizione hawaiiitico ol-hy normativa. Le rocce hanno una tessitura porfirica con valori dell'I.P. intorno al 30%. I fenocristalli

sono costituiti in eguale abbondanza da plagioclasio (di dimensioni millimetriche e idiomorfo) e pirosseno le cui dimensioni raggiungono anche 5-6 mm; sono anche presenti fenocristalli di titanomagnetite e subordinata olivina di dimensioni submillimetriche e forma arrotondata; si osservano rari microliti di apatite. In alcune rocce i cristalli di clinopirosseno e titanomagnetite formano dei glomerofiri di dimensioni millimetriche.

La pasta di fondo, a prevalente tessitura intersertale, è costituita da plagioclasio, clinopirosseno, olivina e titanomagnetite.

2.4.15. - *Formazione Monte Scorone*

Le rocce hanno una composizione mugearitica; sono per la maggior parte ne-normative ($ne < 10$) e subordinatamente sature in silice. Le rocce hanno tutte tessitura porfirica, con valori dell'I.P. estremamente variabili da circa 15% a più frequenti valori intorno a 25% sino ad arrivare a un contenuto di cristalli del 50%. Il plagioclasio è il fenocristallo più abbondante e ha dimensioni millimetriche, generalmente idiomorfo e solo in alcuni casi mostra *sieve textures*. Il clinopirosseno è idiomorfo, ha dimensioni millimetriche e, solo nel caso degli individui di dimensioni maggiori, ha evidenti zonature composizionali e include plagioclasio. Sono meno abbondanti l'olivina, subarrotondata e generalmente fresca e la titanomagnetite. I rari cristalli di anfibolo hanno il bordo riassorbito. In alcune rocce sono frequenti grossi glomerofiri (dimensioni > 5 mm) di forma arrotondata, formati da clinopirosseno e titanomagnetite.

La pasta di fondo nelle maggior parte delle rocce campionate ha tessitura intersertale ed è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli; nelle rocce con valore dell'indice di porfiricità più basso sono frequenti le tessiture pilotassitiche con isorientazione dei microliti di plagioclasio.

2.4.16. - *Formazione Serra delle Concazze*

Le rocce hanno una composizione variabile da hawaiiiti a benmoreiti, con un massimo di frequenza nel campo delle mugeariti e sono sature o sottosature in silice ($ne < 8\%$). Le rocce hanno una tessitura variabile da africa a porfirica con valori dell'indice di porfiricità compresi nell'intervallo 10-20%, che in alcuni casi raggiungono anche valori molto elevati (35-45%). Il plagioclasio ha dimensioni millimetriche e raramente presenta *sieve textures*; è generalmente

più abbondante del clinopirosseno anche se in alcune rocce sono presenti in uguale percentuale. Il clinopirosseno è idiomorfo, millimetrico e nel caso di cristalli di grosse dimensioni (5 mm) presenta evidenti zonature composizionali e include minerali (soprattutto ossidi e subordinati plagioclasio e olivina). Tra i fenocristalli sono anche presenti l'olivina (di forma subarrotondata e dimensioni submillimetriche) e la titanomagnetite. In alcune rocce sono presenti glomerofiri di dimensioni variabili tra 2 e 4 mm costituiti prevalentemente da cristalli di clinopirosseno e titanomagnetite.

La pasta di fondo è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli con tessitura intersertale.

2.4.17. - *Formazione Pizzi Deneri*

Le rocce hanno una composizione variabile da hawaiiite a mugearite, più frequente, sono per la quasi totalità ne-normative ($ne < 6\%$). Le rocce sono porfiriche, con valori dell'I.P. variabili da 10 a 25% e talvolta estremamente elevati (45%).

I fenocristalli sono rappresentati da plagioclasio e clinopirosseno di dimensioni sub-centimetriche ("lave cicirara") e forma generalmente euedrale, olivina subarrotondata di dimensioni inferiori al millimetro e titanomagnetite.

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

2.4.18. - *formazione Piano Provenzana*

Le rocce che hanno composizione variabile da hawaiiiti a benmoreiti e sono nel complesso sottosature in silice ($ne < 6\%$). Le rocce hanno tessitura porfirica, con un valore di I.P. variabile da 15 a 30%. I fenocristalli sono costituiti da: plagioclasio che in alcuni campioni raggiunge lunghezze di circa 5 mm, è generalmente idiomorfo e talvolta presenta *sieve textures*; clinopirosseno di dimensioni millimetriche e idiomorfo; olivina subarrotondata, di dimensioni submillimetriche, che è localmente interessata da alterazione di tipo iddingsitico; titanomagnetite.

La pasta di fondo, quando è di tipo intersertale o intergranulare, è formata dagli stessi minerali presenti in fenocristalli; più raramente è criptocristallina o ialopilitica.

2.4.19. - formazione Portella Giumenta

Le rocce hanno una composizione variabile da benmoreiti a trachiti e presentano un'ampia variabilità nella saturazione in silice (da qz~ 8% a ne~3%). I termini qz-normativi sono i più frequenti.

Le rocce hanno tessitura porfirica, con valori bassi dell'I.P., che si mantiene inferiore al 5%.

I pochi fenocristalli presenti sono costituiti da plagioclasio (di dimensioni variabili da millimetriche a submillimetriche, generalmente idiomorfo), da più raro clinopirosseno (talvolta con il bordo riassorbito), olivina (talvolta con inizio d'alterazione iddingsitica o riassorbita al bordo) e titanomagnetite, generalmente di dimensioni submillimetriche. In un campione si osservano anche rari microliti di apatite e anfibolo. Sono anche presenti glomerofiri di forma arrotondata e dimensioni millimetriche formati da plagioclasio, clinopirosseno, olivina e titanomagnetite.

Alcune rocce sono fortemente vacuolari (vescicole= 40-50% vol) e hanno una pasta di fondo a tessitura ialopilitica, generalmente di colore rossastro; altre mostrano una tessitura intersertale con gli stessi minerali presenti in fenocristalli.

2.4.20. - formazione Torre del Filosofo

Le rocce hanno una composizione variabile da basalti a benmoreiti e presentano un grado di saturazione in silice variabile. I termini ne-normativi (ne<11%) sono i più abbondanti, ma sono anche diffusi i prodotti saturi o debolmente saturi (qz<1%).

Le rocce hanno una tessitura variabile da afirica (più rara) a porfirica con valori dell'I.P. variabile da 10 a 25%. Tra i fenocristalli il plagioclasio è il più abbondante, ha dimensioni millimetriche, si presenta generalmente idiomorfo e in alcuni casi mostra *sieve textures*; il clinopirosseno ha dimensioni millimetriche e, nel caso degli individui di maggiori dimensioni (3-4 mm), mostra delle evidenti zonature composizionali; l'olivina ha forma subarrotondata, ha dimensioni inferiori al millimetro e talvolta mostra inizi di alterazione iddingsitica o ha il bordo riassorbito; si osserva anche titanomagnetite. In alcune rocce abbondano i glomerofiri costituiti per lo più da clinopirosseno e titanomagnetite e subordinato plagioclasio. Sono anche frequenti i glomerofiri di dimensioni millimetriche costituiti da cristalli di plagioclasio.

La pasta di fondo che è costituita dagli stessi minerali presenti in fenocristalli, ha per lo più tessitura intersertale e secondariamente intergranulare e pilotassitica.

3. - GEOLOGIA STRUTTURALE

M. NERI

Nel presente paragrafo si tratteranno i diversi aspetti riguardanti gli elementi strutturali affioranti nel Foglio Acireale. Tali elementi sono legati sia alle tettonica regionale della Sicilia orientale (cfr. cap. 6 “Geodinamica e assetto strutturale”) che all’evoluzione vulcano-tettonica dell’edificio etneo. Nell’ambito di questi ultimi elementi vengono descritti le faglie connesse alla dinamica del vulcano, i principali sistemi di intrusione (fessure eruttive e dicchi) e il più importante collasso calderico che ha interessato il Vulcano Ellittico.

3.1. - FAGLIE

Le strutture fragili del Foglio Acireale vengono di seguito descritte in forma analitica in funzione della loro posizione geografica a prescindere dalla loro genesi e suddivise in due settori, uno sud-orientale e uno nord-orientale.

3.1.1. - *Le faglie del settore sud-orientale etneo*

Il basso fianco sud-orientale dell’Etna è interessato da deformazioni tettoniche attive testimoniate da imponenti scarpate di faglia, alcune delle quali superano i 200 metri di altezza, associate a frequente attività sismica (GRESTA & PATANÈ, 1987; GRESTA *et alii*, 1990).

Le faglie appartenenti al sistema strutturale delle Timpe (LANZAFAME *et alii*, 1996) segnano la zona prospiciente la costa del Mare Ionio per una lunghezza di oltre 7 km (fig. 26), formando sia alte scarpate subverticali (Timpa di Acireale, di Acicatena, di Moscarello), sia strutture dal rigetto più modesto perché interessano terreni più giovani come il Chiancone (5-7 ka) (CALVARI & GROPELLI, 1996; CALVARI *et alii*, 1998); tutte le strutture danno luogo a una frequente e intensa attività sismica, spesso caratterizzata da parametri epicentrali superficiali (AZZARO, 1999).

Le più imponenti scarpate di faglia di questo settore si sono formate attraverso una storia deformativa che include una significativa componente trascorrente destra (LO GIUDICE & RASA, 1986; LANZAFAME *et alii*, 1996), evidenziata dall'orientazione delle strie che segnano i piani di faglia affioranti. Queste faglie sono generalmente interpretate come la prosecuzione "on shore" del sistema regionale di faglie crostali della *Scarpata di Malta* (CRISTOFOLINI *et alii*, 1979; LENTINI, 1982; LANZAFAME & BOUSQUET, 1997).

In quest'area le unità litostratigrafiche affioranti offrono condizioni ideali per cadenzare l'attività delle faglie che le dislocano. Queste unità includono lave storiche, oltre al deposito detritico-alluvionale del Chiancone, la cui porzione basale affiorante è datata a 7590 ± 130 (CALVARI & GROPELLI, 1996). Alcune delle faglie appartenenti a questo sistema dislocano anche manufatti e reti viarie; non tutte risultano sismogenetiche, potendosi in alcuni casi riscontrare meccanismi di dislocazione asismici forse legati a fenomeni di locale subsidenza e tipo *creep* (RASA *et alii*, 1996).

La faglia di S. Tecla è quella caratterizzata dal rigetto maggiore (oltre 200 metri di componente verticale) tra quelle appartenenti al Sistema delle Timpe (CORSARO *et alii*, 2002). Il piano di faglia ($80^\circ/70^\circ$) emerge dal Mar Ionio nella zona compresa tra Capo Mulini e Acireale, spingendosi nell'entroterra in corrispondenza dell'abitato di S. Maria La Scala e producendo una costa alta e lineare. Raggiunge una lunghezza di oltre 7 km, anche se è conosciuta la sua prosecuzione sotto il livello del mare per almeno il doppio di questa lunghezza (BOUSQUET *et alii*, 1998). A nord-ovest di Santa Tecla, la faglia cambia di direzione ($50^\circ/70^\circ$), separandosi in due lineamenti tettonici caratterizzati da scarpate che progressivamente si riducono in altezza. Poco più a nord queste faglie sono coperte dalla colata generata dal cono di scorie di Monte Ilice (mi), di età inferiore a 3,9 ka, anche se gli ultimi movimenti di queste faglie provocano lievi rigetti nella colata stessa. Ancora più a nord queste faglie sono coperte dalla colata lavica di Fleri (fe), di età medievale, che non è dislocata. Allo stesso modo, a nord-ovest di S. Maria La Scala la scarpata di faglia è coperta dalle lave (mg) provenienti da Monte Gorna, di età inferiore a 3,9 ka.

A circa 10 km di distanza verso nord, un'altra scarpata tettonica ($60^\circ/75^\circ$), di altezza superiore ai 100 metri, segna il paesaggio a ovest di Macchia: si tratta della faglia di Moscarello. Potrebbe trattarsi di un segmento settentrionale della stessa faglia di S. Maria La Scala, essendo disposta quasi lungo il medesimo allineamento. La cinematica della faglia di S. Maria La Scala è resa chiara da indicatori affioranti nella zona a ovest di Santa Tecla, dove un evidente set di strie inclinate, con pitch di $35-45^\circ$ S e indicatori cinematici destri (LO GIUDICE *et alii*, 1982; BOUSQUET *et alii*, 1988; STEWART *et alii*, 1993), è tagliato da un più

recente set di strie subverticali, con pitch 90-70°S (LANZAFAME *et alii*, 1996). LANZAFAME *et alii* (1996) ritrovano la stessa storia deformativa lungo il piano di faglia di Moscarello, dove confermano un set di strie con pitch 15-34°S tagliato da un più giovane set di strie con pitch 70°S.

A circa 1 km di distanza verso est dalla faglia di Moscarello si trova la faglia di S. Giovanni Montebello che costituisce il margine orientale di un graben allungato in direzione NNO-SSE. Si tratta di una faglia con lato ribassato rivolto



Fig. 26 - Schema strutturale del Monte Etna. 1) Prodotti vulcanici; 2) Chiancone; 3) alluvioni continentali; 4) sedimenti marini quaternari; 5) Catena Appennino-Maghrebide; 6) fessure eruttive; 7) coni avventizi; 8) faglie (i trattini indicano il lato ribassato).

VB=Valle del Bove; T=Sistema di faglie delle Timpe (NNO-SSE); M=Sistema di faglie di Messina (NE-SO); P=faglia della Pernicana.

a ovest, ubicata tra gli abitati di S. Giovanni Montebello e di Macchia. La sua lunghezza è di circa 1,5 km, anche se sia a nord sia a sud viene coperta rispettivamente da colate del Vulcano Mongibello (< 15 ka) e da alluvioni recenti del Torrente Macchia, venendo quasi sepolta in entrambi i casi e rendendo difficile stabilire la sua reale prosecuzione. La struttura presenta un rigetto massimo di circa 70 metri, misurabile lungo una scarpata subverticale ben esposta. La depressione tettonica, compresa tra questa faglia e la faglia di Moscarello, affiorante a circa due chilometri di distanza verso ovest, ha condizionato chiaramente la distribuzione dei prodotti lavici della formazione Torre del Filosofo, che si sono inseriti a colmare parzialmente questa depressione indotta dalle strutture. Conseguentemente, anche in questo caso la maggior parte del rigetto di questa faglia è da ascrivere a un periodo precedente gli ultimi 15 ka. Le evidenze di attività attuale di questa faglia risiedono nella rottura di manufatti posti lungo l'ideale prosecuzione della faglia verso sud, in corrispondenza della periferia settentrionale di Macchia. Qui la copertura alluvionale recente e attuale nasconde la scarpata della faglia obliterandola con un tasso di sedimentazione superiore all'entità del movimento tettonico. In quest'area l'ubicazione della faglia è indicata dalla rottura di manufatti che sono stati realizzati per la regimentazione delle acque del Torrente Macchia, fratturati secondo un asse allineato parallelo alla faglia stessa, la cui scarpata affiora a poche decine di metri di distanza verso nord. In letteratura non sono noti terremoti attribuiti a questa faglia.

La faglia di S. Leonardello ricade quasi al centro del fascio di faglie che costituisce il sistema delle Timpe e risulta essere tra le strutture tettoniche maggiormente attive (AZZARO, 1999). Presenta una lunghezza di circa 9 km, tagliando da sud verso nord diverse colate della formazione Torre del Filosofo (Fleri – fe e Monte Ilice – mi; orientazione quasi N-S), (Mangano – ma, Vallone Pozzillo – vp e Pozzillo – pz; orientazione NNO-SSE), per entrare successivamente nell'area del Chiancone (NNO-SSE e NO-SE) fino a raggiungere la periferia occidentale di Macchia. Si tratta di una struttura molto attiva che produce un vistoso gradino morfologico sia nei sedimenti e nelle vulcaniti più recenti, sia in numerosi manufatti come in corrispondenza dell'abitato di S. Leonardello, dove la faglia ha reso pericolante una chiesa e deforma in modo pressoché continuo e senza sismicità la strada statale 114. Nei tratti di maggiore rigetto la faglia di S. Leonardello produce una scarpata subverticale di circa 20 metri, con blocco ribassato posto a oriente. Nella zona del Chiancone la faglia di S. Leonardello e le altre appartenenti al sistema delle Timpe si sviluppano formando altre strutture minori che generalmente individuano graben stretti e lunghi, oppure si aprono assumendo orientazioni leggermente diverse (N-S),

mantenendo comunque una geometria che globalmente ribassa il settore orientale (LANZAFAME *et alii*, 1996).

All'estremo margine meridionale del Foglio Acireale, nella zona di Acicatena, affiorano alcune faglie normali appartenenti al Sistema delle Timpe. L'intensa urbanizzazione dei luoghi copre quasi con continuità i piani di faglia, ma l'attività di queste faglie è segnata proprio dalla rottura di manufatti e costruzioni civili, che si situano lungo le dislocazioni tettoniche in fasce di territorio larghe 100-300 metri (RASÀ *et alii*, 1996). La faglia principale è orientata N-S e nella carta affiora per 570 metri, con lato ribassato rivolto a est e rigetto verticale valutabile in circa 100 metri. Il piano di faglia si trova sotto una copertura detritica costituita da blocchi di lave appartenenti alla formazione La Timpa. Verso nord la faglia prosegue per altri 1500 metri mantenendo la stessa direzione, ma rimanendo sepolta sotto colate laviche di età inferiore a 3,9 ka, diminuendo progressivamente sia l'altezza della scarpata che la sua acclività.

A circa 200 metri di distanza verso est un'altra faglia normale sempre con lato ribassato posto a est raddoppia il gradino morfologico per poco più di un km di lunghezza e mantenendo la stessa orientazione N-S. Più a nord questa faglia progressivamente piega leggermente verso NNO, proseguendo fino alla zona dell'abitato di Pennisi e raggiungendo una lunghezza complessiva di 4,5 km. In questo secondo tratto la faglia è sempre sepolta da colate di età inferiore a 3,9 ka e da colate storiche e viene evidenziata soprattutto dalla continuità di un evidente flesso morfologico lineare.

Altre due faglie normali, orientate NE-SO, dislocano la zona di Acicatena in entrambi i casi per circa 1 km di lunghezza, producendo vistosi danni alle abitazioni. Le faglie presentano il blocco ribassato verso SE e rigetto valutabile da metrico a decametrico. In letteratura queste strutture vengono considerate come interessate da movimenti di creep asismico (RASÀ *et alii*, 1996, AZZARO, 1999).

Nella zona compresa tra Fleri e Monte Salto del Cane, nel quadrante sud-occidentale del Foglio Acireale, affiora un importante sistema di faglie normali prevalentemente orientato NO-SE che produce un alto strutturale dove affiorano le vulcaniti della formazione Contrada Passo Cannelli. Queste faglie dislocano la porzione meridionale di un antico apparato vulcanico etneo, il Vulcano Tarderìa, oggi per lo più sepolto sotto le coperture laviche degli ultimi 15 ka. La faglia principale è orientata NNO-SSE con piano rivolto a NE. Essa è composta da due segmenti lunghi complessivamente circa 2,5 km, dalla zona di Monte Salto del Cane fino a Tarderìa. La dislocazione tettonica ha prodotto anche una depressione entro cui si sono depositati sedimenti di tipo lacustre che hanno reso pianeggiante la zona.

Verso est altre faglie normali orientate sia N-S che NO-SE producono la formazione di piccoli graben e horst che complessivamente ribassano a oriente. Le depressioni strutturali sono attualmente occupate da colate di età inferiore a 3,9 ka. A questo sistema di faglie sono stati attribuiti alcuni terremoti, talora riconoscendo l'evidenza dei piani di faglia in campagna soltanto per la presenza di fatturazione al suolo e ricostruendo il plausibile quadro macrosismico associato a una ipotetica struttura non ben evidente (cfr. faglia di Fiandaca in AZZARO, 1999).

Lungo le pareti meridionale e occidentale della Valle del Bove affiorano altre strutture tettoniche quasi sempre orientate NO-SE e spesso caratterizzate da componenti minori di movimento trascorrente destro. Le dislocazioni tettoniche più recenti risultano ubicate prevalentemente in prossimità dell'orlo della parete occidentale, dove sono presenti faglie orientate 130-170°, che cumulano rigetto di alcuni metri per lo più rivolti verso est (NERI *et alii*, 1991). Sono presenti anche dislocazioni secondarie distensive generalmente più antiche, orientate in modo più disperso (da N-S a E-O) che interessano entrambe le pareti con rigetti talora importanti (oltre 50 metri). La disposizione di alcune di queste faglie, soprattutto le più recenti, e di campi di fatturazione associati a intrusioni magmatiche risulta essere "en échelon", suggerendo una cinematica con componenti di movimento destre.

Lungo la parete meridionale, a circa 2000 metri di quota, affiorano alcune faglie che individuano una depressione all'interno della quale è collocato un centro eruttivo avventizio del Vulcano Ellittico (membro Tripodo). Le faglie sono orientate per lo più N-S e NO-SE, con un rigetto misurabile in circa 50 metri.

3.1.2. - *Le faglie del settore nord-orientale etneo*

Il sistema di faglie NE-SO a sviluppo regionale che delimita la costa tra Messina e l'Etna è prevalentemente organizzato in faglie normali immergenti verso est ed è noto in letteratura come Sistema di Messina (BOUSQUET *et alii*, 1987).

Nella zona etnea, faglie con la stessa orientazione (NE-SO) sono presenti a Ripa della Naca. Si tratta di due faglie con rigetto complessivo superiore ai 150 m in affioramento e blocco ribassato verso est, che tagliano il fianco orientale dell'Etna per una lunghezza di circa 4,5 km. Il piano della faglia posta a quota più alta è stato intercettato dalla frattura eruttiva del 1928, da dove è stata emessa una colata lavica che in pochi giorni giunse a lambire la costa ionica,

distruggendo l'abitato di Mascali. Attualmente l'attività della faglia non sembra particolarmente elevata se paragonata con altre strutture etnee, in quanto le colate laviche appartenenti alla formazione Torre del Filosofo, che ricoprono i due piani di faglia, non sono dislocate in modo vistoso.

Nell'area di affioramento del Chiancone, nei pressi della linea di costa, altre faglie orientate NE-SO producono evidenti scarpate tettoniche a scala metrica e decametrica che fanno parte del Sistema di Messina (LANZAFAME *et alii*, 1996). Le faglie principali sono ben esposte lungo la costa tra Torre Archirafi e Pozzillo, mostrando piani di faglia con almeno due set di strie sui ciottoli del Chiancone: un più vecchio sistema di strie mostra un pitch di 78°E ed è tagliato da un più recente set con pitch 75°O lungo un piano di faglia orientato $140^{\circ}/75^{\circ}$.

Quasi lungo lo stesso allineamento del sistema delle Timpe, ma in un contesto deformativo differente (LANZAFAME *et alii*, 1997a), si trova la faglia di S. Alfio, affiorante a circa 2,5 km di distanza a nord della faglia di Moscarello. L'area che insiste sulla zona deformata è delimitata a nord dalla colata del 1928 e a sud comprende il paese di S. Alfio. La faglia di S. Alfio è composta da un sistema di strutture la cui principale è orientata N-S, complessivamente per circa 2,5 km. Le strutture vengono messe in risalto da una marcata scarpata in contropendenza rispetto al naturale declivio verso est di questo fianco del vulcano e dalla deviazione sistematica verso sud (circa 90°) del reticolo idrografico, rispetto alla sua normale direzione di flusso verso est. Il tratto meridionale è più continuo, presenta un rigetto morfologico variabile da 2 a 5 m e un'inclinazione di 80° verso ovest. Verso settentrione la faglia si rileva a tratti ed è affiancata a ovest da alcuni segmenti, chiaramente disposti "en echelon" sinistro su un allineamento circa N-S (175°N). Seguendo la strada, 100 m a est del Castagno dei 100 Cavalli, lungo la faglia principale sono stati misurati piani striati ($275^{\circ}/70^{\circ}$, $234^{\circ}/80^{\circ}$, $260^{\circ}/80^{\circ}$), su cui gli indicatori cinematici e le strie di movimento (immersione rispettivamente 15°N , 0° , 13°N) indicano un rigetto trascorrente sinistro a componente inversa. Nello stesso affioramento la discontinuità principale è accompagnata da una serie di fratture di tensione, orientate $140\text{-}170^{\circ}$, a scala decimetrica, in un'associazione geometrica che definisce, nell'insieme, lo schema classico di una zona di taglio sinistro-inverso. A più grande scala, il sistema principale è completato, lungo il torrente immediatamente a sud del Castagno, da alcune scaglie sub-parallele, da metriche a decametriche, impilate su piani di sovrascorrimento inversi, orientati $40\text{-}50^{\circ}$ e che immergono di $50\text{-}60^{\circ}$ verso est. La cinematica sulle strie di movimento misurate, e i rapporti geometrici tra la faglia principale, le fratture di tensione, il tratto "en échelon" sinistro e le scaglie embriciate, indicano coerentemente sforzi in compressione

su assi orientati circa NNO-SSE. Bisogna infine osservare che anche le fessure eruttive di Mt. Scuderi (sc) di età 12-15 ka sono orientate NNO-SSE, e che tale orientazione, non comune sull'Etna, è uguale a quella delle fessure di tensione (140-170°), rilevate lungo la strada. Queste fessure eruttive, a scala diversa, assumerebbero verosimilmente lo stesso significato strutturale delle fessure di tensione, aprendo vie di risalita ai magmi lungo gli assi della compressione. Un simile controllo strutturale potrebbe rendere ragione della geometria anomala di questo sistema eruttivo che, con la sua orientazione NNO-SSE, difficilmente si colloca nel panorama vulcano-tettonico dell'edificio attuale. Per quel che riguarda infine l'età della deformazione in compressione, bisogna osservare che le unità dislocate hanno età comprese tra 9 e 6 ka, e che la colata di Ripa Saldara di età 5,2 ka ricopre, non deformata, il fascio di faglie e lo predata.

Lungo la parete settentrionale della Valle del Bove affiorano faglie dirette generalmente caratterizzate da componenti minori di movimento laterale sinistro. L'orientazione risulta prevalentemente N-S, NE-SO ed ENE-OSO. Dal punto di vista tettonico, la parete settentrionale della Valle del Bove può essere suddivisa in tre zone caratterizzate da dislocazioni di età e direzione differenti: il primo settore è compreso tra Serracozzo e Monte Cerasa; esso risulta caratterizzato da direttrici tettoniche che dislocano prevalentemente il Vulcano Rocche. La dislocazione maggiore è rilevabile a Rocca Palombe, dove una faglia diretta orientata NE-SO abbassa il blocco sud-orientale di circa 30 m lungo un piano non visibile per la copertura detritica sovrastante. A Rocca Musarra le due faglie principali sono di tipo diretto e orientate quasi E-O, con rigetti compresi tra 1 e 10 m circa. I piani di faglia si presentano inclinati di 65° e ribassano i blocchi verso nord. Un secondo settore è individuabile tra Rocca della Valle e Serracozzo. In quest'area le faglie dislocano gli affioramenti del Vulcano Ellittico con direzioni prevalenti NE-SO. In corrispondenza di Rocca della Valle la giacitura della stratificazione suggerisce l'esistenza di una depressione esistente già prima della deposizione delle vulcaniti dell'Ellittico. Probabilmente tale morfologia era legata all'esistenza di un'importante struttura vulcano-tettonica ancora oggi attiva, come evidenziano i numerosi dicchi affioranti e le fratture eruttive preistoriche e storiche (NERI *et alii*, 1991; FERRARI *et alii*, 1991). A Serracozzo la dislocazione più importante è rappresentata da una faglia diretta orientata NNE-SSO con un rigetto verso est di circa 25 m. Il piano di faglia non risulta visibile perché ricoperto dai detriti che si sono accumulati nella corrispondente depressione. Il terzo settore è individuato tra Piano delle Concazze e Rocca della Valle, dove le faglie affioranti sembrano ricollegabili in parte con la formazione della caldera dell'Ellittico e in parte con un campo di sforzi distensivo ancora

oggi attivo. Tra le faglie affioranti lungo la parete della Valle del Leone, quasi tutte orientate NE-SO, alcune hanno preceduto la deposizione della formazione Portella Giumenta e hanno rigetti dell'ordine di 20 m circa.

Dislocazioni attive sono presenti a Piano delle Concazze, dove alcune faglie dirette, orientate prevalentemente N-S, abbassano di pochi metri gli orizzonti vulcanici verso ovest. Tali faglie potrebbero essere ricollegate all'allineamento delle fessure eruttive del Rift di NE (KIEFFER, 1975). Più a est, la parete della Valle del Leone è stata attraversata dalla frattura eruttiva settentrionale del 1989, orientata 50° e immergente verso NO (FRAZZETTA & LANZAFAME, 1990); i meccanismi di dislocazione riconosciuti sono di tipo diretto, con indicatori cinematici di movimento normale sinistro (pitch 80°O, con rigetto valutabile in 70-100 cm).

Al margine settentrionale del Foglio Acireale affiora la terminazione orientale della faglia della Pernicana (fig. 26). La faglia della Pernicana è una struttura transtensiva sinistra che si estende per quasi 7 km di lunghezza lungo il fianco nord-orientale dell'Etna, con direzione prevalente E-O. Essa è caratterizzata da una scarpata rivolta a sud e di altezza variabile da pochi metri a oltre 60, spesso attraversata da sistemi secondari di fratture tensionali (10-30°), disposti in echelon (NERI *et alii*, 1991). Verso le quote più alte (1700-1800 m s.l.m.) la faglia si raccorda al Rift di NE, adeguandosi alla sua direzione (60°) attraverso un fitto campo di faglie normali e ampie fratture beanti a orientazione intermedia (60-90°), disposte in echelon (GARDUÑO *et alii*, 1997).

A quote basse le evidenze morfostrutturali della faglia si esauriscono nella zona di Presa e Vena (700-800 m s.l.m.), dove la struttura taglia la strada provinciale Linguaglossa-Zafferana Etnea (AZZARO *et alii*, 1998; GROPELLI & TIBALDI, 1999) e una galleria drenante. È proprio questo il tratto della faglia che rientra nel Foglio Acireale, con tre dislocazioni disposte in echelon e movimento laterale sinistro puro. Il tasso di movimento di questi segmenti della faglia è stato valutato da GROPELLI & TIBALDI (1999) in 0,4-1,4 cm/anno, mentre AZZARO *et alii* (2001) misurano con tecniche GPS un rigetto massimo pari a 2,6 cm/anno. I terremoti che interessano la faglia della Pernicana sono quasi sempre caratterizzati da fuochi molto superficiali (1-2 km) e di bassa magnitudo. Tale superficialità, tuttavia, provoca ingenti danni nelle pur limitate aree macrosismiche interessate. L'orientazione E-O della faglia della Pernicana e i suoi meccanismi di movimento, unici in questo settore dell'Etna e della sua immediata periferia, depongono in favore di una struttura superficiale. Tuttavia, il contesto geologico regionale (LANZAFAME *et alii*, 1996; 1997b) e la disposizione delle isobate del substrato sedimentario sottostante la struttura non permettono di escludere che sotto la struttura si trovi un vecchio fronte di accavallamento

tettonico della Catena Appennino-Maghrebide, che successivamente ha funzionato come discontinuità morfologica e strutturale che ha delimitato, verso nord, il settore instabile del vulcano (DI STEFANO & BRANCA, 2002).

La faglia di Fiumefreddo ricalca la medesima orientazione della faglia della Pernicana (E-O), sviluppandosi con una lunghezza di circa 3 km e con piano ribassato rivolto verso sud. In bibliografia questa faglia è stata interpretata come parte di un più ampio sistema di faglia Pernicana-Fiumefreddo (BORGIA *et alii*, 1992; AZZARO *et alii*, 1998), ipotizzando una continuazione fisica tra le due strutture attraverso una zona di faglie normali di minore lunghezza e con orientazione leggermente differente (NNO-SSE e NO-SE). La faglia di Fiumefreddo mostra un tasso di deformazione valutato minore o uguale a 0,1 cm/anno (GROPPELLI & TIBALDI, 1999).

3.2. - FESSURE ERUTTIVE: LE ZONE DI “RIFT VULCANICO”

Il vulcano è attraversato da fitti fasci di fratture interpretate da KIEFFER (1975) come zone di “rift vulcanico”. In letteratura sono riconosciute tre principali zone di rift, che convergono nell’area dei crateri sommitali (fig. 26): nel settore settentrionale il Rift di NE occupa una fascia di territorio larga 1-2 km e lunga oltre 7 km, distribuita in direzione N e NE fino a raggiungere la quota minima di circa 1500 m sul mare; il Rift Meridionale si estende lungo il fianco meridionale dell’apparato, aprendosi a ventaglio a quote minori; il Rift di O si sviluppa dalla zona apicale del vulcano verso O-NO, per cui non rientra nel Foglio Acireale.

3.2.1. - *Il Rift di NE*

Il Rift di NE è costituito da numerose fratture eruttive tra loro subparallele, con piroclastici e crateri di collasso, distribuiti tra la zona dei Crateri Sommitali e quella di Monte Nero-Monte Rosso, al di fuori del Foglio Acireale, lungo il fianco settentrionale del vulcano. Sopra i 2500 m le strutture del rift sono quasi del tutto coperte da lave storiche. Verso oriente il Rift di NE è delimitato da una scarpata alta oltre 200 m. Nei pressi di Piano Provenzana la scarpata è prodotta da una faglia attiva (60°) che costituisce il segmento più occidentale della faglia della Pernicana, mentre verso occidente il rift è delimitato da una scarpata meno acclive, in parte colmata da estesi campi lavici storici.

Durante il rilevamento geologico sono state annotate le caratteristiche geometriche di 34 faglie e fratture eruttive e secche, evidenziando le unità stratigrafiche tagliate e l'eventuale attività vulcanica a esse connessa. Tali strutture affiorano nell'ambito dell'intero Rift di NE e perciò anche al di fuori della porzione compresa nel Foglio Acireale. La distribuzione di faglie e fratture è perlopiù compresa tra 20-60°. Le strutture di maggiore sviluppo lineare sono orientate in prevalenza 20-30° e 40-50°. Il tipo di spostamento misurato è estensivo, con un 30% di casi in cui sono evidenti componenti laterali sia sinistre che destre. Nel 30% dei casi si tratta di fratture che hanno dato luogo a manifestazioni vulcaniche di vario tipo; su di esse si sono impostati hornitos, crateri e, più frequentemente, coni piroclastici. La dislocazione di maggiore rigetto è rappresentata dal segmento occidentale della Faglia della Pernicana, attiva fino a Piano Provenzana. Lungo la sua prosecuzione verso sud-ovest alcune faglie sepolte segmentano la scarpata tra Monte Pizzillo e Monte Conca.

Inoltre sono stati analizzati 39 coni piroclastici e crateri di sprofondamento, annotandone i dati geografici e geometrici, il tipo di attività prodotta, l'inclinazione del pendio sul quale giacciono, il grado di erosione e i dati geometrici del dicco alimentatore. Si tratta generalmente di coni (87,5%) e crateri (22,5%) con pianta spiccatamente ellissoidale, il cui asse maggiore risulta orientato in prevalenza N20-60°, coincidente con la direzione di apertura dei coni. La fascia altimetrica dove ricadono maggiormente tali strutture è compresa tra 2300-2400 m s.l.m. e secondariamente tra 2000-2200 m. La maggioranza dei coni sono costruiti su pendii inclinati di 6-15°, mentre la pendenza dei loro fianchi risulta mediamente inferiore a 30°. Il 50% dei coni ha prodotto colate laviche, con dicchi di alimentazione rilevati nel 30% dei casi. La direzione prevalente dei dicchi è 10-20° e 40-50°.

Il Rift di NE assume un ruolo significativo nel contesto deformativo superficiale del vulcano. Il sistema Rift di NE-faglia della Pernicana costituisce, infatti, il margine settentrionale di un settore del vulcano in movimento verso sud-est, attraverso meccanismi legati principalmente alla gravità. D'altra parte tale movimento verso sud-est corrisponde all'attuale direzione di estensione nota nella regione etnea (GHISETTI & VEZZANI, 1979; BOUSQUET *et alii*, 1988; STEWART *et alii*, 1993; LANZAFAME *et alii*, 1996; 1997a, b), per cui è probabile che le strutture affioranti esprimano la combinazione di questi due differenti campi di stress, con prevalenza di strutture superficiali e gravitative nella parte alta del vulcano, mentre a quote basse, dove lo spessore della pila vulcanica si assottiglia, affiorano più estesamente strutture di chiara origine tettonica.

3.2.2. - *Il Rift Meridionale*

Il Rift Meridionale, così come inteso da KIEFFER (1985), comprende una larga parte del settore meridionale del vulcano, con fessure eruttive orientate da NO-SE a NE-SO. Rispetto al Rift di NE, il Rift Meridionale occupa, quindi, un'areale molto più vasto, probabilmente in conseguenza di un contesto deformativo più complesso e articolato.

Nel Foglio Acireale le fessure eruttive di questo settore sono orientate per lo più N-S a quote superiori ai 2000 metri, dove si innestano nella zona dei Crateri Sommitali, mentre piegano verso sud-est a quote inferiori. Anche in questo caso, come per il Rift di NE, le fessure marcano una zona caratterizzata da movimenti di dislocazione distensiva sfruttata dai magmi in risalita verso la superficie nella parte centrale dell'apparato vulcanico, dando luogo a manifestazioni eruttive laterali spesso molto pericolose per le popolazioni che abitano questa fianco dell'Etna.

I coni piroclastici avventizi si accrescono sulle fessure eruttive formando apparati dalle forme tronco-coniche fortemente asimmetriche e con basi ellissoidali. Nella porzione più prossima alla sommità del vulcano i coni piroclastici avventizi sono spesso parzialmente o totalmente sepolti dalle coperture laviche recenti. Tra quelli di maggiori dimensioni il cono della Montagnola (1763) si distingue come il più grande, ma deve intendersi che esso cresce in corrispondenza di un rilievo vulcanico preesistente (formazione Volta del Girolamo) che certamente amplifica la visibilità dell'apparato avventizio. A quote minori i coni piroclastici costituiscono sia degli edifici coalescenti (ad es., Monti Silvestri, 1892), che rilievi isolati di forma tronco-conica. Attorno a quota 1000 metri, alla base di un netto gradino morfologico corrispondente al limite meridionale del Vulcano Tarderìa, la frequenza dei coni piroclastici aumenta sensibilmente. Si tratta di coni di dimensioni rilevanti (Monti Rossi, Mompilieri, Monte Arso, Monte Difeso, Tre Monti, Monte Gorna, Monte Ilice, Monte Serra, Monte Troina).

La lunghezza delle fessure eruttive del settore sud-orientale etneo può essere rilevante, essendo storicamente registrate fessure apertesi dalla zona sommitale fino a quote molto basse (ad es., l'eruzione del 1669 dei Monti Rossi) per un'estensione di oltre 12 km. È questa una nota distintiva rispetto al Rift di NE, in cui le fessure sono generalmente più corte (8-10 km).

In alcuni casi l'orientazione della fessura eruttiva si discosta significativamente da quella generale NO-SE e N-S, disponendosi in direzione NE-SO (ad es., Monte Serra). In questi casi, quindi, appare difficile invocare l'apertura di una fessura eruttiva radiale rispetto ai Crateri Sommitali; sembra, invece,

più probabile che l'orientazione dei coni piroclastici di quote basse risenta di strutture tettoniche appartenenti al basamento sedimentario etneo, che consentono ai magmi di risalire verso la superficie attraverso percorsi subverticali ed eccentrici rispetto al condotto centrale del vulcano.

3.3. - I DICCHI DELLA VALLE DEL BOVE

Nelle pareti della Valle del Bove affiorano, per erosione differenziale, oltre 184 dicchi. I dicchi sono stati distinti in base ai caratteri petrografici macroscopici in quattro famiglie principali che, per i reciproci rapporti di intrusione, sono stati messi in relazione con l'attività dei diversi centri eruttivi (FERRARI *et alii*, 1991). La ricostruzione della loro geometria permette di risalire al campo di stress attivo nel corso dell'evoluzione del fianco orientale etneo.

Questa suddivisione petrografica è stata adottata in quanto coerente con la posizione stratigrafica relativa dei dicchi deducibile dai rapporti di dislocazione reciproca e dai rapporti con le unità incassanti. Di seguito vengono illustrati i gruppi petrografici dal più vecchio al più recente.

- a) Dicchi ad anfibolo. Si presentano generalmente molto alterati, con fenocristalli di femici e plagioclasio di dimensione talora superiore al centimetro. Nella paragenesi è riconoscibile caratteristicamente la presenza di anfibolo. Affiorano prevalentemente nella parete meridionale e occidentale, dove intrudono la formazione Calanna e Piano del Trifoglietto. Questi dicchi sono associati a centri eruttivi posteriori al Vulcano Trifoglietto, ma precedenti il Vulcano Ellittico. Questo gruppo di dicchi presenta orientazione variabile e il massimo spessore tra i dicchi studiati. Lo spessore medio è di 4,8 m.
- b) Dicchi microporfirici a plagioclasio. Presentano fenocristalli di plagioclasio di dimensione sino a 2 mm, femici e rara olivina. Questo gruppo è associato al Vulcano Ellittico e a esso appartiene il maggior numero di dicchi. Le orientazioni prevalenti sono 55-60° nella parete settentrionale e 140-150° nella parete meridionale e occidentale. Lo spessore medio è di 1,9 m.
- c) Dicchi porfirici a plagioclasio. La paragenesi è identica ai dicchi microporfirici a plagioclasio precedentemente descritti, dai quali si distinguono per le dimensioni maggiori dei fenocristalli (sino a 1 cm) e la scarsità di femici. Sono presenti soprattutto nella parte settentrionale e sono tipicamente associati al Vulcano Ellittico. La direzione prevalente è 30-50° e lo spessore medio è di 1,7 m.

- d) Dicchi afirici. Rappresentano il gruppo più recente in quanto intrudono tutti i dicchi precedenti. Si ritiene quindi che siano posteriori al Vulcano Ellittico. Si intrudono spesso parallelamente ad altri dicchi e non hanno una direzione prevalente. Sono presenti prevalentemente nella parete meridionale e hanno spessore medio di 1,85 m.

Per quanto riguarda la disposizione geometrica e la composizione petrografica dei dicchi, lungo la parete meridionale e occidentale (fig. 28) risulta più eterogenea che nel settore settentrionale (fig. 27). A est del Monte Pomiciaro, i dicchi sono presenti prevalentemente a Monte Calanna, dove le orientazioni sono comprese tra 90 e 10° . Tra Portella Giumenta e la Serra Cuvigghiuni (fig. 28) le orientazioni dei dicchi presentano due picchi minori in direzione 180° e 90° (quest'ultima dovuta a dicchi associati a un corpo subvulcanico appartenente al Vulcano Cuvigghiuni). Tuttavia la gran parte dei dicchi in quest'area è compresa tra 125 e 150° con un massimo in direzione 140 - 145° . La stessa direzione è caratteristica dei dicchi affioranti sulla parete occidentale e nella Serra Giannicola Grande, mentre nella Serra Giannicola Piccola appaiono anche dicchi 90 - 115° .

Nella parete settentrionale si possono separare due settori, rispettivamente a ovest e a est di Serracozzo (fig. 27). Nel primo settore, che comprende la Valle del Leone, le orientazioni dei dicchi sono comprese in un intervallo relativamente ristretto tra 60 e 90° con un massimo in direzione 60 - 70° . Nel settore a est di Serracozzo i dicchi hanno direzioni più variabili, comprese tra 0 e 90° , sebbene il massimo sia compreso nell'intervallo 40 - 60° . Statisticamente comunque la direzione principale è quella compresa tra 55 e 60° .

I dicchi sono intrusi in piani verticali nel 70% dei casi. Nel rimanente 30% dei casi l'inclinazione è comunque maggiore o uguale a 60° . La maggior parte dei dicchi subverticali è presente nella parete meridionale e in quest'area i dicchi sono generalmente inclinati verso l'interno della Valle del Bove. L'inclinazione misurata rappresenta generalmente una media in quanto non sempre i dicchi sono perfettamente piani. Infatti si osservano dicchi curvi o fenomeni di rifrazione laddove i dicchi attraversano unità con diverse caratteristiche meccaniche, come nel caso di lave e piroclastiti.

Lo spessore dei dicchi nella parete meridionale è assai variabile, essendo compreso tra 20 cm e 10 m, con una media di 2,4 m. Nella parete settentrionale gli spessori sono più omogenei variando tra 40 cm e 4,8 m con una media di 1,4 m. Lo spessore medio di tutti i dicchi è pari a 2,29 m.

La direzione di flusso del magma nei dicchi è deducibile attraverso indicatori quali solchi sulla parete del dicco, allineamenti di fenocristalli allungati o digitazioni e intrusioni secondarie che si dipartono dal corpo principale del

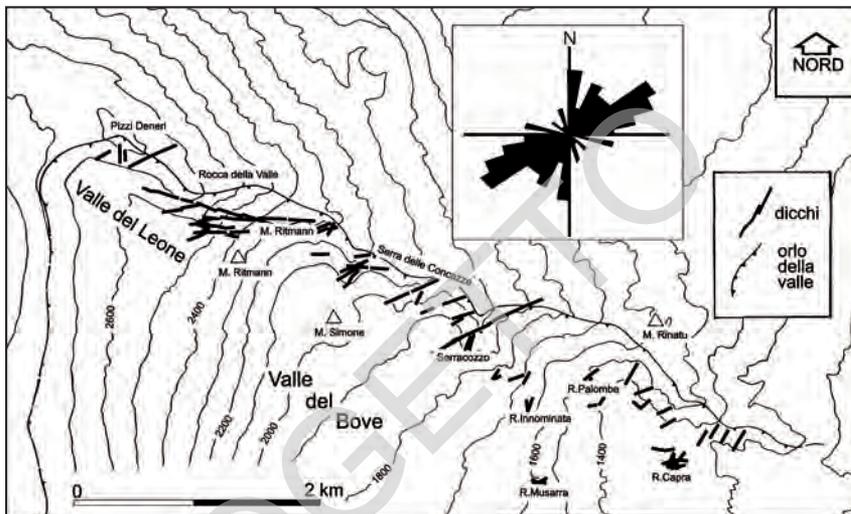


Fig. 27 - Distribuzione dei dicchi lungo la parete settentrionale della Valle del Bove.

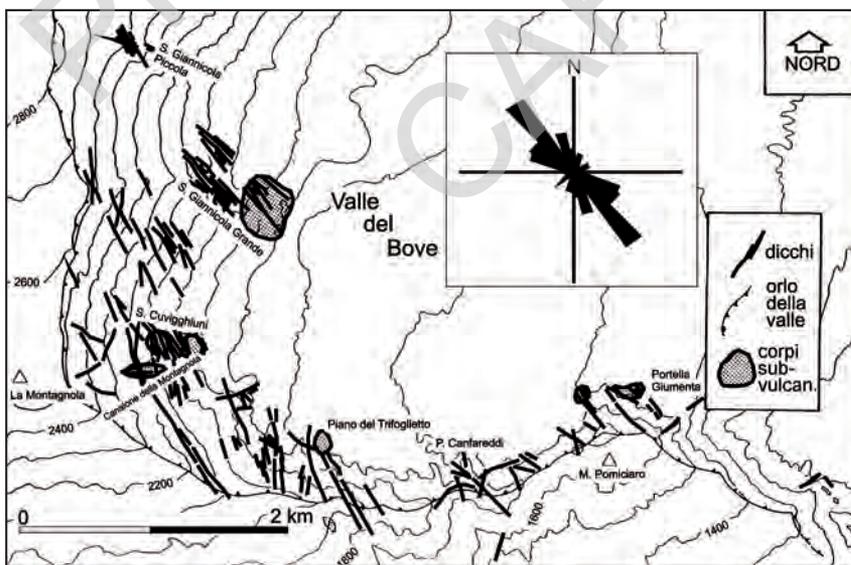


Fig. 28 - Distribuzione dei dicchi lungo la parete occidentale e meridionale della Valle del Bove.

dicco (BAER & RECHES, 1987; GREENOUGH *et alii*, 1988). Sull'Etna, in un numero limitato di casi, è stato possibile determinare la direzione di flusso dei dicchi in quanto la superficie esterna non sempre è esposta. Nei casi osservati comunque la direzione di flusso è generalmente suborizzontale e comunque con un massimo di 30° d'inclinazione.

3.4. - LA CALDERA DEL VULCANO ELLITTICO

Al margine nord-occidentale del Foglio Acireale affiora parte dell'orlo di caldera dell'Ellittico (WALTERSHAUSEN, 1880; COLTELLI *et alii*, 1994; GARDUÑO *et alii*, 1997), l'unico effettivamente riscontrato durante le campagne di rilevamento. Si tratta di un orlo di caldera formatosi in concomitanza con la fase esplosiva finale del Vulcano Ellittico e risalente a circa 15 ka. I migliori affioramenti si trovano nella zona di Piano delle Concazze, dove l'orlo di caldera si presenta in forme erose e tondeggianti, sul culmine del quale è stato costruito l'Osservatorio Vulcanologico di Pizzi Deneri. La struttura vulcano-tettonica affiora per una lunghezza di circa 500 metri, dislocata anche da una faglia orientata ENE-OSO, mentre verso ovest risulta quasi sempre obliterata dalla copertura lavica recente, tranne che nella zona di Punta Lucia, al di fuori del Foglio Acireale. L'orlo della caldera si riesce ancora a riconoscere sotto la sottile copertura di vulcaniti recenti del fianco occidentale e sud-occidentale del vulcano, mentre scompare nel settore orientale, perché viene nettamente troncato dalla Valle del Bove.

4. - GEOMORFOLOGIA

S. BRANCA, G. PASQUARÈ

4.1. - ASPETTI GENERALI

Il Foglio Acireale costituisce una delle aree più rappresentative del complesso assetto morfologico dell'edificio etneo. Tale complessità morfologica è il risultato della lunga storia geologica del vulcano, iniziata nel Pleistocene medio, accompagnata da numerosi e importanti cambiamenti nello stile eruttivo, nella struttura del sistema di alimentazione, nella forma e nell'ubicazione dei numerosi centri che hanno contribuito alla crescita di questo grande vulcano composito. Alla complessa morfologia dell'Etna contribuisce anche la sua localizzazione geologica regionale, coincidente con la zona di accavallamento

dell'arco Appenninico-maghrebide sull'Avanpaese Ibleo, attraversato da strutture distensive collegate all'evoluzione del bacino ionico.

La fisionomia geomorfologica dell'area del Foglio Acireale è condizionata da tutti gli aspetti sopra menzionati, accentuati dalla posizione geografica dell'area stessa, che occupa tutto il fianco orientale del vulcano, estendendosi dalla prossimità dei crateri sommitali fino alla costa ionica, con un dislivello complessivo di oltre 3000 metri. Il risultato di tutto ciò è costituito da una configurazione morfologica alquanto espressiva, da cui si evincono motivi che riflettono sia l'architettura principale del vulcano e la sua evoluzione sia la morfologia dei prodotti di singoli eventi eruttivi come le colate laviche e i coni parassiti.

I lineamenti morfologici maggiori del Monte Etna rispecchiano in prima approssimazione quelli di un grande apparato vulcanico centrale di forma conica, i cui fianchi risultano movimentati dalla presenza di numerosi coni parassiti irregolarmente distribuiti. Il versante orientale del vulcano, occupato dal Foglio Acireale, si discosta sensibilmente dal suddetto quadro e presenta un'articolazione morfologica molto più complessa, dovuta sia all'elevato gradiente topografico sia all'effetto di numerose strutture tettoniche e vulcano-tettoniche, tra cui spicca la grande depressione della Valle del Bove (fig. 29). Tale articolazione condiziona fortemente anche la trama del reticolo idrografico che, mentre nei restanti settori dell'Etna sviluppa un disegno chiaramente radiale, nel Foglio Acireale, risulta scomposto e segmentato da fattori che ne ostacolano il libero sviluppo verso il livello del mare.



Fig. 29 - La parete meridionale della Valle del Bove.

La morfologia del fianco orientale etneo si traduce arealmente in significative variazioni nell'acclività dei versanti, come messo recentemente in luce da un modello digitale del terreno (FAVALLI *et alii*, 1999). Questa complessa articolazione morfologica permette di delimitare agevolmente, nella parte centro-orientale del vulcano, una grande area topograficamente rilevata e costituita dalla giustapposizione di numerosi centri sottostanti i prodotti del Vulcano Mongibello, costituiti principalmente dai vulcani Ellittico, Trifoglietto, Cuvigghiuni, Salifizio e Serra Giannicola, portati alla luce dal collasso di versante che ha generato la Valle del Bove. Nel settore centro-meridionale del foglio, nell'area circostante la località Tardaria, si riconoscono inoltre le evidenze morfologiche di un centro eruttivo, a cui è stato dato il nome della località suddetta, coronato da un'ampia zona ad acclività decisamente modesta, delimitata da un orlo di forma semicircolare convesso verso sud, che potrebbe essere interpretata come una depressione calderica riempita da più recenti prodotti lavici, piroclastici ed epiclastici.

La depressione della Valle del Bove è incisa nel corpo dei vulcani che hanno preceduto il Vulcano Mongibello e dei quali mette in luce la forma, la composizione e la struttura interna. A monte la depressione della Valle del Bove è delimitata da una scarpata morfologica molto acclive e ben conservata nel suo segmento meridionale mentre più a nord essa risulta interamente sepolta sotto le colate storiche del Vulcano Mongibello. Le scarpate che fiancheggiano la valle sono anch'esse molto acclivi e presentano un tracciato di forma lobata che permette di ipotizzare l'origine della valle stessa per collassi differenziati e probabilmente eterocroni (cfr. in proposito il membro Milo, par. 1.2.7.1.1). Il fondo della depressione presenta una fisionomia morfologica interamente dominata dall'adattamento delle colate laviche storiche su forme e strutture sepolte. Esso è interrotto trasversalmente dalla scarpata morfologica conosciuta come Salto della Giumenta, che peraltro corrisponde all'esistenza di un corpo vulcanico molto antico e di significato tuttora controverso, indicato nel Foglio Acireale come formazione Calanna.

I bassi versanti orientali del vulcano presentano un assetto geomorfologico dominato da due principali processi morfogenetici: l'accumulo di grandi quantità di prodotti lavici, piroclastici ed epiclastici nel tratto pedemontano dell'edificio etneo e l'influsso della tettonica distensiva agente lungo la fascia litorale ionica. Il primo dei due processi si manifesta attraverso morfologie a ventaglio convesse verso il mare, che interessano sia prodotti sedimentari (membro Chiancone) provenienti dal rimaneggiamento fluviale dei depositi detritici connessi al collasso della Valle del Bove, sia prodotti vulcanici primari appartenenti prevalentemente al Vulcano Ellittico. Il secondo processo provo-

ca scarpate lineari poco rilevate, ma estremamente nitide, che nella porzione meridionale del foglio seguono orientazioni NNO-SSE o NO-SE mentre nella porzione settentrionale si dispongono in direzione NE-SO. A quest'ultimo sistema appartengono anche due grandi scarpate che penetrano più internamente nell'edificio etneo nella zona di Ripa della Naca.

Nella porzione meridionale e sud-orientale del foglio il rilievo si attenua in ampie aree subpianeggianti, costituite da colate storiche e preistoriche del Vulcano Mongibello. Nelle depressioni tra diverse colate si rinvencono depositi sedimentari dovuti ad apporti alluvionali e a riempimenti di conche palustri. La giacitura suborizzontale delle suddette colate risulta condizionata dalla geometria analoga di sottostanti antiche colate tabulari della formazione La Timpa. Tali colate tabulari appartengono verosimilmente a un vulcano a scudo o *plateau* fissurale che dovrebbe fungere da supporto per gran parte dell'edificio moderno e attuale.

La storia recente dell'Etna (Vulcano Mongibello) è stata caratterizzata dall'apertura di numerosissime bocche eruttive sui fianchi dell'edificio; queste sono per lo più rappresentate da bastioni di scorie saldate e da coni di scorie per lo più costituiti da materiale sciolto. I coni piroclastici sono omogeneamente diffusi soprattutto alle quote più elevate, sopra i 1900-2000 m, essendo connessi a un sistema di fratturazione idraulica radiale (VILLARI *et alii*, 1988). A quote inferiori i coni tendono a convergere in tre fasce principali note come: il Rift di NE, il Rift Meridionale e il Rift Occidentale.

Nell'area del Foglio Acireale sono compresi numerosi coni di scorie appartenenti sia al Rift di NE che al Rift Meridionale. Un numero più limitato di apparati eruttivi, appartenenti a un sistema di intrusione minore orientato ONO-ENE, è invece localizzato lungo la parete nord della Valle del Bove. Tra questi ultimi si ritrova il più voluminoso cono piroclastico dell'Etna: il Monte Frumento delle Concazze. Sebbene diversi coni presentino in pianta una forma circolare, la maggior parte di essi tende ad assumere una forma allungata ellittica, che dovrebbe riflettere l'influenza della frattura sottostante che ha funzionato come via di risalita magmatica. Anche il fenomeno di collasso laterale del cono (*breaching*) è ampiamente rappresentato. Tra i coni morfologicamente più complessi, particolare rilevanza rivestono ad esempio i coni di Monte Arso e dei Monti Rossi, localizzati nel basso versante meridionale, in quanto si presentano con più di una bocca eruttiva risultante da una chiara migrazione dell'attività lungo una frattura.

4.2. - MORFOLOGIA DEI CAMPI LAVICI

Le caratteristiche morfologiche del territorio etneo sono legate principalmente alla formazione di campi lavici sia composti che singoli (WALKER, 1971) e alla loro età. Le colate laviche prodotte durante l'attività eruttiva degli ultimi 15 ka (Sintema Il Piano) coprono circa l'85 % della superficie del vulcano, costituendo pertanto l'elemento morfologico dominante della regione etnea.

Le caratteristiche morfologiche generali delle lave etnee riflettono principalmente la modalità di sviluppo del campo lavico che è controllata da diversi parametri fisici (tasso effusivo, temperatura, viscosità) e dalla pendenza del rilievo su cui esse scorrono. La morfologia delle colate degli ultimi quattro secoli (colate degli intervalli 1971-Presente, 1669-1971 e di parte dell'intervallo 122 a.C.-1669) sono perfettamente conservate su tutto il territorio.

I campi lavici sono stati distinti da WALKER (1971) in semplici e composti in relazione alle differenti caratteristiche di formazione. I campi lavici composti si formano durante eruzioni di lunga durata con bassi tassi effusivi e costituiscono il risultato della sovrapposizione di numerose unità di flusso che complessivamente producono una morfologia finale molto articolata. Al contrario, i campi lavici semplici si formano durante eruzioni di breve durata con alti tassi effusivi e sono caratterizzati dallo sviluppo di un singolo principale flusso, cui si possono associare limitate sovrapposizioni che modificano limitatamente la morfologia complessiva.

Generalmente i campi lavici semplici, come ad esempio quello formatosi durante l'eruzione del 1928, presentano un grosso sviluppo longitudinale, raggiungendo una lunghezza massima fino a 10-12 km e un'estensione laterale di poche centinaia di metri. La morfologia di queste colate è essenzialmente di tipo *aa*. La morfologia *aa*, il cui termine è di origine hawaiana, è caratterizzata da una copertura superficiale scoriacea estremamente aspra e accidentata che rappresenta il risultato della rottura in singoli blocchi della spessa crosta rigida superficiale delle unità di flusso. Questi campi lavici, generalmente, possono essere caratterizzati dalla presenza di imponenti forme positive del rilievo quali gli argini dei canali di scorrimento lavico che raggiungono altezze decametriche e lunghezze variabile da poche centinaia di metri fino a oltre il chilometro.

Un tipico esempio di campo lavico composto è rappresentato dalla colata prodotta durante l'eruzione del 1991-93, che costituisce l'evento eruttivo di maggiore durata e volumetricamente più importante avvenuto dopo l'eruzione del 1669 (CALVARI *et alii*, 1994b). Il campo lavico di quest'eruzione è caratterizzato principalmente dall'associazione di diverse tipologie morfologiche. In particolare nei settori con un'elevata pendenza la morfologia (ad es., Salto

della Giumenta) è di tipo *aa*, mentre le aree a bassa pendenza, come il Piano del Trifoglietto in Valle del Bove e la Val Calanna, mostrano una morfologia complessa costituita da unità di flusso di tipo *toothpaste* (ROWLAND & WALKER, 1987) e di tipo *aa* (fig. 30). La morfologia delle unità di flusso di tipo *toothpaste* è data sia da lingue di lava tabulari, di dimensioni variabili da pochi metri di lunghezza fino al centinaio di metri, che da lastroni delle stesse in parte dislocati e disarticolati. Queste unità di flusso sono prodotte durante lo sviluppo di bocche effimere che si originano nel tetto dei tunnel lavici quando il flusso lavico al loro interno rompe la crosta. Complessivamente, la porzione centrale del campo lavico 1991-93 è costituita principalmente da unità di flusso di tipo *toothpaste* variamente fratturate e/o tiltate e in maniera secondaria da unità di flusso di tipo *aa*, che prevalgono invece lungo i bordi della colata. I campi lavici composti sono inoltre caratterizzati da altre morfologie laviche secondarie come i tumuli, le creste di pressione e piccoli lobi lavici, le cui dimensioni generalmente sono inferiori al metro (WALKER, 1991). Alcuni campi lavici composti, come quello del 1634-38, sono caratterizzati dalla presenza di grosse strutture domiformi, denominate megatumuli, aventi dimensioni basali di diverse centinaia di metri,



Fig. 30 - Esempio di campo lavico caratterizzato da una morfologia mista di tipo *aa* e *toothpaste* (eruzione 1991-93, Val Calanna). In primo piano due unità di flusso di tipo *toothpaste* integre.

che sono prodotti da bocche effimere stazionarie per lungo tempo da cui avviene un'espansione prevalentemente radiale delle unità di flusso.

La presenza di campi lavici caratterizzati da una morfologia di tipo *pahoehoe* è, invece, molto rara sull'Etna. La morfologia *pahoehoe*, il cui termine è di origine hawaiana, è caratterizzata da una crosta liscia spesso ondulata e modellata in svariate forme, che sono il risultato complessivo della deformazione di una crosta superficiale sottile e ancora plastica da parte della sottostante lava fluida. Una delle strutture secondarie più tipiche è data dalla superficie a "corde", che consiste in una serie di pieghe, inarcate nel senso del flusso, a varie scale. Uno dei migliori esempi di campo lavico a morfologia *pahoehoe* è costituito dalla colata formatasi durante l'eruzione del 1614-24, che ricopre un'area superiore ai 20 km², in cui sono presenti i megatumuli che raggiungono altezze superiori ai 100 m.

L'originaria morfologia dei campi lavici è stata, nel corso del tempo, gradualmente modificata dalla pedogenesi delle colate. Tali processi sono maggiormente intensi principalmente lungo la fascia pedemontana dove è più spinta e rapida la formazione di suolo, i cui spessori possono variare da poche decine di centimetri ad alcuni metri. 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, livellando le irregolarità minori. Le colate di epoca romana e medievale dell'intervallo 122 a.C.-1669 possono presentare una morfologia superficiale ben conservata, come nel caso del campo lavico di Scoriavacca, oppure presentarsi in gran parte pedogenizzate, come nel caso della colata di Petrulli, in funzione della loro differente posizione lungo il versante del vulcano. Le colate dell'intervallo 3,9 ka -122 a.C. solamente in alcuni casi conservano invariate le principali caratteristiche morfologiche, essendo in gran parte coperte da suolo e/o depositi piroclastici di caduta (fig. 31). La morfologia sia delle colate dell'intervallo 15 ka-3,9 ka che di quelle più antiche è, invece, generalmente mascherata da una copertura uniforme di suolo, cui a volte si associano coperture date da depositi epiclastici e/o piroclastici. Occasionalmente, di questi campi lavici sono ancora ben evidenti solamente i morfotipi più prominenti quali canali di scorrimento lavico e/o grossi tumuli.

Un altro fattore responsabile di importanti modifiche dell'originaria morfologia dei campi lavici è rappresentato dall'intensa attività antropica che ha interessato la fascia pedemontana del vulcano fin dall'epoca romana. Il graduale ma crescente sviluppo dell'agricoltura ha portato nel tempo alla costruzione di opere di terrazzamento eseguite utilizzando i blocchi scoriacei delle colate sulle quali veniva generalmente riportato del terreno. Un esempio tipico è rappresen-

tato dai campi lavici relativi alle eruzioni del 1408 e del 1444, il cui intenso sfruttamento agricolo, nell'area tra Nicolosi e Trecastagni, ha mascherato in gran parte le principali caratteristiche morfologiche. Alla stessa maniera le attività di rimboschimento producono un'accelerazione dello sviluppo dei suoli che possono rendere simile lo stato di conservazione di colate storiche, come ad esempio quella di Petrulli del 1284 rispetto a quelle di età maggiore di 2 ka.



Fig. 31 - Esempio di copertura di una colata lavica dell'intervallo 3,9 ka -122 a.C. In particolare si tratta della colata emessa dal cono di scorie di Trecastagni (tr) che mostra una copertura formata da un deposito piroclastico di caduta, spesso circa un metro, a sua volta coperto da alcune decine di centimetri di suolo

5. - ELEMENTI DI GEOLOGIA TECNICA E APPLICATA

S. BRANCA

5.1 - LINEAMENTI IDROGEOLOGICI

La successione di prodotti vulcanici, che costituisce il versante orientale del Monte Etna, rappresenta la principale struttura idrogeologica dell'intero

edificio vulcanico per l'importanza delle risorse idriche oggetto di sfruttamento. L'assetto strutturale del basamento sedimentario, costituito prevalentemente da terreni argillosi (LENTINI, 1982), rappresenta l'elemento principale che condiziona la circolazione idrica sotterranea. Ciò ha permesso, in corrispondenza del medio-basso versante, lo sviluppo di spartiacque sotterranei che delimitano una serie di falde acquifere primarie e secondarie fino a una quota di circa 700-800 m s.l.m. (FERRARA 1975; 1991). Spostandosi verso la zona sommitale si passa invece a una generale condizione di alimentazione indifferenziata, con direzione del deflusso sotterraneo circa radiale rispetto all'asse dei crateri sommitali (FERRARA 1975; 1991).

Il settore nord-orientale del Foglio Acireale è caratterizzato dalla presenza di due culminazioni del basamento sedimentario, allungate in direzione circa E-O (Vena-Fermata S. Venera e Puntalazzo-Nunziata), evidenziate dagli affioramenti discontinui di argille pleistoceniche. Queste due dorsali rappresentano le creste spartiacque che delimitano un'ampia area di drenaggio a cui sono collegate le importanti manifestazioni sorgentizie localizzate lungo il litorale di Fondachello. La dorsale Vena-Fermata S. Venera delimita verso nord una più importante area di drenaggio, rappresentata dalla paleovalle del Fiume Alcantara (BRANCA & FERRARA, 2001), le cui emergenze dei deflussi sotterranei generano il Torrente Fiumefreddo in prossimità della costa. L'ampia depressione della Valle del Bove rappresenta l'area di ricarica dei deflussi sotterranei che caratterizzano i numerosi livelli acquiferi presenti nell'area compresa fra Giarre e Pozzillo. Verso sud la direzione di deflusso dei corpi idrici sotterranei è invece fortemente condizionata dalla presenza delle faglie appartenenti al fascio strutturale delle "Timpe". In questo settore tali strutture generano una serie di profonde depressioni del substrato, che risultano essere sedi di importanti aree di drenaggio, caratterizzate da un andamento circa NO-SE delle principali linee di deflusso (FERRARA 1975; 1991).

Nel versante orientale del Monte Etna è possibile riconoscere diversi complessi idrogeologici in funzione del differente grado di permeabilità dei terreni (FERRARA 1991; 1994). I depositi alluvionali recenti che costituiscono la fascia costiera da Riposto a Fiumefreddo, in relazione alle buone caratteristiche di permeabilità per porosità che possiedono, sono sede di acquiferi superficiali di scarso interesse a causa del loro limitato spessore. Un acquifero di tipo libero di discreto interesse, invece, caratterizza il deposito vulcanoclastico del "Chiancone". Esso è costituito da un conglomerato sabbioso di notevole spessore caratterizzato da una permeabilità estremamente variabile in funzione della granulometria dei singoli livelli e in relazione alla presenza d'importanti discontinuità tettoniche. I principali corpi idrici del versante orientale sono

localizzati all'interno della successione vulcanica, in conseguenza della elevata permeabilità per fessurazione che caratterizza questi terreni. Essa è sede di una complessa e articolata rete acquifera profonda caratterizzata da una certa variabilità da settore a settore in relazione alla presenza, a diverse profondità, di livelli vulcanoclastici a bassa permeabilità che permettono lo sviluppo di una rete locale di acquiferi sospesi.

Il chimismo delle acque sotterranee riflette le caratteristiche composizionali delle rocce vulcaniche, mostrando complessivamente una tipica facies bicarbonato-alcantino-terrosa (FERRARA, 1975; 1994). Localmente si riscontrano delle variazioni del chimismo determinate da maggiori apporti di fluidi profondi in corrispondenza delle principali strutture tettoniche, che conferiscono un'alta mineralizzazione delle acque. Generalmente si tratta di acque dure con un pH leggermente basico, caratterizzate spesso da un certo tenore in ferro come nel caso delle cosiddette "Acque rosse" le cui manifestazioni sorgentizie sono localizzate alla base della Timpa di Acireale. Nella zona di Pozzillo sono invece presenti delle acque minerali con alto tenore in cloruri e solfati che vengono sfruttate a scopo industriale (FERRARA, 1975).

I potenziali produttori d'inquinamento dell'acquifero vulcanico del versante orientale del Monte Etna interessano per esteso la fascia pedemontana, intensamente urbanizzata e ancora in forte espansione, che si sviluppa dalla costa fino a una quota di circa 800 m s.l.m. (FERRARA, 1994). Essi sono rappresentati principalmente dalla scarsa efficienza del sistema fognario, dalla carenza di impianti di trattamento delle acque reflue, dalla presenza di discariche non controllate di R.S.U., e dall'utilizzo di prodotti chimici tossici nelle aree interessate da attività agricole specializzate. In quest'area il grado di vulnerabilità è estremamente alto negli acquiferi liberi presenti nei depositi alluvionali costieri e nella rete acquifera caratterizzante le vulcaniti con superficie piezometrica poco profonda (< 50 m dal p.c.). Spostandosi gradualmente verso l'alto versante del vulcano la densità degli insediamenti e delle attività produttive si riduce progressivamente fino a scomparire del tutto; questo elemento, unitamente all'approfondimento delle falde, fa sì che il grado di vulnerabilità diventi basso (FERRARA, 1994).

5.2. - IDROLOGIA SUPERFICIALE

Il reticolo idrografico del versante orientale è costituito da un regime tipicamente torrentizio caratterizzato da un deflusso estremamente breve ed episodico direttamente connesso con l'entità delle precipitazioni. Queste condizioni sono

da mettere in relazione alla notevole permeabilità della successione vulcanica, che causa una rapida infiltrazione delle acque di precipitazione limitandone il deflusso superficiale.

I corsi d'acqua, che si sviluppano sui prodotti vulcanici riferibili all'attività eruttiva degli ultimi 15 ka, sono limitati a incisioni di scarso rilievo il cui andamento è localmente condizionato dalla morfologia delle colate laviche. Brusche variazioni di direzione dei corsi d'acqua si verificano frequentemente in corrispondenza dell'intersezione con i principali lineamenti strutturali. Nelle aree in cui si hanno i maggiori affioramenti di vulcaniti antiche, principalmente lungo il fianco meridionale della Valle del Bove e nel settore Milo-S. Alfio, in relazione agli intensi processi di alterazione e degradazione cui sono soggette queste rocce, i corsi d'acqua sono invece caratterizzati da profonde incisioni, di modesto sviluppo longitudinale, che in alcuni tratti diventano delle strette gole.

Il versante orientale del Monte Etna durante il verificarsi di eventi piovosi di forte intensità, anche se di breve durata, è soggetto a improvvisi e violenti fenomeni alluvionali che interessano in particolare modo la fascia costiera fra Giarre e Acireale. I principali fattori che condizionano la pericolosità idraulica di questo settore del vulcano, intensamente urbanizzato, sono la frequente occlusione degli alvei dei torrenti da parte della rete stradale, la mancata regimazione delle acque di ruscellamento lungo le strade e l'inadeguatezza delle opere idrauliche urbane ed extra-urbane (BASILE & LABRUNA, 1998).

5.3. CONDIZIONI DI STABILITÀ DEI VERSANTI

Il dissesto in atto nel versante orientale del vulcano si manifesta principalmente con fenomeni di crollo che si verificano lungo le principali scarpate di faglia (Timpa di Acireale, Timpa di S. Tecla, etc.). I fattori che condizionano l'instabilità sono connessi a processi d'intensa erosione da parte delle acque di ruscellamento che interessano i livelli vulcano-clastici non cementati intercalati fra le bancate laviche. Generalmente le cause cui sono ricollegabili i crolli sono pertanto imputabili alla perdita di coesione dei livelli vulcano-clastici, come conseguenza dell'infiltrazione delle acque di dilavamento lungo i sistemi di fratture che caratterizzano i corpi lavici. La scadente regimazione dei deflussi superficiali in corrispondenza delle aree urbanizzate è un ulteriore fattore che aumenta l'instabilità delle scarpate in quanto determina un aumento dell'azione erosiva delle acque di dilavamento. Le medesime condizioni di instabilità ca-

ratterizzano, inoltre, le pareti interne della Valle del Bove e della Val Calanna. I fattori che determinano la spinta degradazione di questi rilievi sono principalmente legati al fenomeno della gelivazione. I processi di frammentazione meccanica delle bancate laviche sono strettamente connessi alle variazioni di pressione esercitata durante i cambiamenti di volume dell'acqua d'infiltrazione, che gela all'interno del sistema di fratture presenti nell'ammasso roccioso. In conseguenza della forte escursione termica diurna e della costante presenza di neve e ghiaccio durante la stagione invernale, il graduale allargamento delle fratture produce uno smembramento della roccia in blocchi eterometrici, che sotto l'azione della gravità si accumulano alla base delle pareti formando coni detritici. Tali corpi detritici, essendo di limitata estensione areale, non sono rappresentabili alla scala dei rilievi e della banca dati. Un ulteriore fattore di instabilità è connesso, in alcune aree limitate del vulcano, all'intensa tettonica attiva che causa l'innescò di processi franosi come nel caso della scarpata localizzata nei pressi dell'abitato di Presa, dove gli elevati tassi di movimento del segmento orientale della faglia della Pernicana generano fenomeni di crollo (AZZARO *et alii*, 2001).

Nei restanti settori del versante orientale del Monte Etna i processi di dissesto sono praticamente assenti in conseguenza della bassa acclività ($<13^\circ$) che caratterizza circa 80% dell'area (FAVALLI *et alii*, 1999), delle buone caratteristiche fisico-meccaniche delle rocce vulcaniche e della mancanza di un vero e proprio reticolo idrografico. Gli unici elementi d'instabilità in atto sono esclusivamente connessi a fenomeni di *creep* asismico localizzati lungo limitate porzioni delle principali strutture tettoniche (RASÀ *et alii*, 1996; AZZARO *et alii*, 1998). In conseguenza degli elevati tassi di movimento misurati in diverse località che arrivano fino a 2,3 cm/a (RASÀ *et alii*, 1996), questa fenomenologia provoca considerevoli danni nelle aree a forte urbanizzazione.

5.4. RISORSE DEL SOTTOSUOLO

Le buone caratteristiche fisico-meccaniche della roccia vulcanica, unitamente alle ottime condizioni di giacimento e di estrazione, fanno sì che la lava venga intensamente sfruttata per la produzione di materiali da costruzione, di rivestimento, per pavimentazioni stradali, per scogliere, nonché per inerti di calcestruzzi e malte. L'ammasso roccioso viene estratto tramite scavi a cielo aperto e viene generalmente coltivato sul posto.

6. - CONSIDERAZIONI SULLA VALUTAZIONE DELLA PERICOLOSITÀ VULCANICA

G. GROPELLI, M. COLTELLI

I dati geologici contenuti nel Foglio Acireale possono essere utilizzati anche per una valutazione della pericolosità vulcanica dell'area; tuttavia, per affrontare questa complessa problematica è necessario integrare tali dati con altre informazioni non presenti sulla carta geologica (ad es., la topografia di dettaglio) e con i rilevamenti di tutti gli altri fogli geologici del Monte Etna (ad esempio nel Foglio Acireale non sono compresi i crateri sommitali). Pertanto nel presente paragrafo si discuterà dei dati presenti sulla carta geologica utilizzabili al fine di una valutazione della pericolosità vulcanica, accennando alle possibili metodologie applicabili, senza presentare i risultati per i limiti sopra descritti e poiché esulano dallo scopo delle presenti Note Illustrative.

I dati disponibili nell'ambito del Progetto CARG per poter elaborare una valutazione della pericolosità vulcanica sono la carta geologica alla scala 1:50.000 con la relativa legenda e note illustrative e la banca dati alla scala 1:25.000. In particolare, dopo le integrazioni alla banca dati del giugno 2002, è possibile caricare in quest'ultima ulteriori informazioni (per es., l'anno di un'eruzione, la tipologia della bocca: cono o frattura eruttiva, etc.), alcune delle quali fondamentali per una valutazione della pericolosità vulcanica (cfr. in proposito alcune elaborazioni presentate in GROPELLI *et alii*, 2001). Infatti una banca dati georeferenziata costruita con criteri moderni rappresenta lo strumento ideale per la valutazione della pericolosità vulcanica a medio e lungo termine, poiché quest'ultima si deve necessariamente basare sulla successione temporale e distribuzione spaziale degli eventi potenzialmente dannosi occorsi durante la passata attività del vulcano. In quest'ottica una banca dati georeferenziata può fornire in modo diretto e immediato un elevato numero di elaborazioni, che possono essere in parte o completamente automatizzate, garantendo così l'oggettività nella valutazione dei parametri atti a definire la pericolosità. Tali risultati sono difficilmente ottenibili se i dati disponibili non sono debitamente raccolti e relazionati in una banca dati geografica.

Un primo elemento ricavabile dalla carta geologica è la ricostruzione spazio-temporale e la caratterizzazione tipologica delle eruzioni del Vulcano Mongibello, ossia la ricostruzione dell'attività vulcanica degli ultimi 15.000 anni. Infatti i prodotti relativi a questo periodo dell'evoluzione del Monte Etna sono stati rilevati e cartografati alla scala originale del rilevamento utilizzando unità litostratigrafiche di rango colata. Tale informazione è stata conservata sia

in banca dati che nella carta geologica alla scala 1:50.000. Pertanto è possibile ottenere un *data base* delle eruzioni relative agli ultimi 15.000 anni con associate informazioni spaziali, quali l'ubicazione della frattura eruttiva e l'estensione dei prodotti che per il Foglio Acireale sono prevalentemente lavici. Dall'elaborazione di questi dati si possono anche ricavare la frequenza e la tipologia delle eruzioni e quindi la loro distribuzione nello spazio e nel tempo, elementi essenziali per procedere allo studio della pericolosità vulcanica (GOMEZ-FERNANDEZ, 2000).

Altri elementi spaziali, presenti sulla carta e utili ai fini della valutazione della pericolosità vulcanica, sono la distribuzione delle fratture eruttive e dei coni/bastioni di scorie. Anche per questi ultimi è previsto nella banca dati di poter associare informazioni quali l'età, il nome ed eventuali altri elementi, in maniera tale da poter realizzare elaborazioni sia spaziali che temporali, quali, per esempio, carte della distribuzione o della densità delle fratture eruttive. Sono possibili anche visualizzazioni ed elaborazioni in funzione dell'età. Il calcolo della densità e l'ubicazione delle fratture eruttive sono considerati elementi fondamentali per realizzare una mappa della pericolosità vulcanica in aree caratterizzate da vulcanismo prevalentemente effusivo, come evidenziato da ARAÑA *et alii* (2000) e da FELPETO *et alii* (2001).

Un altro elemento spaziale estremamente importante per lo studio della pericolosità vulcanica e ricavabile dalla carta geologica a scala 1:50.000 è la distribuzione delle colate. Infatti si possono ottenere informazioni utili sia dalla caratterizzazione di ciascuna colata, ricavando dati quali ubicazione del punto di emissione, lunghezza massima, traiettoria seguita, spessore medio, volume di lava, etc., sia dalla visualizzazione di tutte le colate recenti, suddivise, per esempio, in base agli intervalli. In tal caso (fig. 32) è possibile evidenziare lo spostamento progressivo dell'ubicazione delle eruzioni laterali durante l'attività del Vulcano Mongibello, inizialmente concentrata soprattutto nel quadrante nord-orientale e poi progressivamente migrata verso sud, sino a concentrarsi lungo il rift meridionale e infine nella zona adiacente ai crateri sommitali. Sempre relativamente allo studio delle singole colate si possono identificare e delimitare le aree che sono state recentemente interessate da fenomeni di invasione lavica; ciò può fornire indicazioni utili per il riconoscimento di aree che nell'immediato futuro potranno essere interessate da invasione lavica, evidenziando quando tali colate sono state alimentate da fessure ubicate in zone a elevata concentrazione di fratture eruttive recenti.

Oltre alla distribuzione delle colate laviche la carta geologica a scala 1:50.000 consente di ricavare l'areale di affioramento delle principali successioni piroclastiche e permette, insieme agli studi tefrostratigrafici, di studiare

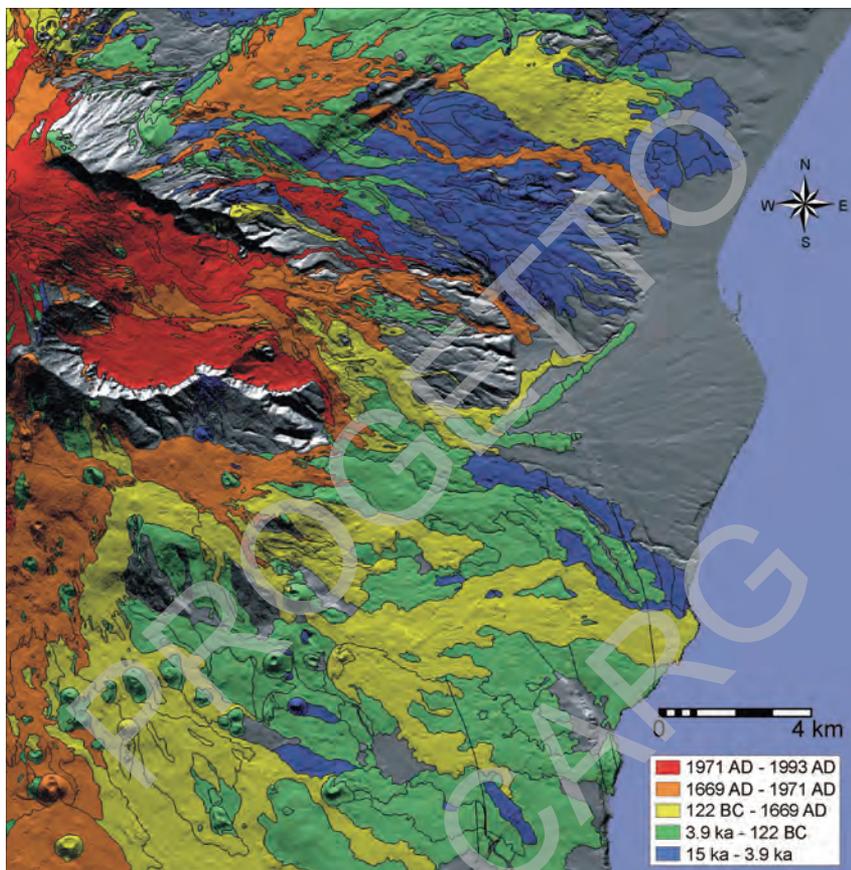


Fig. 32 - Colate del Foglio Acireale appartenenti al Vulcano Mongibello, visualizzate in funzione dell'intervallo; su modello ombreggiato del terreno tratto da PARESCHI et alii (1999) (fonte di illuminazione posta a 0° di azimut e 45° di altezza). Le aree in grigio sono relative ai prodotti più antichi o a depositi detritici.

la pericolosità vulcanica relativa alle grandi eruzioni esplosive che producono la messa in posto dei materiali piroclastici. All'Etna questi depositi sono concentrati sul versante orientale e coprono un periodo di tempo che va da circa 100 ka al presente e sono stati mappati nel Foglio Acireale come membri (Cubania, Osservatorio Etneo, Tagliaborse) appartenenti ad altrettante unità litostigrafiche. Solo la caratterizzazione dei prodotti più recenti (< 15 ka - membro Cubania) contribuisce alla definizione della pericolosità vulcanica da eruzioni esplosive.

Lo studio dei livelli di tefra inclusi nel membro Cubania ha permesso di determinare il numero, il tipo, l'intensità, e la distribuzione degli eventi esplosivi riconosciuti. Quindi è stato possibile definire il periodo di ritorno, l'energia media e massima delle eruzioni esplosive attese, e le caratteristiche del massimo evento possibile e dell'evento più probabile atteso. In fig. 33 sono visualizzati i depositi di tre eruzioni scelti come esempio per i tre tipi di eruzioni esplosive attese all'Etna: deposito del 1990 per eruzioni tipo fontane di lava- piccole subpliniane (da 1 a 10 milioni di m³); deposito dell'eruzione del 3930 BP per le tipiche eruzioni subpliniane (intorno a 100 milioni di m³); deposito dell'eruzione del 122 a.C. per le eruzioni pliniane (oltre 1000 milioni di m³). L'evento più probabile atteso è quello del primo tipo e il massimo è quello del terzo tipo. I risultati dello studio sull'attività storica e preistorica dell'Etna ottenuti dall'unione dei dati tefrostratigrafici e dei cataloghi storici hanno evidenziato che il numero delle eruzioni storiche dell'Etna di cui si conosce con sicurezza sia

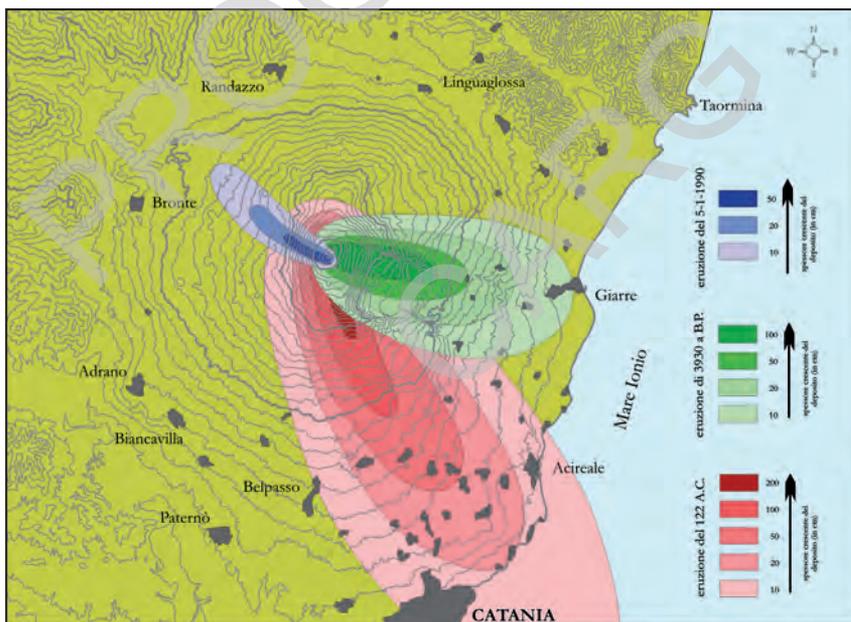


Fig. 33 - Distribuzione areale e spessori (in centimetri) dei depositi di tre eruzioni scelte come esempio per i tre tipi di eruzioni esplosive attese all'Etna:

- deposito del 1990 (in toni del blu) per eruzioni tipo fontane di lava e piccole subpliniane;
- deposito dell'eruzione del 3930 BP (in toni del verde) per le tipiche eruzioni subpliniane;
- deposito dell'eruzione del 122 a.C. (in toni del rosso) per le eruzioni pliniane.

I dati sui depositi sono stati ricavati da CALVARI et alii (1991) e da COLTELLI et alii (1998; 2000).

l'età che il deposito è fortemente sottostimato per il periodo precedente al XVII secolo. Pertanto, attualmente è impossibile realizzare un'analisi statistica della frequenza degli eventi eruttivi in epoca storica se non negli ultimi tre secoli, in cui il numero delle eruzioni riportate storicamente coincide perfettamente con il record stratigrafico.

Infine la zonazione delle aree di impatto per i differenti scenari eruttivi e la valutazione dell'impatto sul territorio e sulla popolazione di queste eruzioni ha permesso di caratterizzare i danni a esse associate: zona prossimale, crollo di tutti i tetti, blocco totale della viabilità, danni gravi alle persone; zona intermedia, blocco delle comunicazioni, danni irreparabili all'agricoltura, crollo di alcuni tetti, difficoltà respiratorie gravi; zona distale, perdita dei raccolti, difficoltà nella viabilità, difficoltà respiratorie

In conclusione, per ciò che riguarda la pericolosità vulcanica da eruzioni esplosive, si può dire che l'Etna produce frequenti e relativamente violente eruzioni esplosive di medio-bassa intensità; in casi eccezionali l'Etna può produrre intense eruzioni subpliniane e pliniane di composizione basaltica.

Nella storia recente del Vulcano Mongibello si registra anche un collasso laterale che ha innescato la formazione della Valle del Bove circa 10 ka fa (CALVARI *et alii*, 1998; 2004). Tale evento catastrofico, associato a successive frane e crolli che hanno allargato sino allo stadio attuale la Valle del Bove, va tenuto presente ai fini della pericolosità vulcanica, anche se una sua valutazione precisa risulta difficile poiché non si tratta, per fortuna, di un episodio statisticamente ricorrente. Il collasso laterale e i successivi eventi di frana hanno prodotto i depositi che affiorano lungo il versante orientale del vulcano allo sbocco della Valle del Bove e che costituiscono il membro Milo e il membro Chiancone. Il primo è stato interpretato come un deposito di *avalanche* (sequenza inferiore) prodotto dal collasso laterale del vulcano Etna, che si è verificato circa 10.000 anni fa; la parte superiore del deposito è costituita da livelli di *debris flow* legati alle fasi finali del collasso con aumento dell'acqua o alla rielaborazione fluviale del deposito di *avalanche* (CALVARI *et alii*, 1998; CALVARI & TANNER, 1999). La parte superiore del membro Chiancone, invece, rappresenta l'elaborazione e deposizione fluviale con diversa energia del materiale precedentemente formatosi a causa del collasso e della progressiva apertura della Valle del Bove. La formazione dei depositi di *debris* e di quelli fluviali connessi all'apertura e all'allargamento della Valle del Bove sembra interrompersi circa 2000 anni fa (CALVARI *et alii*, 2004).

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 1
SEZIONI STRATIGRAFICHE DI DETTAGLIO

PROGETTO
CARG

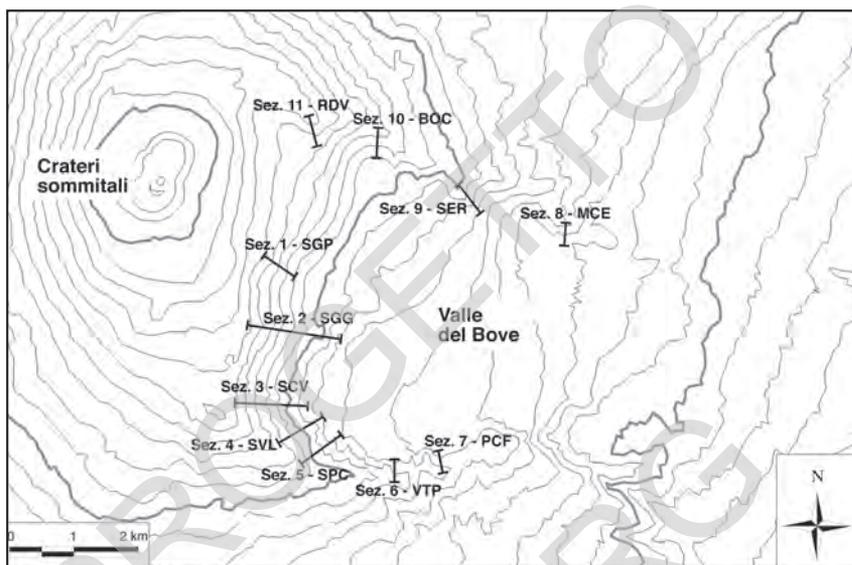


Fig. 34 - Ubicazione delle sezioni stratigrafiche di dettaglio.

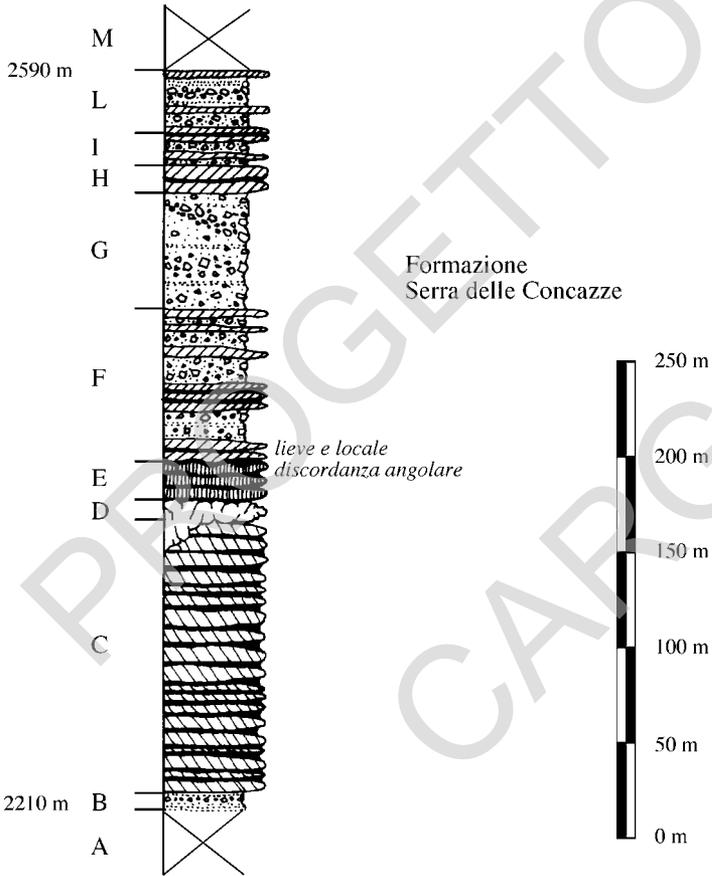


Fig. 35 - Sezione stratigrafica di dettaglio di Serra Giannicola Piccola lungo l'omonima cresta. Coordinate della base della sezione: $37^{\circ}44'16''N$ $15^{\circ}01'06''E$. Per l'ubicazione cfr. fig. 34 (Sez. 1 - SGP).

Sezione n. 1 - Serra Giannicola Piccola

- A) Copertura lavica recente.
- B) Depositi di flusso piroclastico giallo-ocracei, a stratificazione decimetrica grossolana, poco cementati, con abbondante matrice cineritica in cui sono immerse scarse scorie da centimetriche a decimetriche molto alterate (10 m).
- C) Colate di spessore variabile da 1 a 3 m, molto alterate, intercalate a livelli scoriacei dello stesso spessore. La paragenesi è costituita da fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina (140 m).
- D) Piccolo plug a fratturazione colonnare ben marcata, di colore rosato, con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno, anfibolo e rara olivina. Alla base si osserva un dicco orientato NO-SE che lo alimenta (10 m).
- E) Colate di spessore variabile da 2 a 10 m, decrescente verso l'alto, alimentate dal piccolo plug sottostante, con la stessa paragenesi del plug che le alimenta (D), ma porfirità più bassa e fenocristalli più minuti (20 m).
- Lieve e locale discordanza angolare.
- F) Colate di spessore variabile da 1 a 3 m, intercalate a scorie, a scarsi livelli di flusso piroclastico a grana fine, di spessore variabile da 1 a 2 m, e a livelli epiclastici (10-50 cm) grigiastri anch'essi fittamente stratificati. Immersione verso SE. La sequenza è attraversata da dicchi orientati N-S, NO-SE ed E-O (80 m).
- G) Depositi plurimetrici di frana e rimaneggiamento, né classati né stratificati, a blocchi angolari da decimetrici a metrici in abbondante matrice cineritica, con scarse intercalazioni di sottili flussi piroclastici (30 cm massimo) e colate (50 cm di spessore massimo). Immersione verso SE. Il livello è interessato da piani di faglia coniugati, orientati circa N-S, che nel complesso ribassano verso est (60 m).
- H) Colate di spessore da 0,5 a 6 m, con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina; fratturazione colonnare (15 m).
- I) Alternanza di colate di spessore compreso tra 2 e 4 m, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio, di depositi di flusso piroclastico a supporto di matrice (spessore 2-3 m), e di breccie poco cementate a blocchi lavici arrotondati immersi in scarsa matrice (spessore 4-6 m) (15 m).
- L) Colate di spessore massimo 1 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e rara olivina, alternate a scorie e a depositi di flusso piroclastico a supporto di matrice, di spessore variabile da 0,5 a 10 m (32 m).
- M) Copertura lavica recente

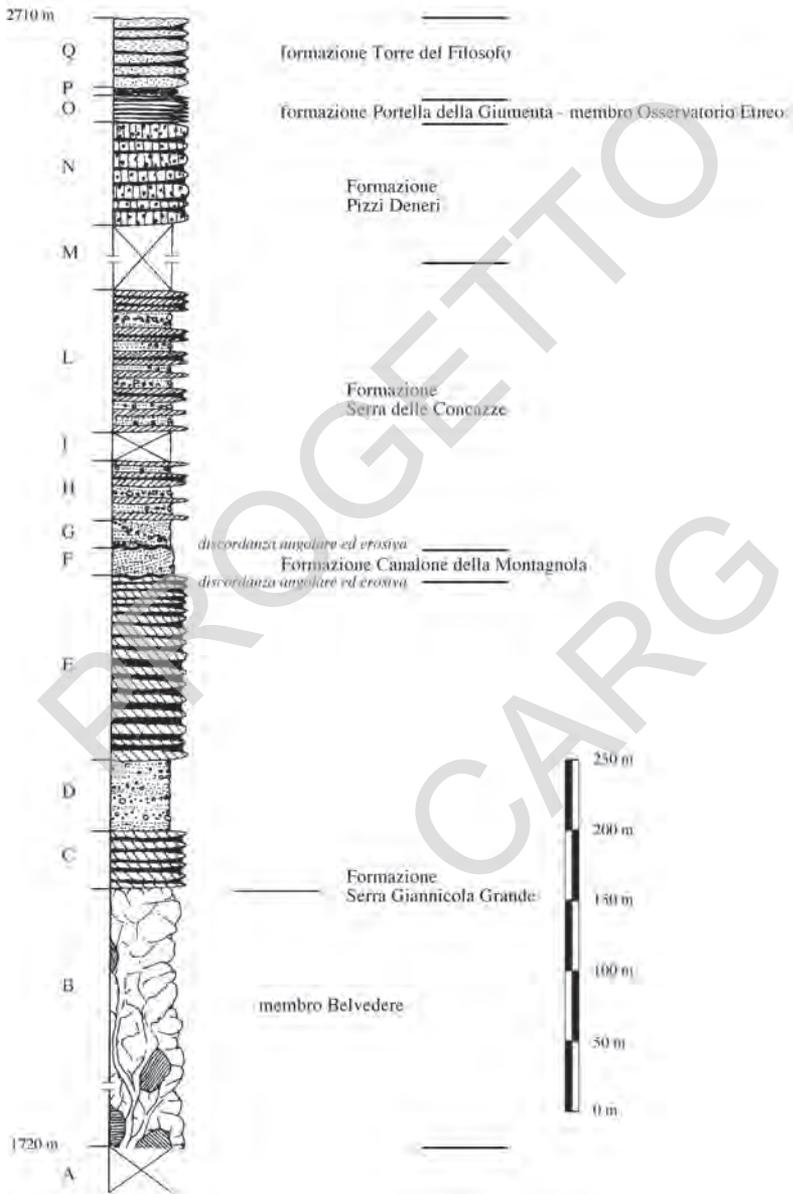


Fig. 36 - Sezione stratigrafica di dettaglio di Serra Giannicola Grande lungo l'omonima cresta. Coordinate della base della sezione: $37^{\circ}43'39''N$ $15^{\circ}01'50''E$. Per l'ubicazione cfr. fig. 34 (Sez. 2 - SGG).

Sezione n. 2 - Serra Giannicola Grande

A) Copertura lavica recente

B) Neck a fratturazione colonnare, di colore rosato, con fenocristalli centimetrici di anfibolo, plagioclasio, scarso pirosseno e olivina, che formano abbondanti glomerofiri (da 1 a 4 cm), più frequenti nelle porzioni basali dell'ammasso subintrusivo. Nella parte centrale del neck si osservano blocchi molto alterati, a giacitura variabile e probabilmente basculati, appartenenti all'unità incassante (formazione Piano del Trifoglietto); alla base del neck si osservano dei sistemi filoniani che si allargano verso l'alto a costituire il neck stesso. Tutta la successione è fittamente attraversata da dicchi più recenti, a fenocristalli centimetrici di plagioclasio, orientati NO-SE (280 m). Membro Belvedere.

C) Colate di spessore variabile da 1 a 3 m, molto alterate, intercalate a scorie, con immersione verso NO, alimentate dall'ammasso lavico sottostante (membro Belvedere - B), cui somigliano nella paragenesi, ma con fenocristalli più piccoli e meno abbondanti (40 m).

D) Livello prevalentemente piroclastico con immersione verso NO. Alla base si osservano flussi piroclastici giallastri a stratificazione decimetrica grossolana, poco cementati, con abbondante matrice cineritica in cui sono immerse scarse scorie da centimetriche a decimetriche molto alterate. Nella parte centrale si osserva una colata a fratturazione colonnare (spessore massimo 50 cm) che chiude lateralmente a *pinch-out*, mentre la parte alta è composta da livelli piroclastici cineritici incoerenti, a stratificazione grossolana, con rari blocchi lavici angolari delle dimensioni massime di 1 m (50 m).

E) Colate dello spessore di 1-2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, alternate a livelli (spessore 10-20 m) di scorie e breccie autoclastiche, monolitologiche ed eterometriche (colate autobrecciate?), la cui potenza diminuisce gradualmente verso l'alto. La sequenza è fittamente attraversata da dicchi orientati NO-SE (130 m).

Discordanza angolare ed erosiva.

F) Successione costituita da flussi piroclastici di colore ocraceo, a grana fine, di spessore variabile tra 0,2 e 1,5 m, alternati a livelli epiclastici decimetrici, grigiastri e ben stratificati (20 m).

Discordanza angolare ed erosiva.

G) Successione costituita da flussi piroclastici giallo-grigiastri, poco cementati, in gran parte rimaneggiati, con clasti di dimensioni centimetriche e stratificazione piano-parallela centimetrica (20 m).

H) Colate dello spessore di 1-3 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, intercalate a livelli epiclastici cineritici a stratificazione sottile (1 m di spessore massimo) e scarsi flussi piroclastici (1 m massimo) (40 m).

I) Cono di scorie saldate del 1908 (20 m).

L) Colate dello spessore di 2-4 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno, olivina, e frequenti intercalazioni di flussi piroclastici cineritici di spessore metrico, ben stratificati, in livelli da centimetrici a decimetrici (100 m).

M) Copertura costituita da colate laviche e ceneri recenti (150 m).

N) Colate molto spesse (spessore variabile da 4 a 10 m), con fenocristalli centimetrici di plagioclasio e scarsi feni, molto vescicolate, con rare intercalazioni di sottili livelli scoriacei (70 m).

O) Due livelli di pomici alternati a due bancate di brandelli scoriacei, parzialmente rifluiti e saldati. La base è data da scorie di colore nero che passano gradualmente a rosso, mentre verso il tetto il grado di saldatura aumenta fino a formare dei banchi massivi molto simili a colate laviche reomorfiche in cui è difficile riconoscere la forma originaria dei singoli brandelli scoriacei. Le scorie raggiungono dimensioni fino a pluridecimetriche, microvescicolate, con talvolta bandature grigio-nere vetrose (17 m).

P) Livello di scorie saldate, di colore rosso scuro, molto alterate, con rari fenocristalli millimetrici di plagioclasio e pirosseno. Il livello è piuttosto discontinuo (6 m).

Q) Colate dello spessore variabile da 2 a 4 m, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio, pirosseno, e rara olivina. Compatte, poco alterate e non fratturate, sono alternate a sottili livelli scoriacei (50 m).

Superficie topografica

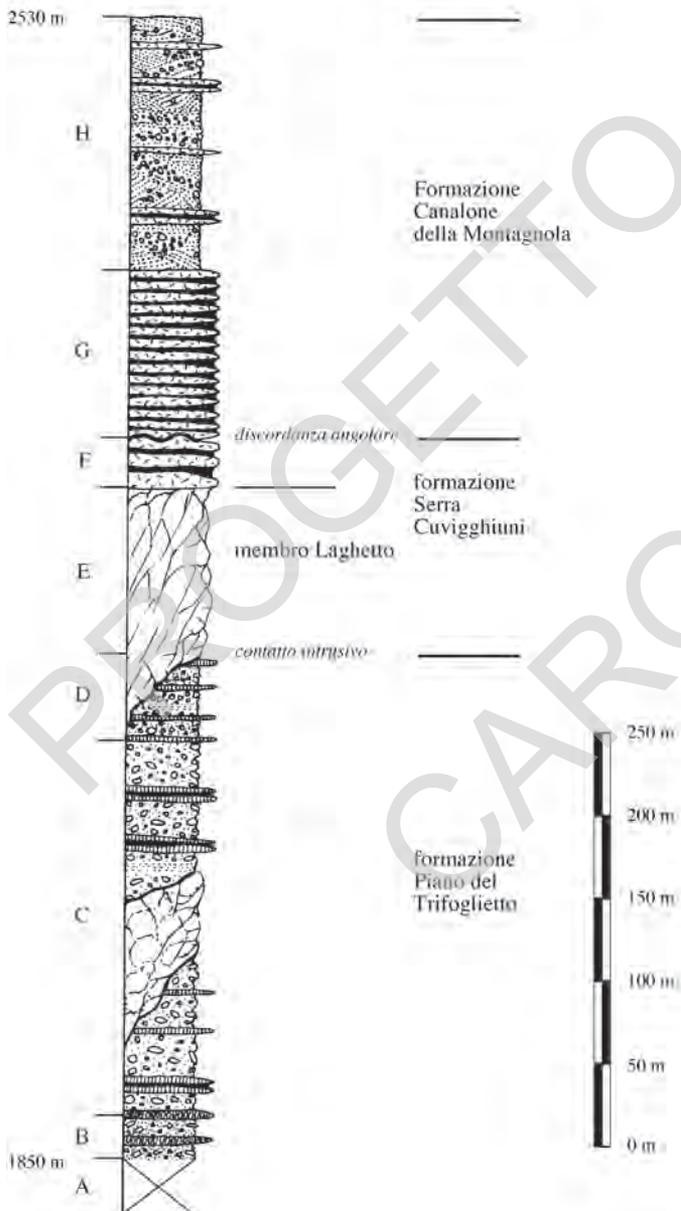


Fig. 37 - Sezione stratigrafica di dettaglio di Serra Cuvigghiumi lungo l'omonima cresta. Coordinate della base della sezione: $37^{\circ}43'15''N$ $15^{\circ}01'21''E$. Per l'ubicazione cfr: fig. 34 (Sez. 3 - SCV).

Sezione n. 3 - Serra Cuvigghiuni

A) Copertura lavica recente

B) Deposito di breccie monogeniche, angolari, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, né classate né gradate, immerse in scarsa matrice cineritica bruna, con rare intercalazioni di sottili colate autobrecciate (30 m).

C) Deposito di breccie eterogenee, poco arrotondate, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, non gradate, immerse in matrice cineritica bruna, con frequenti intercalazioni di livelli cineritici epiclastici a stratificazione piano parallela centimetrica e rare colate dello spessore massimo di 1 m. La successione è attraversata da ammassi subvulcanici, dello spessore massimo di 60-70 m, molto alterati, con evidente fratturazione colonnare (220 m).

D) Livelli epiclastici cineritici sottilmente stratificati, con stratificazione piano parallela e/o incrociata, alternati a colate dello spessore massimo di 1 m, depositi di breccie angolari, non classate, di dimensioni decimetriche, e livelli di flusso piroclastico dello spessore massimo di 2 m (50 m).

Contatto intrusivo.

E) Neck a marcata fratturazione colonnare, di colore rosato, con pasta di fondo chiara e fenocristalli centimetrici di anfibolo, plagioclasio, raro pirosseno e olivina; alimenta le colate sovrastanti (F) (100 m). Membro Laghetto.

F) Colate spesse 2-3 m, alternate a scorie, immergenti verso O, alimentate dal neck sottostante (E) cui somigliano nella paragenesi, ma con fenocristalli meno abbondanti (25 m).

Discordanza angolare

G) Colate dello spessore di 1-2 m alternate a scorie con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno, rara olivina e anfibolo. Immergono verso E e SE (100 m).

H) Depositi di flusso piroclastico ocracei a supporto di matrice, con scorie allungate (massimo 50 cm) e rari blocchi lavici angolari (massimo 30 cm), alternati a scorie saldate di colore violaceo, livelli epiclastici cineritici grigio-giallastri a stratificazione millimetrica piano parallela e/o incrociata, sottili e discontinue colate dello spessore massimo di 50 cm. I livelli sono tra loro fortemente discordanti (150 m).

Superficie topografica

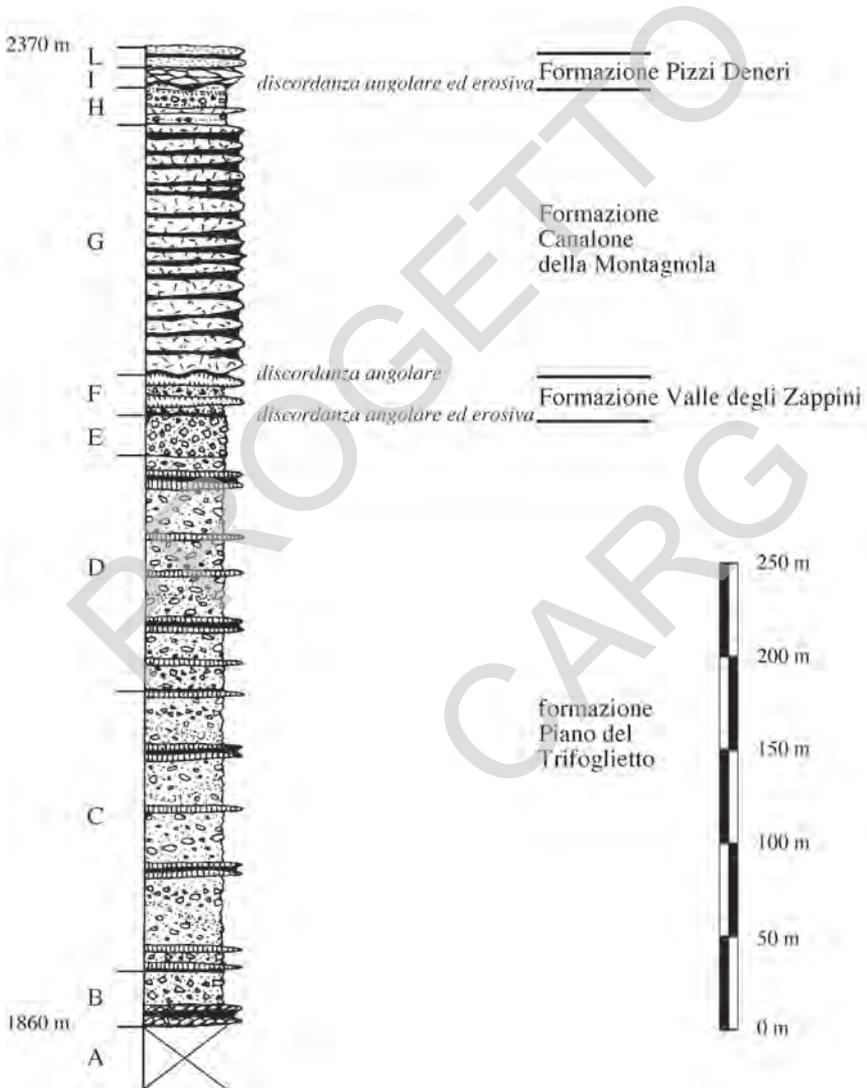


Fig. 38 - Sezione stratigrafica di dettaglio di Serra Vavalaci lungo l'omonima cresta. Coordinate della base della sezione: $37^{\circ}43'02''N$ $15^{\circ}01'17''E$. Per l'ubicazione cfr. fig. 34 (Sez. 4 - SVL).

Sezione n. 4 - Serra Valalaci

A) Copertura lavica recente

B) Livelli di breccie monogeniche, angolari, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, immerse in scarsa matrice cineritica di colore bruno, alternate a sottili colate labbrecciate molto alterate (30 m).

C) Depositi di breccie eterogenee, arrotondate, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, non gradate, immerse in matrice cineritica bruna, alternate a colate (spessore massimo 1 m) e a livelli epiclastici a grana fine con stratificazione piano parallela centimetrica (160 m).

D) Livelli epiclastici di colore grigiastro sottilmente stratificati, alternati a colate dello spessore massimo di 1 m, a breccie angolari non classate di dimensioni decimetriche e a depositi di flusso piroclastico (2-3 m) (110 m).

E) Deposito di lahar costituiti da blocchi lavici angolari di dimensioni metriche e da abbondante matrice (20 m).

Discordanza angolare ed erosiva

F) Colate dello spessore massimo di 2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e rara olivina, alternate a scorie e a livelli di breccie di rimaneggiamento di spessore 2-3 m privi di stratificazione; breccie eterogenee e angolari costituite da clasti subangolari decimetrici immersi in scarsa matrice (20 m).

Discordanza angolare.

G) Colate dello spessore di 1-2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno, rara olivina e anfibolo, alternate a livelli di scorie di 1-2 m (130 m).

H) Depositi epiclastici e di flusso piroclastico; livelli epiclastici cineritici grigio-giallastri a stratificazione millimetrica piano parallela e/o incrociata; flussi piroclastici ocreaci a supporto di matrice, con scorie e rari blocchi lavici angolari (20 m).

Discordanza angolare ed erosiva.

I) Deposito di scorie, bombe e brandelli di lava saldati, di colore rosso scuro, di dimensioni decimetriche, con fenocristalli millimetrici di pirosseno e plagioclasio; lateralmente il deposito si chiude (10 m).

L) Colate massive, di spessore variabile da 1 a 3 m, molto vescicolate, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, alternate a livelli scoriacei di spessore metrico. Verso l'alto diminuiscono taglia e quantità dei fenocristalli e lo spessore delle colate (10 m).

Superficie topografica

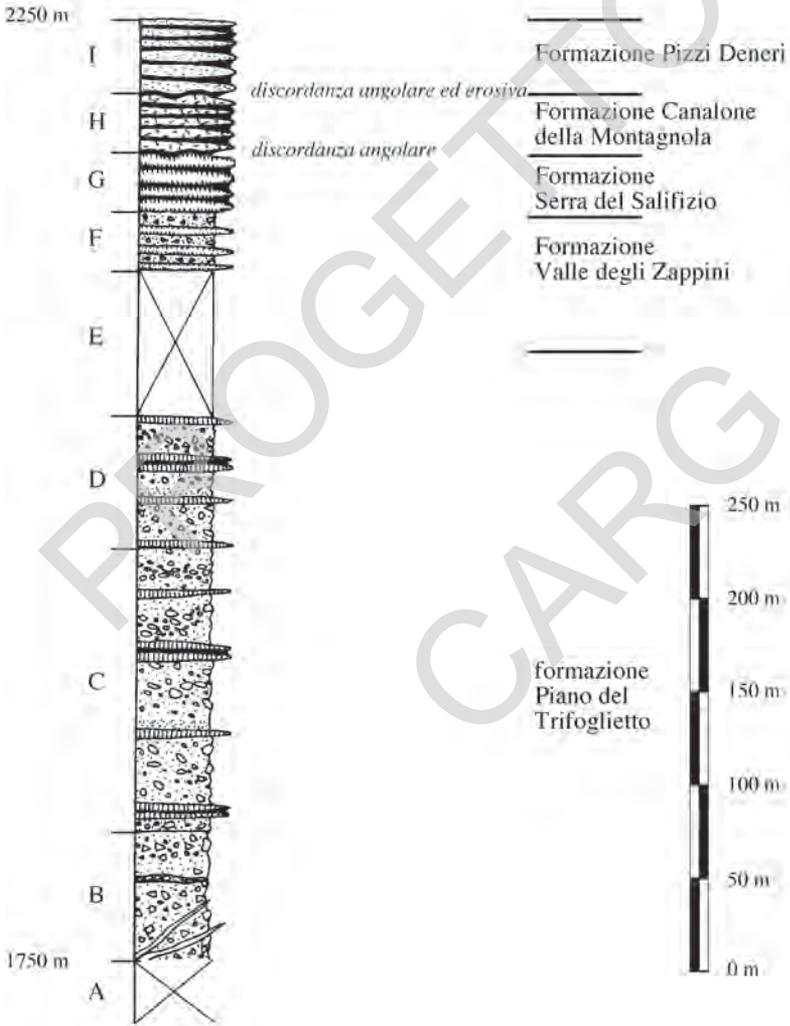


Fig. 39 - Sezione stratigrafica di dettaglio di Serra Pirciata lungo l'omonima cresta. Coordinate della base della sezione: 37°43'01"N 15°01'37"E. Per l'ubicazione cfr. fig. 34 (Sez. 5 - SPC).

Sezione n. 5 - Serra Pirciata

A) Copertura lavica recente

B) Livelli di breccie monogeniche, angolari, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, né classate, né gradate, immerse in scarsa matrice cineritica bruna, con rare intercalazioni di sottili colate autobrecciate (1 m di spessore massimo). Alla base intensa fumarolizzazione pervasiva, ora quasi completamente coperta della colata del 1991-93 (70 m).

C) Depositi di breccie eterogenee poco arrotondate, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, non gradate, immerse in matrice cineritica bruna, con frequenti intercalazioni di livelli cineritici epiclastici a stratificazione piano parallela centimetrica e rare colate dello spessore massimo di 1 m (150 m).

D) Livelli epiclastici cineritici sottilmente stratificati, alternati a colate dello spessore massimo di 1 m, a breccie angolari non classate di dimensioni decimetriche, e a depositi di flusso piroclastico dello spessore massimo di 3 m (70 m).

E) Copertura detritica (80 m).

F) Colate dello spessore massimo di 2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, alternate a scorie e a livelli di rimaneggiamento spessi 2-3 m, costituiti da clasti subangolari decimetrici in scarsa matrice, privi di stratificazione (30 m).

G) Colate leucocratiche massive, di spessore variabile da 1 a 4 m, con fratturazione a blocchi nei punti di maggiore ispessimento, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio e rari pirosseno e anfibolo aciculare (30 m).

Discordanza angolare

H) Colate dello spessore di 1-2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno, e rara olivina e anfibolo, alternate a livelli di scorie (30 m).

Discordanza angolare ed erosiva

I) Colate massive, di spessore variabile da 1 a 6 m, molto vescicolate, a fenocristalli centimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, alternate a livelli scoriacei di spessore metrico. Verso l'alto diminuiscono taglia e quantità dei fenocristalli e lo spessore delle colate, mentre nella parte sommitale si osservano sottili flussi (50 cm di spessore) subafirici, talvolta con fratturazione a lastre (40 m).

Superficie topografica

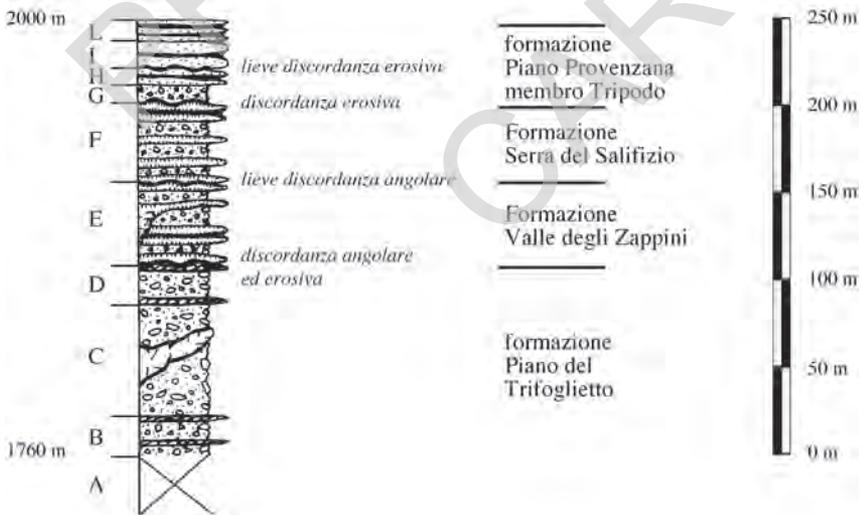


Fig. 40 - Sezione stratigrafica di dettaglio del Vallone del Tripodo lungo l'omonima valle. Coordinate della base della sezione: 37°42'43"N 15°01'58"E. Per l'ubicazione cfr. fig. 34 (Sez. 6 - VTP).

Sezione n. 6 - Valle del Tripodo

A) Copertura lavica recente

B) Livelli di breccie monogeniche, angolari, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, né classate, né gradate, immerse in scarsa matrice cineritica bruna, con rare intercalazioni di sottili (spessore massimo 1 m) colate autobrecciate (20 m).

C) Depositi di breccie eterogenee, poco arrotondate, di dimensioni da centimetriche a decimetriche, non gradate, immerse in matrice cineritica bruna, con frequenti intercalazioni di livelli cineritici epiclastici a stratificazione piano parallela centimetrica. Il livello è intruso da dicchi e piccoli plug, che potrebbero alimentare i flussi lavici delle Formazioni Valle degli Zappini e Serra del Salifizio (E e F), e da rari sill dello spessore massimo di 2 m (65 m).

D) Livelli di breccie eterogenee arrotondate, ben classate, di dimensioni decimetriche, né stratificate, né gradate, in scarsa matrice cineritica, con intercalazione di sottili colate autobrecciate (20 m).

Discordanza angolare ed erosiva

E) Colate dello spessore massimo di 2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e olivina, alternate a scorie e a livelli di rimaneggiamento di spessore fino a 10 m, costituiti da clasti subangolari decimetrici immersi in scarsa matrice, privi di stratificazione. Il livello è intruso da piccoli plug e dicchi (45 m).

Lieve discordanza angolare

F) Colate leucocratiche di spessore variabile da 2 a 6 m, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio e rari pirosseno e anfibolo aciculare, alternati a livelli di rimaneggiamento (spessore massimo 10 m) costituiti da clasti decimetrici angolari immersi in scarsa matrice e privi di stratificazione (45 m).

Discordanza erosiva.

G) Livello di rimaneggiamento costituito da clasti decimetrici arrotondati immersi in scarsa matrice cineritica giallastra, con gradazione normale e stratificazione decimetrica appena accennata (10 m).

H) Successione di flussi lavici dello spessore massimo di 50 cm, molto vescicolati, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio tabulare, senza intercalazioni scoriacee (10 m).

Lieve discordanza erosiva.

I) Colate di spessore 2-3 m, massive, molto vescicolate, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio, scarso pirosseno e olivina, alternate a sottili livelli scoriacei (13 m).

L) Colate di spessore 1-2 m, molto vescicolate, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio e pirosseno, alternate a sottili livelli scoriacei; verso l'alto diminuiscono taglia e quantità dei fenocristalli, sino a lave subafiriche (10 m).

Superficie topografica

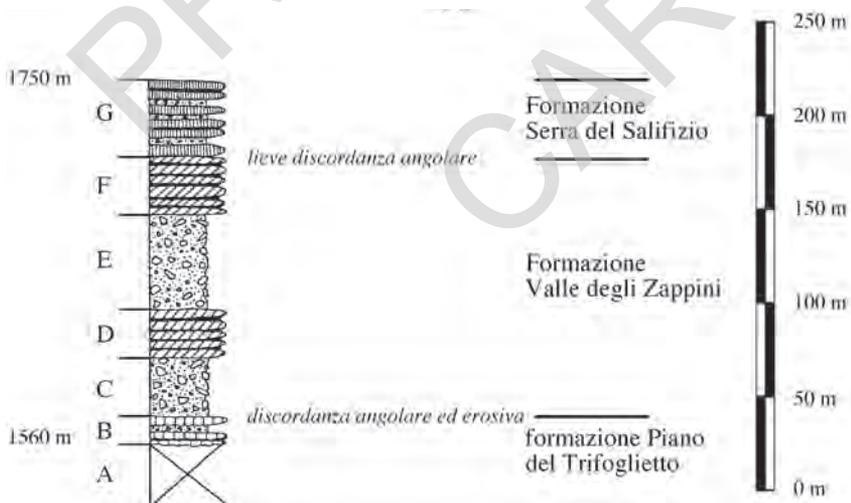


Fig. 41 - Sezione stratigrafica di dettaglio di Poggio Canfareddi posta 500 m a est del Vallone degli Zappini. Coordinate della base della sezione: 37°42'42"N 15°02'47"E. Per l'ubicazione cfr. fig. 34 (Sez. 7 - PCF).

Sezione n. 7 - Poggio Canfareddi

A) Copertura lavica recente

B) Livelli di breccie eterogenee arrotondate, ben classate, di dimensioni decimetriche, né stratificate, né gradate, in scarsa matrice cineritica, con intercalazione di sottili colate autobrecciate (15 m).

Discordanza angolare ed erosiva

C) Deposito di breccie di smantellamento a supporto clastico, moderatamente saldato, costituito da clasti angolosi, eterogenei ed eterometrici (da centimetrici e decimetrici), immersi in scarsa matrice (30 m).

D) Colate dello spessore massimo di 2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio e olivina, alternate a scorie e a livelli di rimaneggiamento di spessore fino a 10 m, costituiti da clasti subangolari decimetrici immersi in scarsa matrice, privi di stratificazione. (25 m).

E) Livelli di rimaneggiamento di spessore fino a 10 m, costituiti da clasti subangolari decimetrici immersi in scarsa matrice, privi di stratificazione (50 m) alternati a rare e discontinue colate dello spessore massimo di 1 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio e olivina.

F) Colate dello spessore massimo di 2 m, con fenocristalli millimetrici di plagioclasio, pirosseno e subordinata olivina, alternate a scorie e a livelli di rimaneggiamento di spessore fino a 10 m, costituiti da clasti subangolari decimetrici immersi in scarsa matrice, privi di stratificazione (30 m).

Lieve discordanza angolare

G) Colate leucocratiche di spessore variabile da 2 a 6 m, con fenocristalli centimetrici di plagioclasio e rari pirosseno e anfibolo aciculare, alternati a livelli di rimaneggiamento (spessore massimo 10 m) costituiti da clasti decimetrici angolari immersi in scarsa matrice e privi di stratificazione (40 m).

Superficie topografica

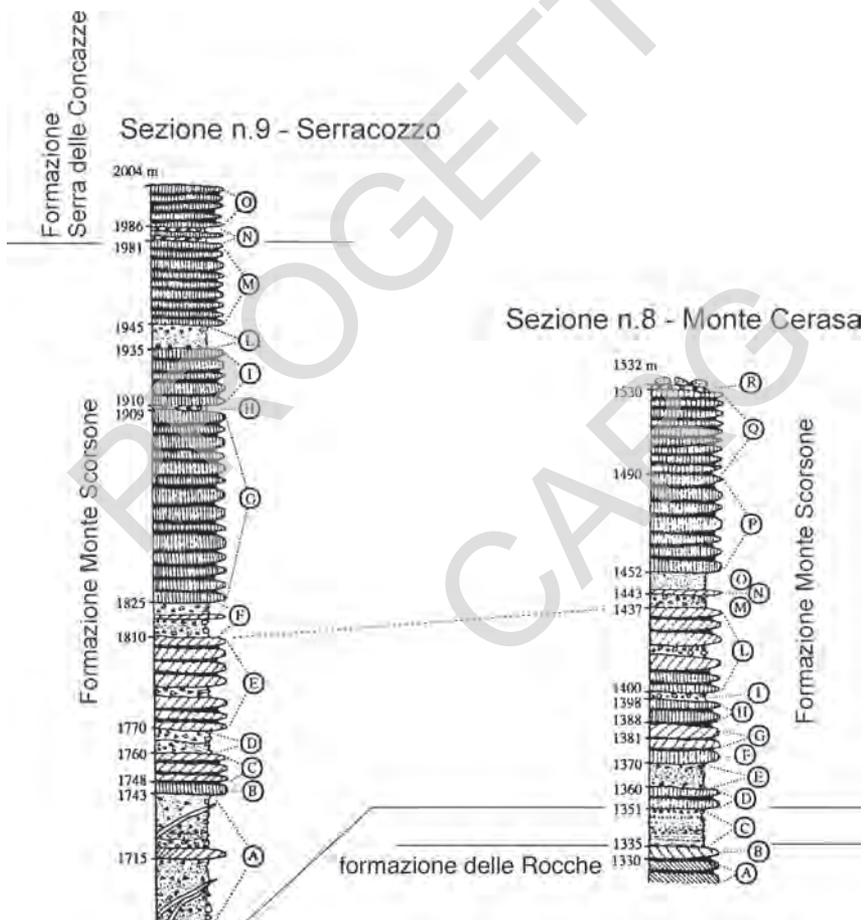


Fig. 42 - Sezione-tipo della Formazione Monte Scorzone lungo lo spigolo sud-orientale di Serracozzo e a Monte Cerasa. Coordinate della base delle sezioni: $37^{\circ}44'45''N$ $15^{\circ}03'14''E$ e $37^{\circ}44'50''N$ $15^{\circ}03'45''E$. Per l'ubicazione cfr. fig. 34.

Sezione n. 8 - Monte Cerasa

- A) Colate laviche porfiriche a fenocristalli centimetrici di femici e piccoli plagioclasii, in massa di fondo grigio-chiara (10 m).
- B) Colate laviche porfiriche a grana medio-fine (5 m).
- C) Piroclastiti stratificate biancastre costituite da breccie litiche, livelli pomicei e cineritici, contenenti bombe vulcaniche, che terminano in alto con 2 metri di epiclastiti fini giallo-chiare (16 m).
- D) Colate laviche a plagioclasio e clinopirosseno, in pasta di fondo scura (9 m).
- E) Piroclastiti giallastre parzialmente rimaneggiate. nella porzione mediana che in alto si presentano arricchite in cristalli sciolti di femici (10 m).
- F) Colate laviche porfiriche a plagioclasio e clinopirosseno centimetrico, in quantità variabile da un livello all'altro (11 m).
- G) Colate laviche porfiriche, massive, a clinopirosseno (7 m).
- H) Colate laviche porfiriche di 2-3 metri di spessore, più sottili verso l'alto, a plagioclasio (che aumenta in dimensioni e abbondanza rispetto ai livelli sottostanti) e femici centimetrici (10 m).
- I) Sottili livelli epiclastici con breccie in lenti discontinue (2 m).
- L) Colate laviche microporfiriche a femici e plagioclasio, in bancate spesse circa 5 metri alla base che diventano più sottili verso l'alto. Nella parte mediana è presente un livello piroclastico parzialmente rimaneggiato, grossolano alla base e a granulometria fine alla sommità, con elementi scoriacei (37 m).
- M) Breccie immerse in abbondante matrice, che passano verso l'alto a epiclastiti fini (6 m).
- N) Sottile colata lavica porfirica a grana fine (2 m).
- O) Deposito piroclastico di caduta parzialmente rimaneggiato, di colore grigio scuro (7 m).
- P) Colate laviche massive poco porfiriche a plagioclasio e femici. Verso l'alto è presente una colata lavica con anfiboli centimetrici (38 m).
- Q) Successione di colate laviche sottili (circa 1 metro) microporfiriche, a fenocristalli aciculari di plagioclasio e subordinati femici (40 m).
- R) Livello piroclastico grossolano di colore giallastro, sormontato da blocchi erratici di lave a grossi fenocristalli di plagioclasii $f > 10$ mm (2 m).
- La giacitura degli orizzonti litologici si mantiene pressochè costante, immergente verso ENE di circa 20-25°.

Sezione n. 9 - Serracozzo

- A) Sequenza di flussi piroclastici giallo-bruni, localmente con breccie a elementi scoriacei e litici schiacciati, alternati a sottili livelli di caduta a stratificazione da parallela a leggermente incrociata. Nella parte centrale è presente un livello lavico di spessore pari a circa 5 metri. La parte basale è attraversata da due dicchi a plagioclasio, subparalleli (295°/80°). Nella parte sommitale è presente un dicco subafirico, orientato 75°/90°, di spessore pari a 50 cm (43 m).
- B) Colate laviche porfiriche a fenocristalli di plagioclasio (5 m).
- C) Colate laviche da subafiriche a poco porfiriche, con fenocristalli di femici (12 m).
- D) Sequenza di breccie, piroclastiti ed epiclastiti separate da una superficie di erosione (10 m).
- E) Colate laviche da subafiriche a poco porfiriche, con fenocristalli di pirosseno (40 m).
- F) Breccie, piroclastiti ed epiclastiti giallastre con intercalato, nella parte centrale, un livello lavico di un metro di spessore (15 m).
- G) Potente successione di colate laviche a plagioclasio (84 m).
- H) Sottile livello epiclastico giallastro (1 m).
- I) Colate laviche a fenocristalli di plagioclasio (25 m).
- L) Piroclastiti di caduta con gradazione diretta, parzialmente rimaneggiate, di colore giallastro e grigio-chiaro (10 m).
- M) Livelli lavici a plagioclasio, sottili, separati da scorie (36 m).

N) Due livelli epiclastiti brecciati di spessore pari a un metro circa si intercalano alla sequenza lavica precedente (5 m).

O) Livelli lavici a fenocristalli di plagioclasio, caratteristicamente sottili, separati da scorie (18 m).

Le giaciture degli orizzonti che compongono la sequenza variano da 50°/30° nella parte basale, passando a 25°/20° nella parte medio-bassa e a 40°/20° verso la sommità.

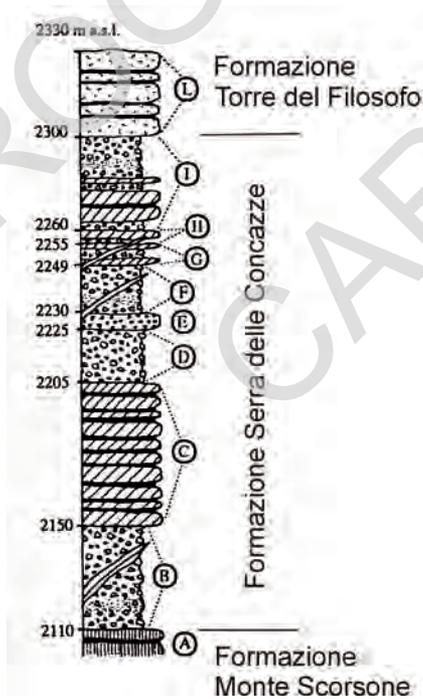


Fig. 43 - Sezione-tipo della Formazione Serra delle Concazze alle Bocche del 1928. Coordinate della base della sezione: 37°45'12"N 15°02'14"E. Per l'ubicazione cfr. fig. 34.

Sezione n. 10 - Bocche del 1928

- A) Colate laviche porfiriche a fenocristalli di plagioclasio e femici (10 m)
- B) Potente sequenza di livelli brecciatati non selezionati immersi in abbondante matrice, ed epiclastiti di colore grigio scuro, attraversati dalle fratture eruttive del 1971 e del 1986/87. Lungo la stessa frattura emerge un dicco con giacitura identica ($85^{\circ}/90^{\circ}$), composto da due differenti eventi intrusivi (40 m).
- C) Colate laviche subafiriche, con fenocristalli aciculari di plagioclasio, di pirosseno (< 5 mm) e piccole olivine. Le bancate di lava si presentano abbastanza spesse in corrispondenza della sezione, mentre si assottigliano rapidamente verso est (55 m).
- D) Depositi di breccie scoriacee in abbondante matrice giallastra, con blocchi lavici a plagioclasio soggetti a frequente desquamazione cipollare (20 m).
- E) Colate laviche subafiriche molto compatte, con piccoli fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e grandi olivine $f < 8$ mm (5 m).
- F) Depositi di breccie scoriacee in abbondante matrice giallastra, attraversate da un dicco con giacitura N90/70S a grossi fenocristalli di plagioclasio (> 10 mm) di spessore pari a 20 cm (19 m).
- G) Alternanza di livelli lavici, da subafirici a plagioclasio, e breccie in matrice giallastra. La sequenza è attraversata da un dicco $170^{\circ}/80^{\circ}$ a grossi plagioclasti (> 10 mm) di spessore pari a 50 cm, che si digita verso est (6 m).
- H) Sequenza di sottili colate laviche a plagioclasio e femici, alternate a prodotti scoriacei (5 m).
- I) Fitta alternanza di prodotti epiclastici e breccie scoriacee in matrice giallastra, con livelli lavici a plagioclasio e femici discontinui. Verso est, in prossimità delle fratture eruttive del 1971 e di Monte Rittmann, sono presenti breccie di esplosione e depositi piroclastici di caduta e di flusso (40 m).
- L) Potenti colate laviche fortemente discordanti sulla serie sottostante, che riempiono una depressione morfologica forse legata all'attività delle fratture eruttive ivi esistenti (30 m).
- La giacitura dell'intera sequenza, fatta eccezione per i termini lavici sommitali in discordanza, risulta immergere verso NE di $15-20^{\circ}$.

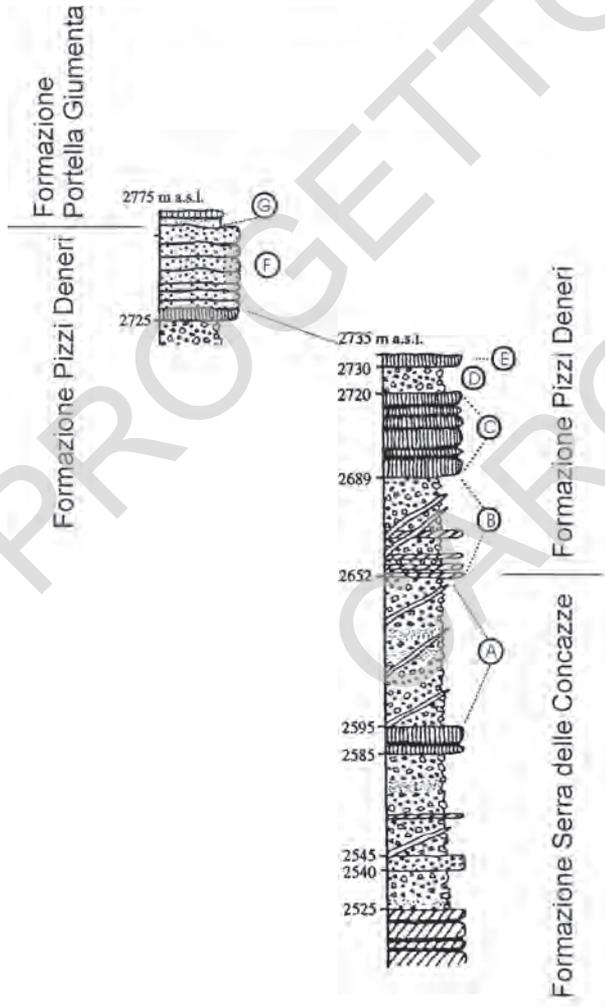


Fig. 44 - Sezione-tipo della Formazione Pizzi Deneri a Rocca della Valle. Coordinate della base della sezione: $37^{\circ}45'26''N$ $15^{\circ}01'26''E$. Per l'ubicazione cfr. fig. 34.

Sezione n. 11 - Rocca della Valle

A) Potente livello di piroclastiti gradate giallastre, lahar e breccie di esplosione, anche in livelli parzialmente rimaneggiati, a volte con giaciture caotiche. Sono presenti 3 dicchi che tagliano la successione con giacitura $310^{\circ}/70^{\circ}$, $180^{\circ}/85^{\circ}$ e $65^{\circ}/90^{\circ}$ da subafirici a plagioclasiofirici, di spessore variabile tra 50 cm e 100 cm (57 m).

B) Fitta alternanza di breccie ed epiclastiti con elementi scoriacei vacuolari e spigolosi a fenocristalli di plagioclasio, con sottili livelli lavici subafirici a plagioclasio e femici. Sono presenti due dicchi a plagioclasio digitati, con giaciture $90^{\circ}/90^{\circ}$ e $65^{\circ}/90^{\circ}$ di spessore variabile tra 30 cm e 150 cm (37 m).

C) Colate laviche con fenocristalli di plagioclasio a grana grossa tipo "cicirara" (31 m)

D) Lahar costituito da una breccia non selezionata a elementi spigolosi a plagioclasio (10 m).

E) Colate laviche con fenocristalli di plagioclasio a grana grossa tipo "cicirara" (5 m).

F) lave porfiriche a grana grossa ("cicirara") con fenocristalli pluricentrici di plagioclasio, e da pirosseni e olivina. La maggiore taglia dei fenocristalli di plagioclasio e la presenza di pirosseno nella paragenesi distinguono litologicamente queste vulcaniti da quelle sottostanti.

G) Successione composta da un livello pomiceo basale spesso pochi centimetri, che passa verso l'alto a colate laviche subafiriche rossastre fortemente vacuolari e scoriacee, con porzioni interne afiriche compatte di colore nero.

Le giaciture dell'intera sequenza variano da $90^{\circ}/35^{\circ}$ alla base a $30^{\circ}/30^{\circ}$ nella porzione medio-alta, fino a $95^{\circ}/30^{\circ}$ nella parte sommitale.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 2

DESCRIZIONE DELLE COLATE

TAB. 5 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Piano Provenzana definite nella zona di Fiumefreddo di Sicilia.

Colate	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
Matasorba	mb	Lave di colore grigio con abbondanti fenocristalli sub-centimetrici di pirosseno, plagioclasio e rara olivina di taglia minore.	La colata affiora principalmente lungo la costa nei pressi del Torrente delle Forche. Il campo lavico è coperto uniformemente da 1-2 metri di suolo.	Fessura eruttiva localizzata a quota 450-280 m, costituita da coni di scorie allineati E-O in gran parte coperti dalle colate del Sistema Il Piano.
C.da Vignagrande	vi	Lave di colore grigio-scuro con abbondanti fenocristalli di plagioclasio e rari pirosseni ed olivina.	La colata affiora fra Fiumefreddo e Fondachello lungo la costa. Il campo lavico è coperto uniformemente da 1-2 metri di suolo e da depositi alluvionali recenti.	
Casa Paradiso	cd	Lava di colore grigio-scuro, sub-afanitica con rari fenocristalli di pirosseno.	La colata affiora lungo la scarpata della faglia di Piedimonte ed a Fiumefreddo. Il campo lavico è coperto uniformemente da 1-2 metri di suolo e da depositi alluvionali recenti.	Lungo la scarpata della faglia di Piedimonte la colata presenta uno spessore massimo di circa 30 m.
Diana	di	Lava di colore grigio con prevalenti fenocristalli di plagioclasio, subordinati pirosseni ed olivina.	La colata affiora estesamente fra Piedimonte e Fiumefreddo, dove si sovrappone sui sedimenti marini quaternari. Il campo lavico è coperto uniformemente da 1-2 metri di suolo, e da depositi alluvionali recenti spessi fino a 15 metri.	La colata è caratterizzata da una superficie di erosione al tetto, evidenziata dalla presenza di paleo-canali di erosione colmati dalle colate del Sistema Il Piano.
Vallone S. Venera	vs	Lave di colore grigio con abbondanti fenocristalli di pirosseno ed olivina, di dimensioni max. fino a 5 mm, e subordinato plagioclasio.	La colata affiora in maniera discontinua lungo il Vallone S. Venera dove è intercalata nella porzione di tetto dell'Unità di Contrada Ragaglia ed in parte poggia direttamente sui sedimenti marini quaternari. Il campo lavico è coperto da suolo.	

TAB. 6 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Torre del Filosofo relative all'intervallo 15 ka – 3.9 ka (i1).

Colate dell'intervallo 15 ka-3.9 Ka	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
M. Scuderi	su	Lave di colore grigio chiaro, con abbondanti fenocristalli di amph, px e pl	La colata affiora fra Puntalazzo e Nunziata. Si presenta fortemente incisa lungo il Torrente Corvo per almeno 2 km. Nella parte non incisa la colata è ricoperta da un deposito di debris flow.	Le fessure eruttive, localizzate nei pressi di Puntalazzo, formano una struttura en-echelon sinistro con orientazione NNO-SSE. Sono costituite da un deposito piroclastico dato da bombe e lapilli scoriacei. Età: 12-15 ka
Monteleopoli	me	Lave di colore grigio, con fenocristalli di pl, px.	La colata lavica affiora fra S. Alfio e S. Giovanni Montebello. Il campo lavico, in gran parte ricoperto da un suolo e fortemente antropizzato, presenta una morfologia di tipo aa.	
Dispensa Nuova	dn	Lave di colore grigio scuro con fenocristalli di pl e px.	La colata lavica affiora estesamente fra S. Alfio e S. Giovanni Montebello. Il campo lavico, in gran parte ricoperto da un suolo e fortemente antropizzato, presenta una morfologia di tipo aa.	
Andronica	an	Lave di colore rosso bruno, subafrica con rari fenocristalli di pl e femici.	La colata affiora in aree ristrette fortemente allungate in località Andronica, S. Alfio e Paoli. La morfologia è di tipo aa.	
Vena	vn	Lave di colore grigio-scuro, afanitiche, massive.	Il campo lavico affiora in maniera discontinua in corrispondenza dell'abitato di Vena e lungo la scarpata di foglia di Presa. La colata, che è caratterizzata da una morfologia aa, è in gran parte coperta da circa 1 m di suolo.	Fessura eruttiva localizzata ad O dell'abitato di Vena, a 850 m s.l.m., costituita da un cono di scorie in parte coperto dalla colata Cr. Età: 10.890±100 anni dal presente (ANDRONICO <i>et alii</i> , 2001).
Contrada Serracozzo	cs	La lava di colore variabile dal grigio scuro al rossiccio con fenocristalli di pl di dimensioni fino a 5-6 mm, e rari femici.	Il campo lavico si sviluppa in direzione di Fornazzo. Il fronte più avanzato è localizzato all'interno di Cava Grande. La colata è coperta in gran parte dai depositi piroclastici del membro Cubania.	La fessura eruttiva è data da un cono di scorie allungato in senso NE-SO, posto a ridosso del versante settentrionale di M. Rinalu. Età: 10-12 ka
M. Pomiciaro	pm	Scorie, spatter e bombe di colore violaceo, lava di colore grigio chiaro con abbondanti fenocristalli di pl sino a 6 mm, scarso px e rara ol.	I cono di scorie sono localizzati a M. Pomiciaro poco a S e a SO di Monte Zoccolaro. Le colate affiorano lungo le incisioni vallive tra Monte Pomiciaro e Monte Monaco, poiché la copertura piroclastica ed epiclastica è notevole (generalmente raggiunge alcuni metri). Data la copertura, generalmente non è visibile la morfologia della colata.	Le colate sono state emesse da almeno tre fratture distinte, anche il cono di scorie (M. Pomiciaro) presenta una morfologia complessa data dall'intersezione di almeno quattro crateri.
Aciplatani	at	Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl.	Colata lavica estesamente affiorante nella zona di Acireale, i cui fronti più avanzati arrivano al mare con due piccole lingue dopo avere superato il gradino della Faglia di Acireale. Morfologia prevalente di tipo aa.	
Villa Vincenzina	vv	Lave di colore grigio-scuro con rari fenocristalli di pl.	La colata affiora nella sua porzione distale, ad O del cimitero di Acireale, con morfologia prevalente di tipo aa.	
Montaci	mk	Lave di colore grigio a grossi fenocristalli di pl e femici.	Colata lavica affiorante in una ristretta area circondata da lave più recenti, con morfologia prevalente di tipo aa.	

M. S. Nicolò	sn	Lave con abbondanti fenocristalli di pl subcentimetrici.	Colata lavica affiorante per una modesta estensione a valle dell'apparato eruttivo che la ha emesse, quasi sempre sepolte sotto una coltre detritica e di alterazione spesso mediamente circa 2 metri.	Apparato eruttivo costituito da un cono di scorie eroso in forme tondeggianti, che culmina a circa 700 m di quota a circa 2 km di distanza verso S da Fleri (M. S. Nicolò).
Torrente Fago	fg	Lava in blocchi, di colore grigio con fenocristalli poco abbondanti di pl sino a 5 mm, px e rara ol.	La colata affiora in blocchi a nord-est di Badia per una lunghezza di circa 50 lungo il fondo del vallone profondamente inciso del Torrente Fago dove risulta intercalata nel membro Chiancone. La colata risulta fortemente dilavata dalla acque.	
Pozzillo	pz	Lava di colore grigio con abbondanti fenocristalli di pl sino a 10 mm, variabile px sino a 10 mm e rara ol.	La colata si estende da S. Venerina sino a S. Leonardello e giunge al mare presso Pozzillo. La colata è caratterizzata da una morfologia molto marcata con dossi sviluppati soprattutto a contatto con il membro Chiancone. La superficie risulta invece spesso nascosta da un'abbondante copertura di suolo.	
Vallone Pozzillo	vp	Lava di colore grigio con fenocristalli di pl sino a 5 mm, px sino a 5 mm e rara ol.	La colata affiora da località Palombara sino a Pozzillo e presenta una morfologia non molto marcata con dossi modesti e la superficie risulta generalmente obliterata da un'abbondante copertura di suolo.	
Nucifora	nu	Lave di colore grigio con fenocristalli di pl e rari px.	La colata lavica affiora estesamente a O di S. Alfio, suddividendosi in diversi bracci principali all'altezza di S. Alfio. Il campo lavico presenta una morfologia di tipo aa sebbene è in gran parte coperto da suolo.	
Villaggio Musco	vm	Lave di colore grigio-chiaro con fenocristalli di pl, px, e ol.	Il campo lavico affiora allo sbocco della Valle del Bove, e si sviluppa in corrispondenza dell'abitato di Milo. La colata è in gran parte coperta dai depositi piroclastici ed epiclastici del membro Cubania, in particolare dal livello di tefra TV di 5340±60 anni dal presente. Localmente è caratterizzata da una morfologia aa.	
Turrisi Colonna	tc	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti px fino a 8 mm, ol fino a 5 mm e pl.	Il campo lavico affiora in maniera discontinua principalmente lungo le scarpate di faglia a Presa ed a C.da Saette. Localmente è coperta da un deposito epiclastico di colore giallo-bruno al cui interno è intercalato un deposito piroclastico, rimaneggiato, dato da lapilli scorieali.	
Contrada Saette	se	Lave di colore grigio-scuro, con abbondanti pl di dimensioni fino ad 1 cm e scarsi px fino a 8 mm.	Il campo lavico affiora in aree ristrette lungo le scarpate di Ripa della Naca, tra Veria e Presa e presso l'abitato di Mascali. La colata è coperta da oltre 1 m di suolo e da abbondanti depositi piroclastici ed epiclastici. Localmente è caratterizzata da una morfologia aa.	Una fessura eruttiva di questa colata è sicuramente da ricercare lungo la faglia superiore di Ripa della Naca dove sono visibili bastioni di scorie con litologia analoga alla colata immediatamente a est della frattura del 1928; si ipotizza che altre fratture ora coperte si ubicassero lungo il medesimo lineamento strutturale.
Casa Morabito	cm	Lave di colore grigio-scuro, con abbondanti pl di dimensioni fino ad 1 cm, px	Il campo lavico affiora ad O dell'abitato di Fiumefreddo, ed è caratterizzato da una morfologia di tipo aa. La colata è coperta localmente da un deposito epiclastico di colore giallo-bruno al cui interno è	

		fino a 8 mm e rara ol.	presente un deposito piroclastico, rimaneggiato, dato da lapilli pomice.	
Feudogrande	fd	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti pl fino a 7 mm, e px.	Il campo lavico affiora ad O dell'abitato di Fiumefreddo, ed è canalizzato in un paleosolco di drenaggio. La colata mostra una morfologia di tipo aa quando non coperta da suolo.	
Civi	ci	Lave di colore grigio-scuro, con scarsi pl e rari px.	Il campo lavico affiora ad O dell'abitato di Fiumefreddo. Sebbene è in parte coperto da oltre 50 cm di suolo, è ancora ben conservata una morfologia di tipo aa con canali di scorrimento.	
Casa Sambuco	sb	Lava di colore grigio scuro con scarsi fenocristalli di pl e px.	Il campo lavico affiora alla base della faglia di Ripa della Naca e presenta una copertura epiclastica e piroclastica di spessore superiore al metro.	
Gona	go	Lava di colore grigio con fenocristalli di pl sino a 10 mm, scarsi px e ol.	Le colate affiorano ampiamente tra Nunziata, Mascali, Fondachello e Gona. Le colate risultano generalmente nascoste da un'abbondante copertura di suolo.	Non è stato possibile identificare il punto di emissione per l'abbondante copertura data dalle numerose colate successive.
Montargano	ag	Scorie, bombe e lava di colore grigio bruno con fenocristalli in quantità variabile di pl, px e ol.	Il cono di scorie è ubicato lungo la scarpata inferiore di Ripa della Naca, le colate affiorano diffusamente da Ripa della Naca a Montargano e a NO di Mascali. Le colate presentano scarso rilievo morfologico per l'abbondante copertura piroclastica ed epiclastica.	Le colate sono state emesse da una frattura eruttiva ubicata lungo la faglia inferiore di Ripa della Naca dove è presente un piccolo cono di scorie e bombe molto smantellato e coperto da abbondanti depositi piroclastici ed epiclastici.
Vallone Giacomo	S. vg	Lava di colore grigio bruno con fenocristalli di pl di 1-2 mm, px sino a 4 mm e ol.	La colata affiora lungo la cresta meridionale della Val Calanna tra Monte Fior di Cosimo e lo sbocco orientale della valle omonima; due lingue di questa colata si sono incanalate nel Vallone S. Giacomo. La morfologia superficiale di questa colata è generalmente obliterata da una spessa copertura piroclastica ed epiclastica del membro Cubanina.	La colata risulta intercalata nei depositi del membro Cubanina. Età: < 5,3 ka
Ripa Saldara	rs	Lave di colore grigio, con fenocristalli di plagioclasio fino a 2 cm.	La colata si sviluppa verso E per oltre 12 km. I fronti più avanzati si attestano fra Mascali e Nunziata. Affiora in limitate aree a N di Ripa della Naca, a sud della colata del 1928 e tra Nunziata e Mascali. Presenta una copertura piroclastica ed epiclastica di spessore decimetrico nei pressi di Ripa della Naca, mentre presso Nunziata la colata presenta un suolo di spessore metrico.	La fessura eruttiva lunga circa 700 m, posta a S di Monte Frumento delle Concazze è costituita da un bastione di scorie saldate. Età: 5,2 ka
Contrada Nocille	no	Scorie saldate, spatter di colore violaceo e lava di colore grigio scuro con scarsi fenocristalli di pl e raro px.	Il cono di scorie affiora lungo la scarpata inferiore di Ripa della Naca, la colata forma una serie di lingue che dal cono di scorie divergono verso Vena e Nunziata. La colata presenta scarso rilievo morfologico, poiché molto sottile (circa 1 m) e per l'abbondante copertura piroclastica ed epiclastica. È presente un piccolo tumulo e un tunnel lavico a sud-est del cono.	La colata è stata emessa da una frattura eruttiva, ubicata lungo la faglia inferiore di Ripa della Naca, dove è ancora riconoscibile un cono di scorie e spatter. Età: < 5,2 ka
Casa del Vescovo	del ve	Lava di colore grigio-scuro, con abbondanti fenocristalli di pl fino ad 1 cm	La colata affiora il località Casa del Vescovo, è in parte coperta da un deposito epiclastico al cui interno è localmente presente il deposito piroclastico del 122 a.C. La morfologia del campo lavico è di tipo aa.	Fessura eruttiva costituita da bastioni di scorie saldate, orientati N-S, e localizzati ad una quota di circa 1900 m lungo il versante meridionale della Valle del Bove.

TAB. 7 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Torre del Filosofo relative all'intervallo 3.9 ka - 122 a.C (i2).

Colate dell'intervallo 3.9 Ka-122 a.C.	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
M. Conconi	mc	Lave di colore grigio con pochi fenocristalli di pl.	Colata lavica affiorante in una stretta area tra lave più recenti, con morfologia prevalente di tipo aa.	Coni di scorie coalescenti, posti sopra una fessura eruttiva allungata in senso NE-SO, posti a circa 1800 m di quota, alla base orientale di Monte Frumento delle Concazze.
M. Nero delle Concazze	mn	Lave di colore grigio-scuro a grossi fenocristalli di pl e femici.	La colata lavica affiora nella zona di Piano Provenzana, con morfologie prevalenti di tipo aa e, secondariamente, a corde.	Cono di scorie posto sul margine orientale del Rift di NE.
Due Monti	dm	Lave di colore grigio-scuro con pochi fenocristalli di pl e femici.	Colata lavica affioranti in aree ristrette a prevalente morfologia aa	Due coni di scorie alti circa 100 metri, allineati sopra una frattura eruttiva allungata in senso NE-SO.
Millicucco	ml	Lava di colore grigio-bruno, con fenocristalli di pl, px e ol.	La colata affiora a N e a O di Vena sino al Monte Crisimo. La colata prosegue oltre il limite settentrionale del Foglio. Presenta una morfologia molto marcata con strutture di flusso, quali canali e argini, ben visibili. La copertura di suolo è estremamente limitata.	Apparato eruttivo attualmente coperto, probabilmente posto sul medio versante NE del vulcano.
Crisimo	cr	Lave di colore grigio-scuro con abbondanti fenocristalli di pl sino a 5 mm, px fino a 10 mm, ed ol.	La colata affiora ampiamente in Ripa di Piscio e tra Presa e Monte Crisimo. Si tratta di un campo lavico a prevalente morfologia di tipo toothpaste, con la presenza di numerosi tumuli anche di notevoli dimensioni come quello di Monte Crisimo; la colata presenta una ridotta copertura epiclastica e di suolo.	Apparato eruttivo attualmente coperto, probabilmente localizzato nella zona di fratture del Rift di ENE.
Valle della Scomunica	so	Lave di colore grigio-chiaro con pochi fenocristalli di pl e rari femici.	Lave a prevalente morfologia di tipo aa, spesso sepolte da una coltre piroclastica di colore giallastro.	Cono di scorie e fessura eruttiva orientata NE-SO, parallela ed accostata alla fessura delle Bocche del 1928.
M. Frumento delle Concazze	fc	Lave di colore grigio-scuro con fenocristalli di pl e femici.	Colata lavica quasi completamente sepolta sotto prodotti più recenti, in superficie ricoperta da suolo.	Grosso cono di scorie, la cui base occupa quasi 1 kmq di estensione. Età: 3530±60 anni dal presente.
Contrada Magazzini	cq	Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl.	Piccoli affioramenti di lave a morfologia prevalentemente di tipo aa.	Piccolo cono di scorie e fessura eruttiva allineata in senso NE-SO, posti poco a valle del Rifugio Citelli, a circa 1700 m di quota. Età: 3,2-3,5 ka
Dagala	da	Lave di colore grigio-scuro, con abbondanti pl fino a 5 mm, rari px ed ol.	Il campo lavico affiora allo sbocco della Valle del Bove e si divide in due bracci all'altezza dell'abitato di Dagala. Il fronte più avanzato si attesta in corrispondenza dell'abitato di Giarre, l'altro presso il casello dell'autostrada. La colata, che presenta un notevole rilievo morfologico, è in gran parte coperta da suolo.	
Serruggeri	sg	Lave di colore grigio-chiaro, con pl fino a 6 mm e scarsa ol.	Il campo lavico affiora all'altezza di M. Serra Pizzuta. La colata mostra una morfologia aa, quando non coperta da suolo.	
M. Serra Pizzuta	pu	Lave di colore grigio-chiaro,	Il campo lavico affiora limitatamente in corrispondenza della fessura eruttiva, ed è	Fessura eruttiva localizzata a 1000 m s.l.m., costituita da un

		con pl fino a 6 mm, scarsa ol fino a 5 mm e px.	coperto sia dal deposito piroclastico del 1669 che da suolo.	cono di scorie (M. Serra Pizzuta)
Aschino	as	Lave di colore grigio-chiaro, con pl fino a 5 mm, rari px ed ol.	Il campo lavico affiora in aree ristrette lungo il bordo occidentale del foglio fra M. Serra Pizzuta e M. Rossi. La colata mostra una morfologia aa, quando non coperta da suolo e dal deposito piroclastico del 1669.	
M. Troina	tn	Lave di colore grigio-scuro, sub-afanitica con rari pl.	Il campo lavico affiora limitatamente in corrispondenza della fessura eruttiva, ed è coperto da oltre 50 cm di suolo.	Fessura eruttiva localizzata ad O dell'abitato di Pedara, ad una quota di 550 m s.l.m., costituita da un allineamento di coni di scorie (M. Troina).
Pedara	pe	Lave di colore grigio-scuro, con pl fino a 5 mm e scarsi px.	Il campo lavico affiora in corrispondenza dell'abitato di Pedara. È caratterizzato da una morfologia aa, ed è localmente coperto sia dal deposito piroclastico del 122 a.C., che da suolo.	
Torre del Grifo	tg	Lave di colore grigio-rossiccio, sub-afanitica con rari pl.	La colata affiora limitatamente lungo il bordo meridionale del foglio a S di Pedara. Il campo lavico presenta una morfologia aa, sebbene è in gran parte coperto da suolo.	
Castelluccio	ts	Lave di colore grigio-chiaro con fenocristalli di pl subcentimetrici.	Lave affioranti a sud di S. Maria Ammalati a ridosso del bordo rialzato della faglia di S. Tecla, a prevalente morfologia di tipo aa.	
Timone	ti	Lave di colore grigio-scuro con pochi fenocristalli di pl.	Lave affioranti in prossimità degli abitati di Timone e Balatelle a prevalente morfologia di tipo aa.	
Trecastagni	tr	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti pl fino a 5 mm, px delle stesse dimensioni ed ol.	Il campo lavico affiora lungo il bordo meridionale del foglio, ed è caratterizzato da una morfologia aa, ben conservata.	Fessura eruttiva localizzata in corrispondenza dell'abitato di Trecastagni, ad una quota di 580 m s.l.m., costituita da due coni di scorie.
M. Serra	mr	Lave di colore grigio-scuro a prevalenti fenocristalli di pl.	Colata lavica a prevalente morfologia aa, distinguibile in un flusso settentrionale piuttosto tozzo e viscoso, ed in un flusso meridionale che si estende per oltre 5 km di lunghezza fino a costituire in larga misura il substrato delle città di Acì S. Antonio ed Acì Catena.	Cono di corie alto circa 100 metri, posto a circa 600 m di quota. La fessura eruttiva è orientata in senso NE-SO.
Casa Chiazza	cc	Lave di colore grigio-chiaro a prevalenti fenocristalli di pl.	Colata lavica affiorante in una piccola area circondata da prodotti più recenti, a prevalente morfologia aa e sepolta dalle alluvioni del Torrente Lavinaio.	
Blandano	bl	Lave di colore grigio con fenocristalli di pl e femici.	Colata lavica a prevalente morfologia aa, in parte sepolta dalle alluvioni terrazzate del Torrente Lavinaio.	Fessura eruttiva localizzata a monte dell'abitato di Fleri a 650 m s.l.m., costituita da cono di scorie coalescenti allungati in direzione N-S.
M. Ilce	mi	Lave di colore grigio-scuro, con pl e rari px.	Il campo lavico affiora limitatamente in corrispondenza della fessura eruttiva, essendo in gran parte coperto dalla colata Fe. La morfologia non è riconoscibile in quanto la colata è coperta dal deposito piroclastico del 122 a.C., a sua volta coperto da un suolo spesso circa 50 cm.	Fessura eruttiva localizzata a monte dell'abitato di Fleri a circa 700 m s.l.m., costituita da un cono di scorie (M. Ilce).

M. Goma	mg	Lave a prevalenti fencristalli di pl, in pasta di fondo di colore grigio.	Colata lavica a prevalente morfologia aa, localmente coperta da suolo. Il campo lavico si sviluppa da M. Goma verso est per circa 9 km, raggiungendo il mare all'altezza do S. Maria La Scala.	Fessura eruttiva localizzata ad O dell'abitato di Monterosso, ad una quota di 700 m s.l.m. Si tratta di un cono di scorie (M. Goma) sovrapposto ad una fessura eruttiva riferibile all'intervallo 15-3,9 ka.
Casa Pappalardo	ap	Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, scarsi px ed ol.	Il campo lavico affiora ad O di Tarderia, ed è caratterizzato da una morfologia aa, difficilmente riconoscibile. In quanto la colata è in gran parte coperta dal deposito piroclastico del 122 a.C., a sua volta coperto da un suolo di spessore inferiore ai 50 cm.	
Casa Cangemi	cg	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti pl subcentimetrici.	Il campo lavico affiora ad O di Tarderia, ed a N dei Tre Monti. La colata è in gran parte coperta dal deposito piroclastico del 122 a.C., a sua volta coperto da un suolo di spessore inferiore ai 50 cm. Localmente è visibile la morfologia del campo lavico che presenta unità di flusso tipo aa e toothpaste.	
S. Alfio Cirino	ac	Lave di colore grigio-chiaro, con pl fino a 5 mm e scarsi px.	Il campo lavico affiora ad O di Tarderia, e i fronti lavici si attestano fra M. Gona e M. S. Nicolò. È caratterizzato da una morfologia aa difficilmente riconoscibile in quanto la colata è in gran parte coperta dal deposito piroclastico del 122 a.C., a sua volta coperto da un suolo di spessore inferiore ai 50 cm.	
M. Salto del Cane	sd	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti pl fino a 5 mm, e px.	Il campo lavico affiora estesamente a N di Tarderia, e si sviluppa fra M. Gona e M. Rosso. È caratterizzato da una morfologia aa difficilmente riconoscibile in quanto la colata è in gran parte coperta dal deposito piroclastico del 122 a.C., a sua volta coperto da un suolo di spessore inferiore ai 50 cm.	Fessura eruttiva localizzata a 1400 m s.l.m., costituita da un cono di scorie (M. Salto del Cane) in parte coperto dalla colata del 1634-38. A sud del cono è presente un pit crater. Età: circa 3000 anni dal presente (CORTESI <i>et alii</i> , 1988).
Passopomo	pa	Lava di colore grigio con fenocristalli di pl sino a 8 mm, abbondanti px e ol.	La colata affiora in due ampie aree: da Sarro a Passopomo e da Linera e Ardichetto sino all'autostrada presso località Palombaro. La colata è caratterizzata da una morfologia molto blanda e la superficie è generalmente obliterata da abbondante copertura di suolo.	
Mangano	ma	Lava di colore grigio scuro con fenocristalli di pl sino a 5 mm, px e ol.	Colata lavica affiorante al margine meridionale del Chiancone. Il campo lavico mostra una morfologia di tipo aa con alcuni canali di flusso ben conservati. Localmente la colata è coperta da suolo spesso poche decine di centimetri.	
Chiesa Vecchia	cv	lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, px di dimensioni medie 3-4 mm, ed ol.	Piccolo affioramento, localizzato tra S. Venerina e Linera, di lave a prevalente morfologia di tipo aa, che rappresenta il fronte di un campo lavico sepolto da colate recenti. La colata è in gran parte coperta da poche decine di centimetri di suolo.	
Pisano	pi	Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl.	Colata lavica affiorante nella zona di Pisano, tra Fleri e Linera, a prevalente morfologia aa.	Fessura eruttiva localizzata a 850 m s.l.m. a N di M. Illice, costituita da un bastione di scorie saldate. Il deposito piroclastico del 122 a.C.

				poggia direttamente sulle scorie della fessura.
Cancellieri	ck	Lava di colore grigio, africa con scarsi fenocristalli di pl e raro px	Colata lavica affiorante tra la periferia settentrionale di Zafferana Etnea e S.Venerina. La colata è caratterizzata da una notevole evidenza morfologica, poiché i suoi flussi costituiscono dossi molto rilevati con abbondanti depositi di scorie; la superficie della colata è in gran parte coperta da suolo.	
Airone	ai	Lave di colore grigio-scuro, sub-afanitica con rari pl.	Il campo lavico affiora a S dell'abitato di Zafferana. E' in gran parte coperto da un deposito epiclastico di colore bruno spesso oltre 1 m, passante verso l'alto a suolo. Localmente si rinviene intercalato il deposito piroclastico del 122 a.C. In affioramenti isolati è possibile riconoscere una morfologia di tipo aa.	
M.Arcimis	am	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di pl e scarsi px.	Il campo lavico affiora estesamente fra gli abitati di Zafferana e S. Venerina. La morfologia è di tipo aa, sebbene la colata è localmente coperta sia dal deposito piroclastico del 122 a.C., che poggia direttamente sulle scorie della colata, che da suolo.	Fessura eruttiva localizzata a 1200 m s.l.m., costituita da un allineamento di coni di scorie (M. Arcimis) in parte coperti dalla colata del 1792-93.

TAB. 8 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Torre del Filosofo relative all'intervallo 122 a.C. – 1669 (i3).

Colate dell'intervallo 122 a.C.-1669	Stigia	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
M. Solfizio	ms	Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl e px.	Il campo lavico presenta una morfologia data sia da unità di flusso tipo toothpaste fratturate e/o tiltate, più raramente integre, che da unità di flusso tipo aa. E' in parte coperto dalla colata del 1792-93 e 1634-38, e si sviluppa estesamente a N di M. Illice.	Fessura eruttiva localizzata a 1800 m s.l.m. nel versante meridionale della Valle del Bove, è costituita da un cono di scorie (M. Solfizio).
Monpeloso	mp	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di px, fino a 6 mm, pl ed ol.	Il campo lavico affiora limitatamente lungo la fessura eruttiva, essendo coperto dalla colata del 1408. E' caratterizzato da una morfologia aa, che è in gran parte mascherata sia da suolo che dal deposito piroclastico del 1669.	Fessura eruttiva localizzata a 800 m s.l.m., costituita da un cono di scorie (Monpeloso) e da un bastione di scorie saldate. Questa colata è con molta probabilità riferibile all'eruzione avvenuta nel 252 o 253 d.C. descritta dalle cronache di epoca Romana.
M. Rinatu	ri	Lave di colore grigio, con fenocristalli di pl, i femici sono rari.	Il campo lavico affiora lungo la fessura eruttiva, da dove fuoriesce una colata lavica sottile che si è incanalata lungo il Torrente Pietracannone fino a Contrada Nigro a N di Formazzo.	Fessura eruttiva affiorante a cavallo della parete settentrionale della Valle del Bove a quota 1700m s.l.m., essa è formata da brandelli di scorie saldate che affiorano sulla parete interna Valle del Bove e da un cono di scorie sulla parete esterna. Età: 980±60 anni dal presente (intorno al 1000 d.C.)
Scorciavacca	sr	Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, px fino a 5 mm, ed ol.	Il campo lavico copre una vasta area a N dell'abitato di Nunziata. E' caratterizzato da una morfologia data sia da unità di flusso tipo toothpaste fratturate e/o tiltate, più raramente integre, che da unità di flusso tipo aa.	La fessura eruttiva localizzata a circa 850-900 m s.l.m., costituita da un bastione di scorie saldate, è quasi del tutto coperta dalla colata del 1865. L'età di questa colata è incerta. E' stata attribuita da TANGUY (1981), TANGUY <i>et alii</i> (1985) e da TANGUY & KIEFFER (1987) al XI secolo, e dubitativamente al 1651 nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) e ROMANO & STURIALE (1982).
Fian	fe	Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, px fino a 5 mm e rara ol.	Il campo lavico si estende per oltre 7 kmq dalla zona di Monte Illice fino alla costa ionica, tra Pozzillo e Stazzo. Le lave hanno morfologia prevalente di tipo aa e sono discontinuamente sepolte da un suolo generalmente di scarso spessore.	La fessura eruttiva, costituita da un bastione di scorie saldate, si sovrappone al cono di scorie di M. Illice. L'età di questa colata è incerta. E' stata attribuita da TANGUY <i>et alii</i> (1985) al XI secolo, ed al 1329 nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) ed in ROMANO & STURIALE (1982).
Petrulli	pu	Lave di colore grigio-scuro, afanatica con rari fenocristalli di pl e px	Il campo lavico si sviluppa allo sbocco della Valle del Bove, dividendosi in due bracci all'altezza dell'abitato di Monacella. Il fronte lavico più avanzato si attesta all'altezza dell'abitato di Macchia, l'altro presso Dagala. La colata mostra una morfologia aa con argini molto evidenti ed è coperta da suolo soprattutto nella zona di Macchia.	Fessura eruttiva localizzata nella Valle del Bove, coperta da colate successive. La colata di Petrulli è con molta probabilità riferibile ad un'eruzione avvenuta nel 1284 o 1285, descritta da Nicolò Speciale (RECUPERO, 1818).
Ballo	ba	Lave di colore	Il campo lavico si sviluppa allo sbocco	L'età di questa colata è incerta.

		grigio-scuro, con abbondanti fenocristalli di pl, rari px.	della Valle del Bove. I fronti lavici più avanzati si attestano all'altezza dell'abitato di Cancelliere. Morfologia aa.	Le lave di Ballo costituiscono i fronti più avanzati di un'eruzione avvenuta all'interno della Valle del Bove, che può essere riferita a quella avvenuta nel 1446 descritta da Silvaggio (RECUPERO, 1815).
1329		Lave di colore grigio-chiaro con abbondanti fenocristalli di pl, minori px ed ol.	Colata lavica a prevalente morfologia aa, distribuita con una lunghezza di oltre 5 m verso SE.	Fessura eruttiva formata da coni di scorie coalescenti (M. Rosso) a quota 520 m. Questa colata, che è stata attribuita al 1334 nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979), è riferibile all'eruzione avvenuta il 28 Giugno del 1329, descritta da Nicolò Speciale (RECUPERO, 1815; ALESSI, 1829-1835), in funzione dell'estensione del campo lavico.
1408		Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di px ed ol fino a 6 mm, pl.	Il campo lavico è caratterizzato da una morfologia aa. La colata si estende a N di M. Serra Pizzuta, sviluppandosi estesamente fra gli abitati di Nicolosi e Trecastagni. Localmente la colata è coperta dal deposito piroclastico distale del 1669.	La fessura eruttiva è sepolta sotto colate laviche più recenti. Dalla cronaca dell'eruzione (Simone di Lentini e Silvaggio in CARRERA, 1636 e RECUPERO, 1815) ed in funzione dello sviluppo del campo lavico è possibile localizzare la fessura eruttiva all'altezza di M. Albero.
1444		Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di pl fino a 6 mm, rari px ed ol.	Il campo lavico è caratterizzato da una morfologia aa con la presenza di canali di scorrimento molto sviluppati. La colata si estende a N di M. Arso e M. Gervasi, dividendosi successivamente in due bracci principali. Localmente la colata è coperta dal deposito piroclastico distale del 1669.	La fessura eruttiva è coperta dalla colata del 1634-38. Il cono di scorie di Montarello, attribuito nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979) e ROMANO & STURIALE (1982) alla porzione meridionale della fessura eruttiva, è riferibile all'intervallo 3,9-122 a.C.
1537		Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di pl fino a 4 mm, px e rara ol.	Il campo lavico affiora lungo il bordo occidentale del foglio, ed è in gran parte coperto dalle colate del 1910, 1892, 1886, 1669 e dal deposito piroclastico distale del 1669. E' caratterizzato da una morfologia aa con la presenza di canali di scorrimento molto sviluppati.	Un segmento della fessura eruttiva è localizzato lungo il bordo occidentale del foglio fra 1700 e 1840 m s.l.m., ed è costituito dal relitto di due coni di scorie in gran parte coperti dalla colata del 1892.
1614-24		Lave di colore grigio-scuro, con abbondanti fenocristalli di pl e femici di taglia fino ad 1 cm.	Le lave affiorano in corrispondenza dello spigolo NO del Foglio Acireale, costituendo un campo lavico caratterizzato da morfologia pahoehoe.	La fessura eruttiva è in gran parte sepolta sotto colate laviche più recenti. Solamente la porzione inferiore della fessura eruttiva è conservata ed è costituita da due imponenti hornitos chiamati I Due Pizzi, localizzati nel Foglio M. Etna.
1634-38		Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di pl fino al centimetro, e px fino a 8 mm.	Il campo lavico che si sviluppa a sud del versante meridionale della Valle del Bove è caratterizzato da una morfologia aa nelle aree con elevata acclività, e da una morfologia tipo toothpaste, data da unità di flusso fratturate e/o tiltate, più raramente integre, nelle aree a bassa acclività. Nella porzione centrale del campo lavico sono presenti numerosi mega-tumuli.	Fessura eruttiva localizzata a 2000 m s.l.m., costituita da un bastione di scorie saldate. I fronti più avanzati si attestano all'altezza di C.da Serruggeri, senza giungere a M. Arso, come riportato nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979). La data della fine dell'eruzione è incerta (1636, Gennaio 1637 o 27 Aprile 1638; TANGUY, 1981).

Tab. 9 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Torre del Filosofo relative all'intervallo 1669-1971 (i4).

Colate dell'intervallo 1669-1971	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
1669		Lave di colore grigio-scuro caratterizzate dalla presenza di due litotipi, a) con abbondanti px subcentimetrici e subordinati pl delle stesse dimensioni; b) con px subcentimetrici ed occasionali pl delle stesse dimensioni.	Il campo lavico affiora lungo il bordo meridionale del foglio, ed è caratterizzato da una morfologia aa e da unità di flusso tipo toothpaste fratturate e/o tiltate.	Fessura eruttiva localizzata ad una quota di circa 700 m s.l.m., costituita da un cono di scorie (M. Rossi) e da un bastione di scorie saldate (Grotta delle Palombe), entrambi sovrapposti su di un cono di scorie riferibile all'intervallo 3,9 ka-122 a.C. L'area adiacente alla fessura eruttiva è coperta uniformemente dal deposito piroclastico di caduta distale, costituito da livelli di lapilli scoriacei di colore nero, con spessori variabili da oltre 5 m a 2 m.
1689		Lave di colore grigio, con abbondanti fenocristalli di pl, px ed ol.	Il campo lavico, caratterizzato da una morfologia aa, si estende allo sbocco della Valle del Bove nei pressi di Monte Cagliato. Esso si sviluppa verso Est dividendosi in due bracci principali: uno all'interno del canalone di Cava Grande, ed il secondo nella parte terminale del Torrente Cacocciola. Una parte del campo lavico è ricoperta da colate storiche risalenti al 1950-51 e 1979.	Fessura eruttiva localizzata in Valle del Bove, ad 1,5 km da Rocca Musarra alla quota di 1800 m (TANGUY & KIEFFER, 1993), attualmente coperta.
1763		Scorie, bombe di colore da rosso a nero e lava di colore grigio con fenocristalli di pirosseno fino a 10 mm, olivina fino a 4 mm e raro pl.	Il cono è ubicato poco a sud di Pian del Lago (La Montagnola), mentre la colata si estende dal cono sino alla provinciale 92 dove risulta coperta dai prodotti delle eruzioni del 1892 e 1766. Il campo lavico è caratterizzato da una morfologia aa e marcato da un'evidente cresta che si diparte dal cono di scorie; sono presenti anche tunnel lavici.	L'eruzione, avvenuta nel 1763 e caratterizzata da una forte esplosività, è riportata dalle cronache dell'epoca ed è stata studiata in dettaglio da STURIALE (1970). Rispetto ai lavori precedenti (STURIALE, 1970; CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA, 1979) il cono della Montagnola risulta arealmente più ridotto. Il fianco orientale del cono risulta parzialmente eroso.
1766		Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di pl, subordinati px ed ol.	Il campo lavico, caratterizzato da una morfologia aa, affiora lungo il bordo occidentale del foglio, ed è in gran parte coperto dalla colata del 1892.	Fessura eruttiva localizzata fra 2060 e 1900 m s.l.m., costituita da un allineamento di coni di scorie saldate (M. Calcarazzi).
1792-93		Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl fino a 5 mm, px delle stesse dimensioni, ed ol.	Il campo lavico che si sviluppa a sud del versante meridionale della Valle del Bove sino a Contrada Cicirello e a Zafferana Etnea è caratterizzato da una morfologia aa nell'area con elevata acclività, e da una morfologia tipo toothpaste, data da unità di flusso fratturate e/o tiltate, più raramente integre, nelle area a bassa acclività. Sono presenti anche numerosi tunnel lavici. Il campo lavico che si estendeva all'interno della Valle del Bove (Piano del Trifoglietto) è quasi completamente coperto dalla colata del 1991-93.	Questa eruzione si è formata lungo una frattura allineata circa NO-SE che ha intersecato la superficie topografica in numerosi punti sia all'interno della Valle del Bove che lungo il fianco esterno meridionale. In particolare all'interno della Valle si riconoscono almeno 6 punti di emissione, uno dei quali coperto dall'eruzione del 1991-1993, alcuni associati a coni di scorie generalmente piuttosto smantellati. Lungo il fianco esterno della Valle del Bove sono presenti altri due punti di emissione.

1802			Colata lavica affiorante in aree di estensione assai limitata localizzate entro la Valle del Bove.	Apparato eruttivo sommitale. (ROMANO & STURIALE, 1982).
1809	Lave prevalenti fenocristalli di pl.	a	La colata lavica, a morfologia prevalente di tipo aa, rientra per un'estensione modesta nello spigolo NO del Foglio Acireale.	Fessura eruttiva posta nella zona del Rift di NE in parte coperta. E' costituita da una serie di coni di scorie allineati.
1811	Lave di colore grigio-scuro, con fenocristalli prevalenti di pl, occasionali px ed ol.		Il campo lavico affiora all'interno della Valle del Bove, nei pressi di Monte Fontane ed stata completamente ricoperta sia a valle che a monte da colate più recenti. Il campo lavico è caratterizzato da una morfologia aa.	Fessura eruttiva localizzata in Valle del Bove, tra 3000 m e 2000 m lungo la quale si è formato il cono di Monte Simone.
1819	Lava di colore grigio scuro con fenocristalli di pl, px e ol.		Lungo la parete occidentale della Valle del Bove il campo lavico affiora in una limitata area presso il Belvedere e a sud di Serra Giannicola Grande. Il campo lavico è caratterizzato da argini rilevati e ben sviluppati.	E' tuttora visibile una delle fratture eruttive che ha generato il campo lavico lungo la parete occidentale della Valle del Bove a sud di Serra Giannicola Grande a quota 2100 m.
1842			Colata lavica affiorante in un'area di estensione assai limitata posta poco a Sud di Monte Rittmann. La morfologia del campo lavico è di tipo aa.	Apparato eruttivo sommitale. (ROMANO & STURIALE, 1982)
1852-53.	Lave di colore grigio-chiaro, con abbondanti fenocristalli di pl fino a 4 mm, scarsi px ed ol.		Il campo lavico affiora all'interno della Valle del Bove, ed estesamente fra Portella Calanna e Piano dell'Acqua. E' caratterizzato da una morfologia aa con la presenza di canali di scorrimento molto sviluppati.	Fessura eruttiva localizzata fra 1800 e 1900 m s.l.m., costituita da un allineamento di coni di scorie saldate (M. Centenari). I fronti più avanzati si attestano all'altezza dell'abitato di Ballo, senza raggiungere l'abitato di Cancelliere come riportato nella CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979).
1865	Lave di colore grigio-chiaro con fenocristalli di pl e subordinati femici.		Colata lavica molto estesa, lunga oltre 5 km, a prevalente morfologia aa.	Apparato eruttivo costituito da una serie di coni piroclastici coalescenti noti col nome di Monti Sartorio, localizzati a circa 1700 m di quota sul versante nord-orientale dell'Etna.
1869			Colata lavica affiorante in aree di estensione assai limitata localizzate entro la Valle del Bove.	Apparato eruttivo sommitale. (ROMANO & STURIALE, 1982).
1879			Scarsi prodotti piroclastici di ricaduta prossimale (scorie saldate) affioranti lungo i bordi dei crateri che li hanno emessi.	Apparato eruttivo costituito essenzialmente da ampi crateri a pozzo noti col nome di Crateri Umberto e Margherita, localizzati lungo il Rift di NE e che rientrano solo in parte nel Foglio Acireale.
1883	Bombe scoriee di colore nero e rossiccio, con fenocristalli di pl, px ed ol.		Il campo lavico è completamente coperto dalle colate del 1886, 1892 e 1910.	Fessura eruttiva localizzata a 1089 m s.l.m. lungo il bordo occidentale del foglio, costituita da un bastione di scorie saldate (M. Leone), in gran parte coperto dalla colata del 1892.
1886	Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, px fino a 6 mm e scarsa ol.		Il campo lavico affiora lungo il bordo occidentale del foglio, ed è in parte coperto dalla colata del 1892. E' caratterizzato da una morfologia aa.	Fessura eruttiva localizzata ad una quota di 1500 s.l.m., costituita da un cono di scorie saldate (M. Gemmiellaro)
1892	Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli		Il campo lavico affiora estesamente lungo il bordo occidentale del foglio. E' caratterizzato da una morfologia aa con	Fessura eruttiva localizzata fra 2050 e 1850 m s.l.m., costituita da un allineamento di coni di

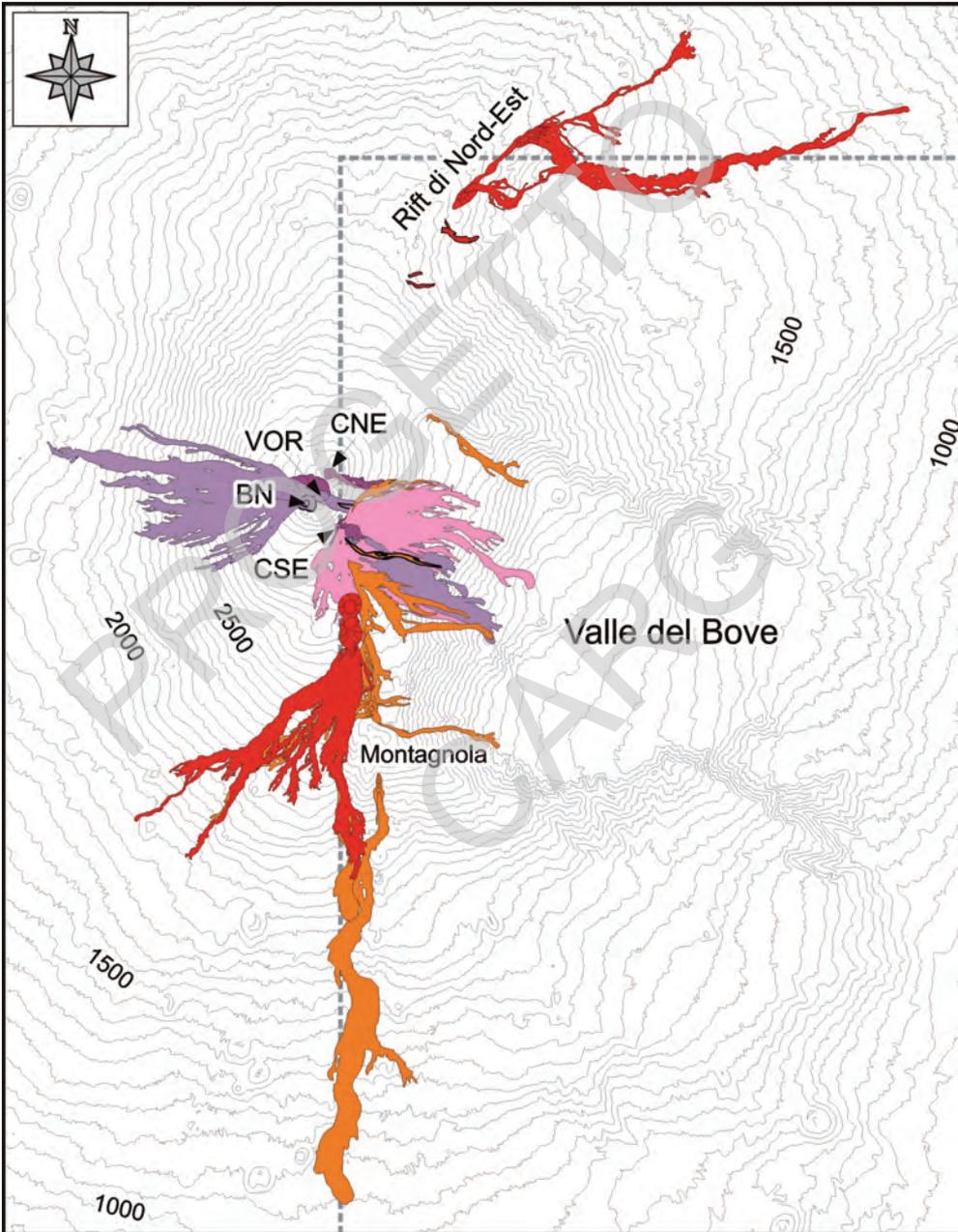
		di pl, px fino a 6 mm e scarsa ol.	la presenza di canali di scorrimento molto sviluppati.	scorie saldate (M. Silvestri).
1908		Lave di colore grigio-bruno, con pochi fenocristalli di pl, px e ol.	Il campo lavico affiora lungo la parete occidentale della Valle del Bove in Serra Giannicola Grande. E' caratterizzato da una morfologia aa strutture poco rilevate.	Fessure eruttive localizzate a Serra Giannicola Grande a quota 2300 m s.l.m, costituita da un bastione di scorie saldate, ed a quota 2000 m s.l.m.
1910		Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, px e glomerofiri di px ed ol fino a 4 mm.	Il campo lavico, caratterizzato da una morfologia aa, affiora principalmente nel Foglio M. Etna, e limitatamente lungo il bordo occidentale del Foglio Acireale all'altezza di M. Fusaro.	Fessura eruttiva localizzata nel Foglio M. Etna, a SO della Montagnola, attualmente coperta dalle colate del 1983 e 1985.
1923		Lave con pochi fenocristalli di pl.	Limitati lembi di colate laviche affioranti allo spigolo NO del Foglio Acireale, maggiormente distribuiti all'esterno, con morfologia prevalente di tipo aa.	Fessura lunga oltre 3,5 km nella zona centrale del Rift di N-Est, parzialmente affiorante allo spigolo NO del Foglio Acireale. Il substrato del cono di scorie è visibile al suo interno, dove è costituito anche da scorie dell'Unità Portella Giumentata.
1928		Lava di colore grigio-bruno, con fenocristalli millimetrici di prosseno, plagioclasio e olivina.	La colata affiora con continuità da Ripa della Naca sino a Nunziata e a Mascali disponendosi circa E-O. La colata tende a creare argini rilevati e canali di flusso lavico.	La fessura eruttiva orientata NE-SO e lunga circa 6,5 km; parte dal bordo della parete settentrionale della Valle del Bove, dove è formata dalla coalescenza di piccoli cono di scorie, e raggiunge l'area della Ripa della Naca dove è costituita da una serie di hornitos e bastioni di scorie saldate.
1947		Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl.	Si tratta di un piccolo lembo di una colata lavica affiorante allo spigolo NO del foglio Acireale, con morfologia prevalente di tipo aa.	Affiora al margine NO del Foglio Acireale per una lunghezza di 1,6 km, formando un apparato eruttivo ben conservato ad hornitos.
1950-51		Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl.	Estesa colata lavica (oltre 8 kmq di area) quasi per intero contenuta entro la Valle del Bove ed oggi quasi completamente obliterata da coperture laviche più recenti. Morfologia prevalente di tipo aa, secondariamente di tipo toothpaste.	Apparato eruttivo costituito da due fratture principali orientate E-O ed un piccolo cono piroclastico (Monte G. Platania), posti a quote comprese tra 2850 e 2200 m s.l.m. ed oggi sepolti da lave più recenti.
1956			Piccoli lembi di colate laviche affioranti lungo la parete occidentale della Valle del Bove. Morfologia prevalente di tipo aa.	Trabocco dal Cratere Centrale
1968			Piccoli lembi di colate laviche affioranti lungo la parete occidentale della Valle del Bove. Una di queste seppellisce parzialmente i Monti Centenari. Morfologia prevalente di tipo aa.	Fratture estese sulla parete occidentale della Valle del Bove, oggi oblitrate da lave recenti.

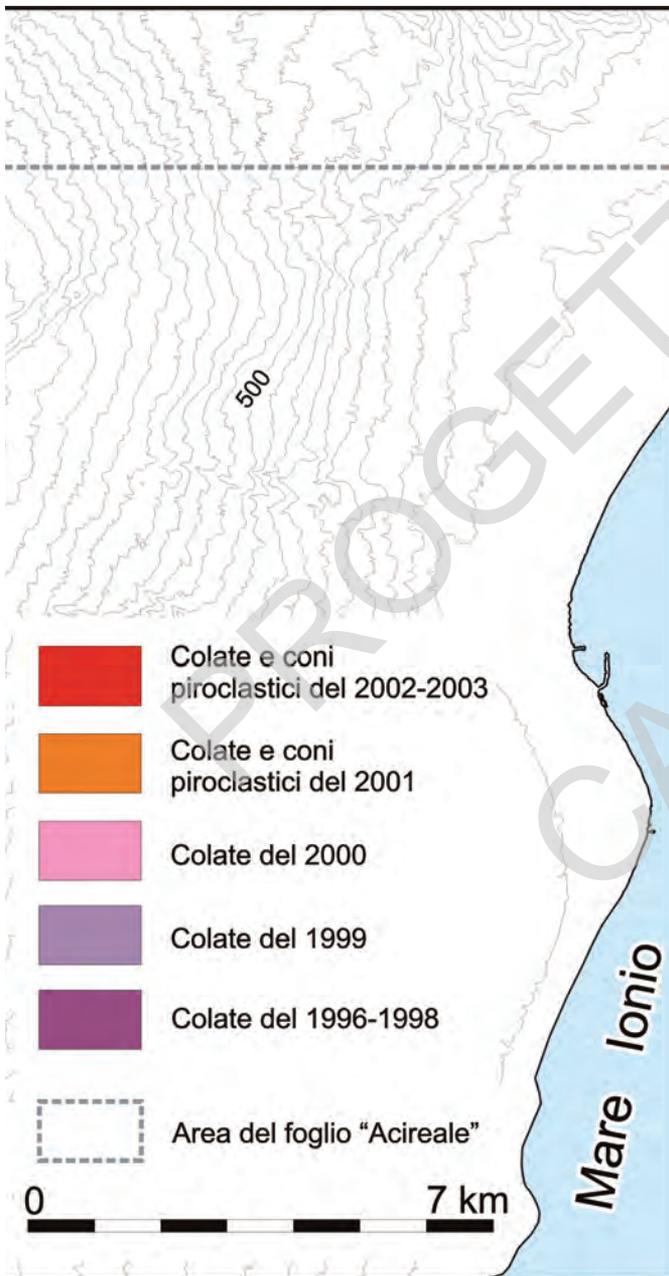
TAB. 10 - Descrizione delle colate appartenenti alla formazione Torre del Filosofo relative all'intervallo 1971 - presente (i5).

Colate dell'intervallo 1971-Presente	Sigla	Litologia	Distribuzione e morfologia	Note
1971		Lave di colore grigio a prevalenti cristalli di pl e minori femici.	La colata affiora in due distinte aree: da Piano del Lago sino a Torre del Filosofo, in limitate aree lungo la parete occidentale della Valle del Bove presso Serra Giannicola Piccola e alla base di Serra Giannicola Grande, e si estende per una lunghezza di circa 6 km dal versante settentrionale della Valle del Bove fino a Fornazzo. La morfologia del campo lavico è di tipo aa.	Quest'eruzione segna la nascita del Cratere Subterminale di SE. Le fessure eruttive si aprono verso Sud, formando coni di scorie posti a una quota di circa 3000 m, e principalmente verso N, dove raggiungono una lunghezza di oltre 5 km estendendosi fino a quota 1800 m s.l.m. in località C.da Serracozzo.
1975			Il campo lavico affiora lungo il bordo occidentale del Foglio Acireale nell'area del Rift di NE. La morfologia è di tipo aa e <i>toothpaste</i> .	Sistema di fratture eruttive a quota 2650 m nell'area del Rift di NE.
1975-77			Il campo lavico affiora principalmente nel Foglio M. Etna e limitatamente lungo il bordo occidentale del Foglio Acireale presso M. Dagalotto. La morfologia prevalente è di tipo aa.	Si tratta di due episodi eruttivi: 1) di tipo subterminale dal Cratere di NE (12/09/75-28/02/75); 2) formazione del cono di scorie di M. Cumini presso Punta Lucia (29/10/75-08/01/77).
1978			Le lave si distribuiscono nella Valle del Bove settentrionale e sul fianco orientale; le colate coprono un'area di 2,5 km ² , ma sono sepolte per larghi tratti dalle colate più recenti. Morfologia prevalente aa.	Cratere di SE e fratture eruttive poste lungo la parete occidentale della Valle del Bove e tra Monte Simone e Monte Concazza, sul fianco NE etneo.
1979		Lave di colore grigio-scuro, con fenocristalli prevalenti di pl, rari px ed ol.	Le lave si distribuiscono nella Valle del Bove settentrionale e sul fianco orientale; le colate coprono un'area di 2,5 km ² , ma sono sepolte per larghi tratti dalle colate più recenti. Morfologia prevalente aa.	Cratere di SE e fratture eruttive poste lungo la parete occidentale della Valle del Bove e tra Monte Simone e Monte Concazza, sul fianco NE etneo.
1983		Lave di colore grigio-chiaro, con fenocristalli di pl, px ed ol fino a 4 mm	Il campo lavico, caratterizzato da una morfologia aa, affiora principalmente nel Foglio M. Etna, e limitatamente lungo il bordo occidentale del Foglio Acireale.	Fessura eruttiva localizzata fra 2450 e 2250 m s.l.m. nel Foglio M. Etna, costituita da un bastione di scorie saldale.
1984			Trabocchi lavici dal Cratere di SE, diretti lungo la parete occidentale della Valle del Bove, che coprono un'area pari a circa 1,33 km ² . Oggi le colate sono quasi totalmente sepolte sotto lave più recenti. Morfologia prevalente aa.	Trabocchi dal Cratere di SE.
1985			Le colate laviche coprono un'area di 1,2 km ² , ma sono sepolte per oltre metà dalle colate più recenti. Morfologia prevalente aa.	Trabocco dal Cratere di SE e fessura eruttiva lungo la parete occidentale della Valle del Bove fra 2420 e 2750 m s.l.m.
1986-87		Lave di colore grigio scuro a prevalenti fenocristalli di pl e minori femici.	Valle del Bove settentrionale; le colate laviche coprono un'area di 6,5 km ² ma sono state parzialmente sepolte sotto le colate del 1989; morfologia prevalente aa.	Cono di scorie di Monte Rittmann, posto a circa 2400 m di quota.
1989		Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl e minori femici.	Cratere di SE e Valle del Bove settentrionale; le colate laviche coprono un'area di 6,4 km ² , morfologia prevalente aa.	Due fessure eruttive si formano a partire dal Cratere di SE, dirette rispettivamente a NE ed a SE.

1990			Sottili flussi di trabocco dal Cratere di SE, diretti lungo la parete occidentale della Valle del Bove, che coprono un'area pari a circa 0,7 km ² . Morfologia di tipo aa.	Trabocchi dal Cratere di SE.
1991-93		Lave di colore grigio a prevalenti fenocristalli di pl e minori femici.	Valle del Bove meridionale; le colate laviche coprono un'area di 7,84 km ² , morfologia prevalente aa e di tipo <i>toothpaste</i> .	Piccoli coni piroclastici posti lungo la frattura eruttiva 3000-2800 metri di quota; bocca effusiva principale a 2400 metri di quota.

APPENDICE 3
AGGIORNAMENTO DELLE COLATE DAL 1995 AL 2003





Mappa delle colate laviche eruttate tra il 1995 e il 2003.

VOR = Voragine; CNE = Cratere di Nord-Est; BN = Bocca Nuova; CSE = Cratere di Sud-Est.

La mappa è stata realizzata estraendo i dati da ROTHERY et alii (2001), HARRIS & NERI (2002), CALVARI et alii (2002), BEHNCKE & NERI (2003), NERI et alii (2004).

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARGO

APPENDICE 4
ABSTRACT AND LEGEND

ABSTRACT

The volcanic succession forming the eastern flank of Mount Etna (Sheet 625 Acireale) is divided into 22 lithostratigraphic units that are grouped into 6 synthemic units in relation to the main unconformities recognized within the succession. The application of the unconformity bounded stratigraphic unit (UBSU) has allowed to evidence the main evolutionary phases of the eruptive activity of this sector of Etna volcano in the past 225 ka.

The oldest synthem, recognized in this area, is named Timpe. It consists of a lava flow succession, WNW and NNW dipping, that crops out along the Timpe fault scarps. The synthem rests on the sedimentary basement and is formed by volcanics with tholeiitic transitional affinity and a radiometric age of about 225 ka (Timpa di Don Masi formation). These transitional products are conformably covered by a thick alkaline-Na lava succession (La Timpa formation). The Timpe Synthem groups a volcanic succession produced by fissure-type eruptions concentrated along the Timpe faults, constituting the tip of a major lithospheric fault system, namely the Malta Escarpment. This activity formed a thick lava flow succession that built a shield structure extending for about 15 km along the Ionian coast.

The Acireale Synthem is formed by six lithostratigraphic units whose geographic location and their restricted spatial extension do not allow us to know their stratigraphic relationships. The basal discontinuity of the synthem is represented by an erosional surface marked by the presence of a volcanoclastic deposit (S. Maria Ammalati formation) and by an angular unconformity between the volcanics of the Timpe Synthem and a lava flow succession (Moscarello formation) related to eruptive fissures located in the area close to S. Alfio and Fornazzo villages. Three lithosomatic units are defined in the Acireale Synthem comprising the products of three polygenic centers: Tarderìa, Rocche and Trifoglietto volcanoes. The Tarderìa volcano represents a wide morphological body located to the south of the Valle del Bove depression (VdB). The Rocche volcano is formed by a small eruptive centre localised in the eastern portion of the northern wall of the VdB. The Trifoglietto volcano is the main eruptive centre developed in the south-western side of the VdB. On the whole, the Acireale Synthem groups all the volcanics that mark a main shifting of the eruptive activity from the Ionian coast, along the Timpe faults, to the area of the Valle del Bove comprising mainly the products related to central-type activities.

The Zappini Synthem groups volcanics related to two lithosomatic units that are localised along the southwestern wall of the VdB: Giannicola and Sa-

lifizio volcanoes. The products of these volcanoes do not have any stratigraphic relationship, but they rest with angular unconformity on an erosional surface developed to the top of the Trifoglietto volcano. The Giannicola volcano represents a small eruptive centre that rests on the northern flank of Trifoglietto volcano; conversely, the Salifizio volcano is a large eruptive centre located on the eastern flank of the Trifoglietto volcano.

The Girolamo Synthem consists of a volcanic succession that crops out along the western wall of the VdB forming a lithosomatic unit: the Cuvigghiuni volcano. The products of this volcano rest with angular unconformity on the top of the Trifoglietto, Giannicola and Salifizio volcanoes. The Cuvigghiuni volcano is characterised by three main vents that are localised on the western flank of Trifoglietto volcano.

The Concazze Synthem groups a thick volcanic succession divided in six lithostratigraphic units that are exposed along the northern and western walls of the VdB, forming a lithosomatic unit: Ellittico volcano. This volcano represents the largest eruptive centre recognised in the Etnean region whose feeder was localised about 4 km north-westward with respect to that of the Trifoglietto volcano. The basal discontinuity of this synthem is represented by both an angular unconformity and an erosional surface in the area of VdB with the products of the Acireale, Zappini and Girolamo syntems. Ellittico volcanics overlay Giannicola and Cuvigghiuni volcanoes that, together with Trifoglietto and Salifizio volcanoes, represented a morphological barrier to its southeastward extension. The Ellittico eruptive activity ended with four caldera-forming plinian eruptions occurring about 15 ka. The resulting caldera has an elliptical shape and stretches NNE.

The Mongibello Synthem groups the products erupted in the last 15 ka forming a complex lava succession in which both pyroclastic fall and volcanoclastic deposits are interlayered. The products of this synthem partially filled the Ellittico caldera and are widely distributed along the flanks forming a lithosomatic unit: the Mongibello volcano. The Mongibello lava flows crop out over 85% of the volcano forming the present morphological setting of the Etnean edifice. The basal discontinuity is represented by an angular unconformity, due to the Ellittico caldera collapse, with the volcanics of the Concazze Synthem in the area of the VdB;. The Mongibello volcano was dissected by a catastrophic flank collapse as a result of many coalescent landslides that produced the wide depression of the VdB about 10 ka ago. Although Mongibello volcano is mainly characterised by effusive activity, violent explosive eruptions frequently occurred from the summit vents. The largest was the 122 BC Plinian eruption forming the Piano caldera within which historical eruptive activity has built up the present summit cone.

LEGEND

Actual and recent continental and transitional deposits**Slope deposits (a)**

Volcanic heterometric and heterogeneous angular pebbles in sandy matrix deposited by gravity at the base of deep slopes and fault escarpments.

Seashore deposits (g₂)

Gravel deposit with volcanic and sedimentary isometric pebbles.

Present-day alluvial deposit (b)

Heterometric and heterogeneous, rounded, volcanic and sedimentary gravel and pebbles in sandy to silty matrix.

Recent alluvial deposit (b_a).

Laminated sandy layers interbedded with volcanic, sedimentary and crystal-line gravel deposits. These deposits fill depressions due to lava dam and form coast plain and alluvial fan at the end of deep valleys.

Mount Etna Volcanic district**Il Piano Synthem**

Mongibello Volcano

Torre del Filosofo formation (UTF)

Lava flows and fall pyroclastic deposits (bombs and lapilli) related to the summit crater and some lateral cones. Lava flows are characterised mainly by aa and block morphologies, rarely pahoehoe. Lava composition is basaltic to benmoreitic, aphyric to high porphyritic structure, with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine changing in quantity and ratio. The age is from 15 ka to the present.

The lava flows of this formation are displayed with 5 time intervals. For description of each lava flow, see Appendix 2.

Interval lava flows 1971 to present (i5): 1991-93, 1990, 1989, 1986-87, 1985, 1984, 1983, 1979, 1978, 1975-77, 1975, 1971.

Interval lava flows 1669 to 1971 (i4): 1968, 1956, 1950-51, 1928, 1908, 1892, 1886, 1883, 1869, 1865, 1852-53, 1842, 1819, 1811, 1802, 1792-93, 1766, 1763, 1689, 1669.

Interval lava flows 122 BC to 1669 AD (i3): 1634-38, 1537, 1444, 1408, Ballo (i3 ba), Petrulli (i3 pu), Fleri (i3 fe), Scorciavacca (i3 sr), M. Rinatu (i3 ri), M. Solfizio (i3 fs).

Interval lava flows 3.9 ka to 122 BC (i2): M. Arcimis (i2 am), Airone (i2 ai), Cancellieri (i2 ck), Pisano (i2 pi), Chiesa Vecchia (i2 cv), Mangano (i2 ma), Passopomo (i2 pa), M. Salto del Cane (i2 sd), S. Alfio e Cirino (i2 ac), Casa Cangemi (i2 cg), Casa Pappalardo (i2 ap), M. Ilice (i2 mi), Serruggeri (i2 sg), Dagala (i2 da), Contrada Magazzeni (i2 co), M. Frumento delle Concazze (i2 fc), Valle della Scomunica (i2 so), Crisimo (i2 cr), M. Conconi (i2 mc). Sicani eruption (Sicani).

Interval lava flows 15 ka to 3.9 ka (i1): Case del Vescovo (i1 ve), Contrada Nocille (i1 no), Ripa Saldara (i1 rs), Vallone S. Giacomo (i1 vg), Montargano (i1 ag), Gona (i1 go), Casa Sambuco (i1 sb), Contrada Saette (i1 se), Villaggio Musco (i1 vm), Nucifora (i1 nu), Vallone Pozzillo (i1 vp), Pozzillo (i1 pz), Torrente Fago (i1 fg), M. Pomiciaro (i1 pm), Contrada Serracozzo (i1 cs), Andronica (i1 an), Dispensa Nuova (i1 dn), Monteleopoli (i1 me), M. Scuderi (i1 su).

Chiancone member (UTF₀₃): Volcaniclastic deposit, poorly stratified, lithologically heterogeneous, made of centimetric to metric rounded pebbles and gravel with poor sandy to silty matrix. At the base a maximum 4 m succession constituted of at least 4 welded debris flow layers matrix supported crops out. The maximum cropping out thickness is 30 m; the overall thickness is indeterminable, however higher than 200 m.

Milo member (UTF₀₂): At the base monogenetic debris avalanche deposit, constituted of mugearitic lava pebbles up to 1 m, sometimes with jigsaw cracks, in abundant loose matrix made of the same altered lava. At the top succession of debris flow deposits, mainly matrix supported. The thickness is from few meters to 30 m.

Cubania member (UTF₀₁): Succession of fall pyroclastic layers interbedded with yellow silty to sandy aeolian deposits and with brown paleosols, darker and carbonaceous at the top. Tephra composition is picritic to mugearitic. Clasts are scoriaceous and mainly porphyritic, with plagioclase, pyroxene, olivine changing in quantity and ratio. The maximum thickness is 10 m. The age is from 12 ka to the present, but most layers are erupted in the last 4 ka.

Concazze Syntem

Ellittico Volcano

Portella Giumenta formation (GUM)

Pyroclastic succession associated with lava flows divided into two members (age about 15 ka).

Osservatorio Etneo member (GUM₀₁): Pyroclastic proximal fall deposit constituted of black scoriaceous spatters that become reddish and partially welded at the top. Locally the spatters form massive red and gray beds with inner aphyric black portions. At the bottom of this level, a yellowish pumice bed outcrops. The distal deposits are formed by four light gray pumice lapilli layers interbedded with paleosols deposits. Trachitic-benmoreitic in composition. Pumice clasts are oligophyric with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, amphibole and olivine. Maximum thickness 10 m.

Ragabo member (GUM₀₂): Reomorphic lava flows light gray to reddish brown in color, often banded. Benmoreite in composition. Subaphyric structure with rare phenocrysts of plagioclase, pyroxene and amphibole. Maximum thickness 10 m.

Piano Provenzana formation (UPP)

Lava flows and scoria cones remnants. Lava composition is hawaiitic to benmoreitic, aphyric to porphyritic structure, with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine.

Lava flows: Vignagrande (UPP vi), Malasorba (UPP mb).

Tripodo member (UPP₀₃): Hawaiitic lava flows with, at the base, porphyritic structure and abundant phenocrysts of plagioclase and pyroxene, at the top subaphyric structure and flow foliation. Discontinuous interbedded ash layers. The member is 10 to 50 m thick and outcrops only in the Piano della Lepre.

Zoccolaro member (UPP₀₂): Lava flow succession, mugearite in composition, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and abundant olivine. The thickness is from few meters to more 100 m.

Tagliaborse member (UPP₀₁): Fall pyroclastic layers made of ashes and scoriaceous lapilli interbedded to yellow aeolian silt deposits and to black sandy beds. Tephra composition is basaltic to hawaiitic. Clasts are scoriaceous and often porphyric with phenocrysts of pyroxene, olivine, amphibole changing in quantity and ratio. The maximum thickness is 10 m. The age is more than 16 ka.

Pizzi Deneri Formation (FPD)

Thick lava flows interbedded to volcanoclastic deposits (autoclastic and epiclastic breccia) with yellow fine welded matrix. Lava composition is hawaiitic to mugearitic, porphyritic structure, with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine. The plagioclase size regularly increases to the top, where it reaches 1 cm. The thickness is few meters to more than 150 m.

Serra delle Concazze Formation (SDZ)

Flow and fall pyroclastic deposits interbedded to blast breccia and epiclastic deposits. Four thick lava flows (more than 100 m thick) are interlayered into the volcanoclastic deposits. Lava composition is hawaiitic to benmoreitic, subaphyric to high porphyritic structure, with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine. Along the western wall of the Valle del Bove thin lava flow succession outcrops interbedded to pyroclastic and epiclastic deposits. The thickness is 100 to 400 m.

Monte Scorsone Formation (SRS)

Pyroclastic layers and lava flows. A pumiceous hydromagmatic deposit, light grey in colour, at the base, is covered by a succession of scoriaceous lapilli layers, blast and epiclastic breccia and thin ashy layers (about 10 m thick). Near the top they gradually change to lava flows frequently interbedded to pyroclastic and epiclastic layers (about 200 m thick). Lava composition is often mugearite with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine and rare amphibole changing in quantity and ratio. The thickness is up to 250 m.

Contrada Ragaglia formation (UCG)

Debris flow deposit made of heterogeneous lava blocks up to some meters in size in a clay matrix. Locally at the top the deposit changes to silty-sandy epiclastic layers, brown in colour interbedded with some bad preserved pyroclastic pumiceous and scoriaceous layers. The thickness is up to 40 m.

Girolamo Synthem

Cuvigghiuni Volcano

Volta del Girolamo formation (FVG)

Lava flows mugearitic in composition, porphyritic structure, with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine. The thickness is about 100 m.

Canalone della Montagnola Formation (CGA)

Thin lava flows overlapped by a thick pyroclastic and epiclastic succession, variable in colour, thickness and dip. Lava composition is mugearitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine and amphibole. The thickness is from few meters to 300 m.

Serra Cuvigghiuni formation (USC)

This formation is made of some necks (USC₀₁) associated to thin lava flows (USC) at the top.

Laghetto member (USC₀₁): subvolcanic bodies made of pink massive lava, with columnar joints, mugearitic to benmoreitic in composition, high porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, and amphibole.

At the top, thin lava flows (USC) of the same composition coming from the neck. The thickness is 20 m.

Zappini Synthem

Salifizio Volcano

Acqua della Rocca formation (UAR)

Lava flows interbedded to epiclastic deposits. Lava composition is benmoreitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and rare olivine. At the top a welded scoria layer outcrops; scoria structure is subaphyric with rare phenocrysts of plagioclase and amphibole. The thickness is 100 m

Serra del Salifizio Formation (SDF)

Leucocratic lava flows interbedded to thin epiclastic deposits. Lava composition is mugearitic to benmoreitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and amphibole. Each lava flow is 2 to 10 m thick. The thickness is 150 m.

Valle degli Zappini Formation (FVZ)

Lava flows interbedded to thin epiclastic deposits. Lava composition is mugearitic to benmoreitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and olivine. The thickness is 150 m.

Giannicola Volcano

Serra Giannicola Grande Formation (SGN)

This formation is constituted of some necks (SGN₀₁) associated to lava flows and autoclastic breccia (SGN) at the top.

Belvedere member (SGN₀₁): subvolcanic bodies made of pink massive lava, with columnar joints, mugearitic in composition, high porphyritic structure with oriented phenocrysts of plagioclase, pyroxene, amphibole and rare olivine. The thickness is over 300 m.

Lava flow succession interbedded to light brown pyroclastic deposits and autoclastic breccia (SGN). Lava composition is hawaiitic to mugearitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and olivine. The thickness of the lava flow succession is 220 m.

Acireale Syntem
Trifoglietto Volcano

Piano del Trifoglietto formation (UPT)

Autoclastic breccia and epiclastic deposits interbedded at the base to rare pyroclastic flow deposits; at the top thin and discontinuous lava flows interlayered to pyroclastic deposits with yellow and light brown matrix. Lava composition is benmoreitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and olivine. The thickness is over 300 m.

Rocche Volcano

delle Rocche formation (UDR)

This formation is constituted of a complex succession: thin lava flows, autoclastic lavas and volcanoclastic deposits.

Rocca Capra member (UDR₀₁): Lava flows interbedded to autoclastic breccia and epiclastic deposits, matrix supported, yellow in colour. Lava composition is hawaiitic to mugearitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and olivine. The cropping out thickness is about 100 m.

Rocca Palombe member (UDR₀₂): Lava flows interbedded to a red pyroclastic flow deposit, 30 m thick. Lava composition is mugearitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, olivine and amphibole. Scoria structure is aphyric. The cropping out thickness is about 60 m.

Tarderìa Volcano

Contrada Passo Cannelli formation (UCP)

Massive lava flows locally interbedded to epiclastic deposits with sandy matrix and heterometric blocks made of the same lava. Lava composition is hawaiitic to benmoreitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene, and olivine. Lava flows at the top are lacking in scoria and present aeolian erosion. The cropping out thickness is over 30 m.

Calanna formation (UCN)

Cataclastic lavas with yellow clay matrix associated to numerous altered dikes (UCN). Lava composition is basaltic to mugearitic, porphyritic structure with large phenocrysts of pyroxene and plagioclase. The cropping out thickness is about 200 m.

M. Calanna member (UCN₀₁): Thin lava flows interbedded to scoria deposits. Lava composition is hawaiitic, porphyritic structure with phenocrysts of plagioclase and pyroxene. The thickness is about 30 m.

Moscarello formation (UML)

Massive and thick lava flows with rare pyroclastic deposits interbedded. Pyroclastic deposits are constituted of red scoriaceous bombs. Lava composition is usually mugearitic, subaphyric to porphyritic structure, with phenocrysts of plagioclase and pyroxene. The maximum thickness is 150 m.

S. Maria degli Ammalati formation (USM)

Volcaniclastic succession associated to clastic marine sediments

Timpa di S. Tecla member (USM₀₁): succession of mainly volcanic clasts formed in continental and minor marine environment. Continental deposits are made of sub-rounded volcanic clasts, 5 to 10 cm in size, with silty to sandy matrix, yellow brown in colour. Marine deposits are made of fossiliferous sands yielding *Spisula subtruncata* and *Turritella communis*, and poor foraminifera, mainly benthonic. The maximum thickness is 150 m.

Serra S. Biagio member (USM₀₂): Conglomerate deposit made of rounded clasts and blocks, both volcanic and sedimentary, with clay to sandy matrix. The deposit presents some terraces in Serra S. Biagio hill. The thickness changes from few meters to 20 m.

Time Sythem**La Timpa formation (UTM)**

This formation is constituted of lavas (lava flows and subvolcanic bodies) with composition changing from basalt to Na-mugearite.

Fondo Macchia member (UTM₀₂): Thick massive lava flows. Lava structure is porphyritic with large phenocrysts of pyroxene, olivine and plagioclase. The maximum thickness is about 70 m.

S. Maria La Scala member (UTM₀₁): Thick massive lava flows, interlayered to red and yellow epiclastic deposits. Lava structure is porphyritic with centimetre phenocrysts of pyroxene, olivine and plagioclase. The pyroxene size is decreasing to the top, whereas the plagioclase quantity is increasing and is characteristic of the medium-top lava flow succession in the Timpa di Acireale. The maximum thickness is 200 m.

Timpa di Don Masi formation (TDM)

Basalts, tholeiitic in affinity, porphyritic in structure with phenocrysts of plagioclase, pyroxene and olivine. In these rocks clinopyroxene and olivine xenocrysts and sub-rounded mafic and ultramafic nodules, up to 15 cm in size, occur.

S. Caterina member (TDM₀₁): Massive columnar lavas and subvolcanic bodies are encompassed by reddish scorias. Lava flows overlap sandy levels

containing also scoriaceous spatters. The maximum thickness is 10 m.

Fermata S. Venera member (TDM₀₂): Altered lava flows dislocated in metric blocks at the boundary with the sedimentary rocks. The maximum thickness is 30 m.

Quaternary marine deposits

Argille grigio-azzurre Formation (FAG)

Blue-grey marly clays (CaCO₃=10-15%), in partial eustatic passage with the underlying calcarenites. Foraminiferal content characterized by the presence of *Hyalinea baltica*, *Globorotalia inflata* and *Globorotalia truncatulinoides excelsa*. The basal horizons yield nannofossil assemblages of the MNN19e biozone; nannofossil of the subsequent MNN19f biozone within the intermediate and upper levels (FAG). At Fermata S. Venera the clays are unconformably covered by discontinuous alluvial conglomerates made up of heterogeneous sedimentary clasts. Maximum thickness is about 80 m at Serra S. Biagio hill. Age: Early (Sicilian)-Middle Pleistocene.

Fiumefreddo Calcarenites (CFF)

Bioclastic calcarenites, sands and fossiliferous sandy-clays yielding benthonic foraminifera such as Asterigerinidae, Rotalidae, Elphididae (CFF). The sandy-clays intercalations yield nanofossil of the MNN19e biozone in the lowermost levels, and of the the MNN19f biozone in the remnant part of the succession.

The calcarenites pass laterally and upward to the Argille grigio-azzurre Formation. Maximum thickness is over 70 m at Serra S. Biagio hill. Age: Early (Sicilian)-Middle Pleistocene.

PROGETTO
CARG

BIBLIOGRAFIA

- AGER D.V. (1973) - *The nature of the stratigraphical record*. MACMILLAN, London.
- ANDRONICO D., BRANCA S. & DEL CARLO P. (2001) - *The 18.7 ka phreatomagmatic flank eruption on Etna (Italy): relationship between eruptive activity and sedimentary basement setting*. Terra Nova, **13**, 4, 235-240.
- ARANA V., FELPEO A., ASTIZ M., GARCIA A., ORTIZ R. & ABELLA R. (2000) - *Zonation of the main volcanic hazards (lava flows and ash fall) in Tenerife, Canary Islands; a proposal for a surveillance network*. In J. MARTI & J.A. WOLFF (eds), «The geology and geophysics of Tenerife», J. Volcanol. Geotherm. Res., **103**, 1-4, 377-391.
- ARCULUS R.J. (1973) - *Recent submarine pillow lavas in the Catania area, eastern Sicily*. Phil. Trans. R. Soc. London, **174 A**, 153-162.
- ARMIENTI P., BARBERI F., INNOCENTI F., POMPILIO M., ROMANO R. & VILLARI L. (1984) - *Compositional variation in the 1983 and other recent etnean lavas: insights on the shallow feeding system*. Bull. Volcanol., **47**, 998-1007.
- ARMIENTI P., CLOCCHIATTI R., D'ORAZIO M., INNOCENTI F., PETRINI R., POMPILIO M., TONARINI S. & VILLARI L. (1994a) - *The long-standing 1991-1993 Mount Etna eruption: Petrography and Geochemistry of lavas*. Acta Vulcanol., **4**, 15-28.
- ARMIENTI P., CLOCCHIATTI R., INNOCENTI F., POMPILIO M. & VILLARI L. (1987) - *1984-1985 Mount Etna effusive activity*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **42**, 225-236.
- ARMIENTI P., D'ORAZIO M., INNOCENTI F., PETRINI R., POMPILIO M. & TONARINI S. (1991) - *Sr-Nd isotopic characteristic of Mt. Etna and Mt. Iblei lavas: constraints on eastern Sicily upper mantle composition*. Congresso Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, p. 108, Ferrara.
- ARMIENTI P., INNOCENTI F., PETRINI R., POMPILIO M. & VILLARI L. (1988) - *Sub-aphyric alkali basalt from Mt. Etna: inferences on the depth and composition of the source magma*, Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **43**, 877-891.
- ARMIENTI P., INNOCENTI F., PETRINI R., POMPILIO M. & VILLARI L. (1989) - *Petrology and Sr-Nd isotope geochemistry of recent etnean lavas from Mt. Etna: bearing on the volcano feeding system*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **39**, 315-327.

- ARMIENTI P., PARESCHI M.T. & POMPILIO M. (1997) - *Lava textures and time scales of magma storage at Mt. Etna (Italy)*. Acta Vulcanologica, **9**, 1-5.
- ARMIENTI P., PARESCHI M.T., INNOCENTI F. & POMPILIO M. (1994b) - *Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. The case of the 1991-92 Mt. Etna eruption*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **115**, 402-414.
- ATZORI P. (1966) - *La parete lavica tra Biancavilla e Adrano (M. Etna)*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, (6), **XVIII(VI)**, 50-70.
- AURISICCHIO C. & SCRIBANO V. (1987) - *Some ultramafic xenoliths from Etna*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **42**, 219-224.
- AZZARO R. & BARBANO M.S. (1997) - *Intensity-magnitude relationship for the Mt. Etna area (Sicily)*. Acta Vulcanol., **9**, 15-21.
- AZZARO R. & NERI M. (1992) - *L'attività eruttiva dell'Etna nel corso del ventennio 1971-1991 (primi passi verso la costituzione di un data-base relazionale)*. Istituto Internazionale di Vulcanologia, C.N.R., Catania, Open File Report 3/92.
- AZZARO R. (1999) - *Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics*. J Geodynamics **28**, 193-213.
- AZZARO R., BRANCA S., GIAMMANCO S., GURRIERI S., RASÀ R. & VALENZA M. (1998) - *New evidence for the form and extend of the Pernicana Fault System (Mt. Etna) from structural and soil-gas surveying*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **84**, 143-152.
- AZZARO R., LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1988) - *Il Terremoto di Piano Pernicana (Etna Nord) del 28.10.1988. Campo macrosismico e quadro deformativo fragile associato*. Boll. C.N.R.-G.N.V., **IV**, 22-40.
- AZZARO R., MATTIA M. & PUGLISI G. (2001) - *Fault creep and kinematics of the eastern segment of Pernicana Fault (Mt. Etna, Italy) derived from geodetic observations and their tectonic significance*. Tectonophysics, **333**, 401-415.
- BAER G. & RECHES Z. (1987) - *Flow pattern of magma in dikes, Makhtesh Ramon, Israel*. Geology, **15**, 569-572.
- BARBERI F., CIVETTA L., GASPERINI P., INNOCENTI F., SCANDONE R., VILLARI, L. (1974) - *Evolution of a section of the Africa-Europe plate boundary: paleomagnetic and volcanologic evidence from Sicily*. Earth Planet. Sc. Lett., **22**, 123-132.
- BASILE G. & LABRUNA V. (1998) - *Analisi del sistema fisiografico del versante medio-orientale etneo finalizzata alla valutazione della pericolosità idraulica (Sicilia orientale)*. Geol. Tec. & Ambient., **1**, 23-31.
- 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 neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 453-462.
- BORGIA A., FERRARI L. & PASQUARÈ G. (1992) - *Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mt. Etna*. Nature, letter, **357**, 231-235.
- BOUSQUET J.C., GABBIANELLI G., LANZAFAME G. & NEGRI A. (1998) - *Evolution volcano-tectonique de l'Etna (Sicile): nouvelles donnees de geologie marine et terrestre*. XXXVth Congress CIESM (Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée), Brevi note. Cavtat - Dubrovnik: 1-5 giugno 1998.
- BOUSQUET J.C., GRESTA S., LANZAFAME G. & PAPIN C. (1987) - *Il campo degli sforzi attuali e quadernari nella regione dell'Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **XXXVIII**, 483-506.
- BOUSQUET J.C., LANZAFAME G. & PAQUIN C. (1988) - *Tectonic stresses and volcanism: in-situ stress measurements and neotectonic investigations in the Etna area (Italy)*. Tectonophysics, **149**, 219-231.

- BRANCA S. (2000). - *Rapporti tra l'evoluzione vulcano-tettonica del Monte Etna e l'assetto strutturale del basamento lungo il versante nord-orientale del vulcano*. Tesi di Dottorato, Università di Catania, 103 pp.
- BRANCA S. & FERRARA V. (2001) - *An Example of river patten evolution produced during the lateral growth of a central polygenic volcano: the case of the Alcantara river system, Mt. Etna (Italy)*. Catena, **45/2**, 85-102.
- BRANCA S., COLTELLI M. & GROPELLI G., (2004) – *Geological evolution of Etna volcano*. In Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla S., eds. Etna Volcano Laboratory. Am. Geoph. Union (Geophysical monograph series) **143**, 49-63.
- BUSA T. & CRISTOFOLINI R. (2001) – *Rilevamento geo-petrografico delle vulcaniti esposte lungo le "Timpe di Moscarello" (basso versante orientale dell'Etna): evidenze di una migrazione dell'attività dei centri eruttivi*. Boll. Soc. Geol. It., **120**, 69-80.
- CALVARI S. & GROPELLI G., (1996) - *Relevance of the Chiancone volcanoclastic deposit in the recent history of Etna Volcano (Italy)*. J. Volcanol. Getherm. Res., **71**, 239-258.
- CALVARI S., COLTELLI M., NERI M., POMPILIO M & SCRIBANO V. (1994b) - *Mt. Etna 1991-93 eruption: cronology and geological observations*. Acta Vulcanol., **4**, 1-15.
- CALVARI S., COLTELLI M., POMPILIO, M., & SCRIBANO, V. (1991) - *Etna - The eruptive activity between October 1989 and December 1990*. Acta Vulcanologica, **1**, 257-260.
- CALVARI S., GROPELLI G. & PASQUARÈ G. (1994a) - *Preliminary geological data on the South-Western walls of Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanol., **5**, 15-30.
- CALVARI S., NERI M. & PINKERTON H. (2002) - *Effusion rate estimation during the 1999 summit eruption on Mt. Etna, and growth of two distinct lava flow fields*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **119/1-4**, 107-123.
- CALVARI S., TANNER L.H. & GROPELLI G. (1998) - *Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **87**, 193-209.
- CALVARI S., TANNER L.H., GROPELLI G. & NORINI G. (2004) - *Valle del Bove, eastern flank of Etna volcano: a comprehensive model for the opening of the depression and implications for future hazards*, In Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla S., eds. Etna Volcano Laboratory. Am. Geoph. Union (Geophysical monograph series) **143**, 65-76.
- CALVARI S., & TANNER L.H. (1999) - *Etna avalanche deposit prompts call for hazard reassessment*. Eos, American Geophysical Union Transactions, **80** (31), 345-348.
- CARTA GEOLOGICA DEL MONTE ETNA (1979), R. Romano (Ed.), Progetto Finalizzato Geodinamica, Istituto Internazionale di Vulcanologia-C.N.R (Catania).
- CASSINIS R., COSENTINO P., PONZINI G.S. & RIUSCETTI M. (1970) - *Contributo all'esplorazione geofisica lungo la costa etnea*: In: Atti Convegno internazionale sulle acque sotterranee. 6-8 Dicembre, Palermo.
- CASTRADORI D. (1993) - *Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores*. Riv. Ital. Paleont. Strat., **99**, 1, 107-126.
- CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1979) - *Interrelationships between volcanic and alluvial sequences in the evolution of the Simeto River valley, Mount Etna, Sicily*. Catena, **6**, 293-315.
- CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1982) - *The interaction of volcanic activity in Quaternary times upon the evolution of the Alcantara and Simeto rivers, Mount Etna, Sicily*. Catena, **9**, 319-341.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M. & GUEST J.E. (1987) - *The pyroclastic deposits of Mount Etna volcano, Sicily*. Geol. Jour., **22**, 225-243.
- CHESTER D.K., DUNCAN A.M., GUEST J.E. & KILBURN C.R.J. (1985) - *Mount Etna: The anatomy of a volcano*. University Press, Cambridge, 404 pp.
- CLOCCHIATTI R. & TANGUY J.C. (1985) - *The etnean lavas, 1977-1983: petrology and mineralogy*. Bull. PIRPSEV, 97.

- CLOCCHIATTI R., JORON J.L. & TREUIL M. (1988) - *The role of selective alkali contamination in the evolution of recent historic lavas of Mt.Etna*. J. Volcanol. Getherm. Res., **34**, 241-249.
- CLOCCHIATTI R., SCHIANO P., OTTOLINI L. & BOTTAZZI P. (1998) - *Earlier alkaline and transitional magmatic pulsation of Mt.Etna volcano*. Earth Planet. Sc. Lett., **163**, 399-407.
- COLTELLI M., CORSARO R.A., DEL CARLO P., DEL NEGRO C., GABBIANELLI G., GAMBERINI F., LANZAFAME G., NEGRI A., POMPILIO M., TABACCO S. & VEZZOLI L. (1997) - *Crociera ET97: primi contributi per la realizzazione di una carta batimorfologica e geologica della base sottomarina dell'Etna (Mar Ionio occidentale)*. 1°Forum Italiano di Scienze della Terra, 2, p. 232-234. Federazione Italiana di Scienze della Terra, Bellaria.
- COLTELLI M., DEL CARLO P. & VEZZOLI L. (1998) - *The discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano (Italy)*. Geology, **26**:1095-1098.
- COLTELLI M., DEL CARLO P. & VEZZOLI L. (2000) - *Stratigraphic constrains for explosive activity for the past 100 ka at Etna volcano, Italy*. Int. J Earth Sciences, **89**: 665-677.
- COLTELLI M., GARDUÑO V H., NERI M., PASQUARÈ G. & POMPILIO M. (1994) - *Geology of the northern wall of Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily)*. Acta Vulcanol., **5**, 55-68.
- COMPARE D. (1981) - *Etude structurale et pétrographique des dykes de la Vallée del Bove (Etna, Sicilie, Italie)*. Bull. P.I.R.P.S.E.V., **119bis**, 79 pp.
- CORSARO R.A. & CRISTOFOLINI R. (1996) - *Origin and differentiation of recent basaltic magmas from Mount Etna*. Mineralogy and Petrology, **57**, 1-21.
- CORSARO R.A. & CRISTOFOLINI R. (1997) - *Geology, geochemistry and mineral chemistry of tholeiitic to transitional Etnean magmas*. Acta Vulcanol., **9**, 55-66.
- CORSARO R.A., CRISTOFOLINI R., & PATANÈ L. (1996) - *The 1669 eruption at Mount Etna: chronology, petrology and geochemistry, with inferences on the magma sources and ascent mechanisms*. Bull. Vulcanol., **58**, 348-358.
- CORSARO R.A., NERI M. & POMPILIO M. (2002) - *Paleo-environmental and volcano-tectonic evolution of the south-eastern flank of Mt.Etna in the last 225 ka inferred by volcanic succession of the "Timpe", Acireale, Sicily*. Bull. Vulcanol., **113**, 289-306.
- CORTESE C., FORNASERI M., ROMANO R., ALESSIO M., ALLEGRI L., AZZI C., BELLA F., CALDERONI G., FOLLIERI M., IMPROTA S., MAGRI D., PREITE MARTINEZ M., SADORI L., PETRONE V. & TURI B. (1988) - *Cronologia 14C di piroclastiti recenti del Monte Etna identificazione e distribuzione dei fossili vegetali*. Boll. Soc. Geol. It., **107**, 531-545.
- CRISTOFOLINI R. & CORSARO R.A. (1991) - *Variazioni petrochimiche nella successione etnea: un riesame in base a nuovi dati da campioni di superficie e da sondaggi*. Acta Vulcanol., **1**, 25-37.
- CRISTOFOLINI R. & LO GIUDICE A. (1969a) - *Le latitandesiti di un complesso intermedio tra Trifoglietto e Mongibello, affiorante tra la Valle del Bove ed Adrano Biancavilla (Etna)*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **25**, 227-261.
- CRISTOFOLINI R. & LO GIUDICE A. (1969b) - *Ricerche su due kaersutiti etnee*. Atti Acc. Gioenia. Sci. Nat., **20**, 181-193.
- CRISTOFOLINI R. & ROMANO R. (1982) - *Petrological features of the etnean volcanic rocks*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 99-116.
- CRISTOFOLINI R. & SPADEA P. (1975) - *Le lave latitandesitiche antiche della zona di Piedimonte Etneo (versante nord-orientale dell'Etna)*. Rend. Soc. Ital., Miner. Petrol., **31**, 309-336.
- CRISTOFOLINI R. & TRANCHINA A. (1980) - *Aspetti petrologici delle vulcaniti etnee, caratteri dei fenocristalli isolati ed in aggregati*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **36**, 751-723.
- CRISTOFOLINI R. (1967) - *Le successioni dell'attività vulcanica sulle pendici sudoccidentali dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., **18**, 283-294.
- CRISTOFOLINI R. (1971) - *La distribuzione del titanio nelle vulcaniti etnee*. Periodico di Mineralogia, **40**, 41-46.

- CRISTOFOLINI R. (1972). - *I basalti a tendenza tholeiitica dell'Etna*. Periodico di Mineralogia, **41**, 167-200.
- CRISTOFOLINI R. (1973). - *Recent trends in the study of Etna*. Phil. Trans. R. Soc., London, **274** A, 17-35.
- CRISTOFOLINI R. (1974) - *La massa subvulcanica di Acitrezza (Etna)*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **30**(2), 741-770.
- CRISTOFOLINI R., ALBINI A., DI GIROLAMO P. & STANZIONE D. (1981a) - *Geochemistry of some volcanic rocks from southeastern Sicily: REE and other trace element distribution*. Bull. Volcanol., **44** (1), 95-107.
- CRISTOFOLINI R., GHIARA M.R., STANZIONE D. & TRANCHINA A. (1984) - *Petrologic and geochemical features of rocks from recent eruptions at Mt. Etna-Sicily*. Neu. Jar. Miner. Abh.
- CRISTOFOLINI R., LENTINI F., PATANÈ G. & RASÀ R. (1979) - *Integrazione dei 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., MENZIES M.A., BECCALUVA L. & TINDLE A. (1987) - *Petrological notes on the 1983 lavas of Mt. Etna, Sicily with reference to their REE and Sr-Nd isotope composition*. Bull. Volcanol., **49**, 599-607.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G. & RASÀ R. (1978) - *Studio morfo-strutturale del versante orientale etneo*. Mem. Soc. Geol. It., **19**, 613-620.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G. & RECUPERO S., (1982) - *Morphologic evidence for ancient volcanic centres and indications of magma reservoirs underneath Mt. Etna, Sicily*. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **5**, 3-9.
- CRISTOFOLINI R., PATANÈ G., PUGLISI D., RASÀ R. & TRANCHINA A. (1977) - *Il basso versante NE dell'Etna nei dintorni di Piedimonte Etneo: studio geologico e morfostrutturale*. Boll. Soc. Geol. It., **96**, 695-712.
- CRISTOFOLINI R., SCRIBANO V. & TRANCHINA A. (1981b) - *Interpretazione petrogenetica di variazioni composizionali in fenocristalli femici di lave etnee*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., **38**, 321-334.
- D'ORAZIO M., TONARINI S., INNOCENTI F. & POMPILIO M. (1997) - *The northern valle del Bove volcanic succession (Mt. Etna, Sicily): petrography, geochemistry and Sr-Nd isotope data*. Acta Vulcanol., **9**(1), 69-79.
- DE RITA D., FRAZZETTA G. & ROMANO R. (1991) - *The Biancavilla-Montalto Ignimbrite (Etna, Sicily)*. Bull. Volcanol., **53**, 121-131.
- DEL CARLO P. & BRANCA S. (1998) - *Tephrostratigraphic dating of the pre-1300 AD SE flank eruptions of Mt. Etna*. Acta Vulcanol., **10**, 1, 33-37.
- DEL CARLO P., VEZZOLI L. & COLTELLI M. (2004) - *Last 100 ka tephrostratigraphic record of Mount Etna*. In Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla S., eds. Etna Volcano Laboratory. Am. Geoph. Union (Geophysical monograph series) **143**, 77-90.
- DEL NEGRO, C. & NAPOLI, R., (2002) - *Ground and marine magnetic surveys of the lower eastern flank of Etna volcano (Italy)*. J. Volcanol. Geotherm. Res. **114**, 357-372.
- DI STEFANO A. & BRANCA S. (2002) - *Long-term up-lift rate of the Mt. Etna volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments*. Terra Nova, **4**(1), 1-8.
- DOGLIONI C., INNOCENTI F. & MARIOTTI G. (2001) - *Why Mt Etna?* Terra Nova, **13**, 25-31.
- FAVALLI M., INNOCENTI F., PARESCHI M.T., PASQUARÉ G., MAZZARINI F., BRANCA S., CAVARRA L. & TIBALDI A. (1999) - *The DEM of Mt. Etna: geomorphological and structural implications*. Geodinamica Acta, **12**, 5, 279-290.
- FELPETO A., ARANA V., ORTIZ R., ASTIZ M. & GARCIA A. (2001) - *Assessment and modelling of lava flow hazard on Lanzarote (Canary Islands)*. Natural Hazards, **23**, 2-3, pp. 247-257.

- FERLITO C. & CRISTOFOLINI R. (1989) – *Geologia dell'aere sommitale dell'Etna*. Boll. Acad. Gioenia Sci. Nat., **22**, 357-380.
- FERRARA F. (1975) - *Idrogeologia del versante orientale dell'Etna*. In: Atti 3° Conv. Intern. sulle acque sotterranee, Palermo, 91-144.
- FERRARA F. (1976) – *Lineamenti geologici della della “Timpa di Acireale”*. Rend. Mem. R. acc. Sci. Lett. Arti Zelanti II, VI.
- FERRARA F. (1991) - *Modificazioni indotte dallo sfruttamento delle acque sotterranee sull'equilibrio idrodinamico e idrochimico dell'acquifero vulcanico dell'Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 619-630.
- FERRARA F. (1994) - *Carta della vulnerabilità all'inquinamento dell'acquifero vulcanico dell'Etna*. Scala 1:50.000. S.El.Ca., Firenze.
- FERRARI L. (1991) - *Evoluzione vulcanologica e strutturale del Monte Etna e suoi rapporti con il vulcanismo ibleo*. Tesi di dottorato, Università degli Studi di Milano, 154 pp.
- FERRARI L., CALVARI S., COLTELLI M., INNOCENTI F., PASQUARÈ G., POMPILIO M., VEZZOLI L. & VILLA I. (1989a) - *Nuovi dati geologici e strutturali sulla Valle di Calanna, Etna: implicazioni per l'evoluzione del vulcanismo etneo*. Boll. GNV, **2**, 849-860.
- FERRARI L., GARDUÑO V.H. & NERI M. (1991) - *I dicchi della Valle del Bove, Etna: un metodo per stimare le dilatazioni di un apparato vulcanico*. Mem. Soc. Geol. It., **47**, 495-508.
- FERRARI L., POMPILIO M. & VEZZOLI L. (1989b) - *Geologia del versante settentrionale della Valle del Bove. Dati preliminari*. Boll. GNV, **II**, 861-876.
- FERRUCCI F., RASÀ R., GAUDIOSI G., AZZARO R. & IMPOSA S., (1993) - *Mt. Etna: a model for the 1989 eruption*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **56**, 35-56.
- FINETTI I.R., LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & DEL BEN A., (1996) - *Il Sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., **115**, 529-559.
- FRANCAVIGLIA A. (1960) - *L'imbasamento sedimentario dell'Etna ed il golfo preetneo*. Boll. Servizio Geologico d'Italia, **53**, 593-684.
- FRANZINI M. & LEONI L. (1972) - *A full matrix correction in X-ray fluorescence analysis of rock samples*. Atti Società Toscana di Scienze Naturali, **79(A)**, 7-22.
- FRAZZETTA G. & LANZAFAME G. (1990) - *The NE and SE fracture systems*. In Barberi F., Bertagnini A. & Landi P. (Eds), «Mt. Etna: the 1989 eruption», CNR - GNV, Giardini, Pisa, 23-29.
- FREZZOTTI M.L., DE VIVO B. & CLOCCHIATTI R. (1991) - *Melt-mineral-fluid interactions in ultramafic nodules from alkaline lavas of Mount Etna (Sicily, Italy): melt and fluid inclusion evidence*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **47**, 209-219.
- GARDUÑO V.H., NERI M., PASQUARÈ G., BORGIA A. & TIBALDI A. (1997) - *Geology of NE-Rift of Mount Etna, Sicily (Italy)*. Acta Vulcanol., **9** (1), 1-10.
- GEMMELLARO C. (1858). *La vulcanologia dell'Etna*. In: Atti Accademia Scienze Naturali Catania, ser. II, 14-15, 27-140.
- GHISETTI F. & VEZZANI L. (1979) - *The geodynamic evolution of the crustal structures of Calabria and Sicily*. I. G. U. Commission on Geomorph. Survey and Mapping, 15th Plenary Meeting, 335-347.
- GHISETTI F. (1979) - *Relazione tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico*. Geol. Rom., **18**, 23-58.
- GILLOT P.Y., KIEFFER G. & ROMANO R. (1994) - *The evolution of Mount Etna in the light of potassium-argon dating*. Acta Vulcanol., **5**, 81-87.
- GOMEZ-FERNANDEZ F. (2000) - *Contribution of Geographical Systems to the Management of Volcanic Crises*. Natural Hazards, **21**, 347-360.

- GREENOUGH J.D., RUFFMAN A. & OWEN J.V. (1988) - *Magma directions inferred from a fabric study of the Popes Harbour dike, eastern shore, Nova Scotia, Canada*. *Geology*, **16**, 547-550.
- GRESTA S. & PATANÉ G. (1987) - *Review of seismological studies at Mount Etna*. *Pure Appl. Geophys.*, **125**, 951-970.
- GRESTA S., LONGO V. & VIAVATTENE A. (1990) - *Geodynamic behaviour of eastern and western sides of Mount Etna*. *Tectonophysics*, **179**, 81-92.
- GROPPELLI G. & TIBALDI A. (1999) - *Control of rock reology on deformation style and slip-rate along the active Pernicana Fault, Mt. Etna, Italy*. *Tectonophysics*, **305**, 521-537.
- GROPPELLI G. (1992) - *Stratigrafia, tettonica ed evoluzione del vulcanismo nel settore centro-orientale del M. Etna*. Tesi di laurea, Università degli Studi di Milano, 302 pp.
- GROPPELLI G., NORINI G. & PASQUARÉ G. (2001) - *Esempi di applicazioni e rappresentazione dalle banche dati in aree vulcaniche*. in "4° Workshop sull'Informatizzazione della Carta geologica d'Italia (Progetto CARG)", Certosa di Pontignano (SI), 20-21.
- GUEST J.E., CHESTER D.K. & DUNCAN A.M. (1984) - *The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **21**, 1-23.
- HARRIS A. J. L. & NERI, M. (2002) - *Volumetric observations during paroxysmal eruptions at Mount Etna: pressurized drainage of a shallow chamber or pulsed supply?*. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **116**, 79-95.
- HEDBERG H.D. (ed.) (1976) - *International Stratigraphic Guide*, Wiley & Sons, 200 pp.
- INNOCENTI F., ROCCHI S. & TRIGILA R. (1999) - *La classificazione delle rocce vulcaniche e subvulcaniche: schema operativo per il Progetto CARG*. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem., Serie A*, **106**, 113-124.
- KAMENETSKIY V., SOBOLEV A., CLOCCHIATTI R. & METRICH N. (1986) - *Première estimation de la teneur en eau du magma de l'Etna a partir de l'étude des inclusion vitreuses et fluides*. *Compte Rendue de Seances de l'Academie de Sciences*, **302** (II), 17.
- KIEFFER G. (1973) - *Une éruption à caractères Katmaiens, à l'origine de coulées de ponces, responsable de la formation de la caldeira du Cratère Elliptique de L'Etna*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **277 D**, 2321-2324.
- KIEFFER G. (1974) - *Existence probable d'une caldeira d'une quinzaine de kilomètres de diamètre dans la structure de l'Etna (Sicile)*. In: *Géologie Méditerranéenne*, **1**, 4, 133-138.
- KIEFFER G. (1975) - *Sur l'existence d'une "Rift zone" à l'Etna (Sicile)*. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **280 D**, 236-266.
- KIEFFER G. (1977) - *Un vrai cumulo-dome sur l'Etna (Sicile): le Monte Stornello*. In: *Compte Rendus de l'Académie de Science de Paris*, **284 D**, 12-15.
- KIEFFER G. (1979) - *L'activité de l'Etna pendant les derniers 20 000 ans*. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **288 D**, 1023-1026.
- KIEFFER G. (1985) - *Evolution structurale et dynamique d'un grand volcan poligenique: stades d'édification et activité actuelle de l'Etna (Sicile)*. These Doctorat d'Etat, An. Sc. Univ. Clermont-Ferrand *Geol. Mineral.*, **84**, pp 497.
- KLERKX J. (1968) - *Etude géologique et pétrologique de la Valle del Bove (Etna)*. Tesi di Dottorato, Université de Liège.
- KLERKX J. (1970) - *La caldeira de la Valle del Bove: sa signification dans l'évolution de l'Etna (Sicile)*. *Bull. Volcanol.*, **24**, 726-737.
- LABAUME P., BOUSQUET J.C. & LANZAFAME G. (1990) - *Early deformations at a submarine compressive front: the Quaternary catania foredeep south Mt. Etna, Sicily*. *Tectonophysics*, **177**, 349-366.

- LANZAFAME G. & BOUSQUET J.C. (1997) - *The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity*. Acta Vulcanol., **9** (1/2), 113-120.
- LANZAFAME G. & NERI M. (1997a) - *Risalita ed eruzione di magmi all'Etna nel contesto tettonico regionale*. Istituto Internazionale di Vulcanologia, C.N.R., Catania, Open File Report 1997, in stampa.
- LANZAFAME G. & NERI M. (1997b) - *Complex stress field in an active volcanic region: the case of Mt. Etna, Italy*. IAVCEI, General Assembly, Volcanic activity and the environment, Puerto Vallarta, Mexico, Jan 19-24
- LANZAFAME G., LEONARDI A., NERI M. & RUST D. (1997b) - *Late overthrust of the Apennine - Maghrebic Chain at the NE periphery of Mt. Etna, Sicily*. C. R. Acad. Sci. Paris, t.324, serie II a, 325-332.
- LANZAFAME G., NERI M. & RUST D. (1996) - *Active tectonics affecting the eastern flank of Mount Etna: structural interactions at a regional and local scale*. In: Gravestock P. & McGuire W.J. (Eds), Etna: Fifteen Years On, Centre for Volcanic Research, CGCHE, 25-33.
- LANZAFAME G., NERI M. COLTELLI M., LODATO L. & RUST D. (1997a) - *North-South compressions in the Mt. Etna region (Sicily): spatial and temporal distribution*. Acta Vulcanol., **9** (1/2), 121-133.
- LE PENNEC J.L. & FERNANDEZ A. (1992) - *Fragmental lava versus welded ignimbrite on Mt. Etna: arguments inferred from crystal preferred orientation*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **51**, 323-337.
- LEMAITRE R.W. (1989) - *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous rocks, pp. 193. Blackwell Scientific Publications.
- LENTINI F. (1982) - *The geology of the Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., v.23, 7-25.
- LENTINI F., CARBONE S. & CATALANO S. (1994) - *Main structural domains of the central mediterranean region and their neogene tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. ed Appl., **XXXVI**, 141-144.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S. & GRASSO M. (1996) - *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 179-195.
- LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M. & MONACO C. (1990) - *Principali elementi strutturali del Thrust belt appenninico-maghrebide in Sicilia orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 495-502.
- LO GIUDICE A. & RITTMANN L. (1975) - *Su alcune accumuliti etnee: aspetti mineralogici e genetici*. Rivista Mineraria Siciliana, **26**(151-153), 1-12.
- LO GIUDICE A. (1970) - *Caratteri petrografici e petrochimici delle lave del complesso del Vavalaci (Etna)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **26**, 687-731.
- LO GIUDICE A., ROMANO R. & STURIALE C. (1974) - *Geologia e petrologia delle vulcaniti della parete occidentale della Valle del Bove (Etna)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **30**(2), 801-838.
- LO GIUDICE E. & RASÀ R. (1986) - *The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of the north-eastern Sicily and its volcanic implications in the Etnean area*. J. 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**, 257-268.
- LO GIUDICE E., PATANÉ G., RASÀ R. & ROMANO R. (1982) - *The structural framework of Mount Etna*. Mem. Soc. Geol. It., **23**: 125-158.
- LOMBARDO G. (1980) - *Stratigrafia dei depositi pleistocenici della Sicilia nord-orientale*. Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat. Catania, **4**, 85-114.

- LONGARETTI G. & ROCCHI S. (1992) - *Il magmatismo dell'avampaese ibleo (Sicilia orientale) tra il Trias ed il quaternario: dati stratigrafici e petrologici di sottosuolo*. Mem. Soc. Geol. It., **45**, 911-925.
- LYELL C. (1859) - *Les laves du Mont Etna formées sur des pentes rapides et les craters de soulèvement*. Arch. Sc., 50 pp.
- MANCINO A. (1941) - *I fossili della Timpa di Aci*. Orario delle Ferrovie, Acireale, 136 pp.
- MARTELLI A. & MOUTON J. (1970) - *Donnes sur la structure et les caractéristique des aquiferes de la Sicile orientale*. Atti del Convegno Internazionale sulle acque sotterranee, 395-414.
- MAZZUOLI R., TORTORICI L. & VENTURA G. (1995) - *Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano Islands (Aeolian islands, Southern Italy)*. Terra Nova, **7**, 444-452.
- MCGUIRE W.J. & PULLEN A.D. (1989) - *Location and orientation of eruptive fissures and feeder-dikes at Mt. Etna: influence of gravitational and regional tectonic stress regimes*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **38**, 325-344.
- MCGUIRE W.J. (1982) - *Evolution of the Etna Volcano: Information from the Southern Wall of the Valle del Bove Caldera*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **13**, 241-271.
- MCGUIRE W.J. (1983) - *Prehistoric dyke trends on Mount Etna: implications for magma transport and storage*. Bull. Volcanol., **46**, 9-22.
- MCGUIRE W.J. (1996) - *Volcano instability: a reviv of contemporary themes*. Geol. Soc. of London, Spec. Publ., **110**, 1-23.
- MCGUIRE W.J., MOSS J.L., SAUNDERS S.J. & STEWART I.S. (1996) - *Dyke-induced rifting and edifice instability at Mount Etna*. In: «Etna: 15 Years On», Gravestock P.J. & McGuire W.J. (eds), ODA/Cheltenham & Gloucester College of Higher Education, 20-24.
- METRICH N. & CLOCCHIATTI R. (1989) - *Melt inclusion investigation of the volatile behaviour in historic alkali basaltic magmas of Etna*. Bull. Volcanol., **51**, 185-198.
- MIDDLEMOST E.A.K. (1989) - *Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks*. Chemical Geology, **77**, 19-26.
- MONACO C., TAPPONNIER 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 Planet. Sc. Lett., **147**, 125-139.
- NERI M., ACOCELLA V. & BEHNCKE B. (2004) - *The role of the Pernicana Fault System in the spreading of Mount Etna (Italy) during the 2002-2003 eruption*. Bull. Volcanol., **66**, 417-430.
- NERI M., GARDUÑO V.H., PASQUARÉ G. & RASÀ R. (1991) - *Studio strutturale e modello cinematico della Valle del Bove e del settore nord-orientale etneo*. Acta Vulcanol., **1**, 17-24.
- PARESCI M.T., CAVARRA L., FAVALLI M., INNOCENTI F., MAZZARINI F., PASQUARÉ G., (1999) - *Digital Atlas of Mount Etna volcano*. Acta Vulcanol., **11** (2), pp. 311-314, con CD-ROM.
- PASQUARÉ G., ABBATE E., BOSI E., CASTIGLIONI G.B., MERENDA L., MUTTI E., OROMBELLI G., ORTOLANI F., PAROTTO M., PIGNONE R., POLINO R., PREMOLI S., I. & SASSI F.P. (1992) - *Carta geologica d'Italia - 1:50.000 Guida al Rilevamento*. Quaderni serie III, **1**, 203 pp.
- PATACCA E., SCANDONE P., GIUNTA G. & LIGUORI V., (1979) - *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (Southeastern Sicily)*. Geol. Romana, **18**, 331-369.
- PLATANIA G. (1903) - *Aci Castello - Ricerche geologiche e vulcanologiche*, Mem. Cl. Sc. R. Acc. Zelanti Acireale, **3**, 2.
- RASÀ R., AZZARO R. & LEONARDI O. (1996) - *Aseismic creep on faults and flank instability at Mount Etna volcano, Sicily*. In: McGuire W.J., Jones A.P. & Neuberg J., (Eds), «Volcano instability on the Earth and Other Planets». Geol. Soc. Spec. Publ., **110**, 193-208.
- RASÀ R., FERRUCCI F., GRESTA S. & PATANÈ D. (1995) - *Etna: sistema di alimentazione profondo, assetto geostatico locale e bimodalità di funzionamento del vulcano*. In: "Progetto-Etna 1993-1995", Ferrucci F. & Innocenti F. (eds), Giardini, Pisa, 145-150.

- RIO D. (1982) - *The fossil distribution of Coccolithophore genus Gephyrocapsa Kamptner and related Plio-Pleistocene chronostratigraphic problems*. In: Initial Reports of DSDP (W.L. Prell, J.V. Gardner, et al., eds), **68**, 325-343.
- RIO D., RAFFI I. & VILLA G. (1990) - *Pliocene-Pleistocene calcareous nannofossil distribution patterns in the Western Mediterranean*. In: Proc. of ODP, Sci. Results (K.A. Kastens, J. Mascle, et al., eds), **107**, 513-533.
- RITTMANN A. (1963) - *Vulkanismus und Tektonik des Aetna*. Geol. Rundschau, **53**, 2, 788-800.
- RITTMANN A. (1973) - *Structure and evolution of Mt. Etna*. in Phil. Trans. R. Soc., London, **274** A, 5-16.
- 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. (1975) - *Geologia della Tavola "M.Etna Sud" (F. 262-III SO)*. Boll. Soc. Geol. It., **94**, 1109-1148
- ROMANO R. & STURIALE C. (1981) - *Geologia del Versante Sud-Orientale etneo Foglio n°270, IV (NO, NE, SO, SE)*. Boll. Soc. Geol. It., **100**, 15-40.
- ROMANO R. (1982) - *Succession of the volcanic activity in the etnean area*. Mem. Soc. Geol. It., **23**, 27-48.
- ROTHERY D.A., COLTELLI M., PIRIE D., WOOSTER M.J. & WRIGHT R. (2001) - *Documenting surface magmatic activity at Mount Etna using ATSR remote sensing*. Bulletin of Volcanology, **63**, 387-397
- ROWLAND S.K. & WALKER G.P.L. (1987) - *Toothpaste lava: characteristics and origin of a lava structural type transitional between pahoehoe and aa*. Bull. Volcanol., **49**, 631-641.
- RUST D. & NERI M. (1996) - *The boundaries of large-scale collapse on the flanks of M. Etna, Sicily*. Geol. Soc. of London, Spec. Publ., **110**, 193-208.
- SACHS P.M. & SCRIBANO V. (1985) - *Mantle derived xenocrysts in ancient etnean lavas*. Per. Miner., **54**, 53-60.
- SALVADOR A. (1994) - *International Stratigraphic Guide. A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure*. The International Union of Geological Sciences and the Geological Society of America, 214 pp.
- SARTORI R., COLALONGO M.L., GABBIANELLI G., BONAZZI C., CARBONE S., CURZI P.V., EVANGELISTI D., GRASSO M., LENTINI F., ROSSI S. & SELLI L. (1991) - *Note stratigrafiche e tettoniche sul Rise di Messina (Ionio nord-occidentale)*. Giornale di Geologia, ser. III, 53/2, 49-64.
- SCANDONE P., PATACCA E., RODOICIC R., RYAN W.B.F., CITA B., RAWASON M., CHERAZAN H., MILLER E., MCKENZIE J. & ROSSI S. (1981) - *Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean)*. A.A.P.G. Bull., **65** 1299-1319.
- SEGUENZA G. (1873-77) - *Studi stratigrafici sulla formazione pliocenica dell'Italia meridionale*. Bollettino Regio Comitato Geologico, s. I, 4-7.
- SPADEA P. (1972) - *Alcalibasalti tra le lave antiche dell'Etna nell'area di Piedimonte Etneo (Etna, NE)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., **28**, 297-338.
- SPOVIERI R., DI STEFANO E., HOWELL M., SAKAMOTO T., DI STEFANO A. & MARINO M. (1998) - *Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy at Site 964*. In: Proc. of ODP, Sci. Results (A.H.F. Robertson & K.R. Emeis, eds), **160**, 155-165.
- STEWART I., MCGUIRE W., VITA-FINZI C., FIRTH C., HOLMES R. & SAUNDERS S. (1993) - *Active faulting and neotectonic deformation on the eastern flank of Mount Etna, Sicily*. Z. Geomorph. N.F., **94**, 73-94.
- STURIALE C. (1968) - *Le formazioni eruttive submarine a nord di Catania*. Rend. Soc. Mineral. It., **24**, 313-346.
- TANGUY J.C. (1967) - *Presence de basaltes à caractère tholéïtique dans la zone de l'Etna*. Compte Rendus de l'Académie de Science de Paris, **264** D, 21-24.

- TANGUY J.C. (1968) - *Les structures pétrographiques de quelques laves de l'Etna et les conditions volcanologiques de leur mise en place*. Bull. Volcanol., **32**(1), 177-187.
- TANGUY J.C. (1978) - *Tholeiitic basalt magmatism of Mount Etna and its relations with the alkaline series*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **66**, 51-67.
- TANGUY J.C. (1980) - *L'Etna: Etude pétrologique et paléomagnétique implications volcanologiques*. Tesi di Dottorato, Université Pierre et Marie Curie (PARIS 6).
- TANGUY J.C., & CLOCCHIATTI R. (1984) - *The etnean lavas, 1977-1983: Petrology and mineralogy*. Bull. Volcanol., **47** (4), 879-894.
- TANGUY J.C., CONDOMINES M. & KIEFFER G. (1997) - *Evolution of the Mount Etna magma: constraints on the present feeding system and eruptive mechanism*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **75**, 221-250.
- TANGUY J.C. & KIEFFER G. (1976) - *The 1974 eruption of Mount Etna*. Bull. Volcanol., **40** (4), 239-252.
- TONARINI S., ARMIENTI P., D'ORAZIO M., INNOCENTI F., POMPILIO M. & PETRINI R. (1995) - *Geochemical and isotopic monitoring of Mt. Etna 1989-93. Eruptive activity: bearing on the shallow feeding system*. J. Volcanol. Geotherm. Res., **64**, 95-115.
- TORTORICI L., MONACO C., TANSI C. & COCINA O. (1995) - *Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy)*. Tectonophysics, **243**, 37-55.
- TORTORICI L., TAPPONNIER P. & WINTER, T. (1986) - *Faulting during the 1783 Calabria earthquake and tectonic of the Messina Strait*. EOS Trans. of AGU, **67**, 1188.
- TRIC, E., VALET, J.P., GILLOT, P.Y. & LEMEUR, I., 1994. *Absolute paleointensities between 60 and 160 kyear from Mount Etna (Sicily)*. Phys. Earth Planet. Int., **85**, 113-129.
- TRIGILA R., SPERA F.J. & AURISICCHIO C. (1990) - *The 1983 Mount Etna eruption: thermochemical and dynamical inferences*. Contributions to Mineralogy and Petrology, **104**, 594-608.
- VILLARI L., RASÀ R. & CACCAMO A. (1988) - *Considerazioni sull'hazard vulcanico e sul campo di sforzi nella regione etnea attraverso l'analisi morfometrica e la distribuzione plano-altimetrica dei coni avventizi*. Boll. GNV, **IV**, 600-619.
- WALKER G.P.L. (1971) - *Compound and simple lava flows and flood basalts*. Bull. Volcanol., **35**, 579-590.
- WALKER G.P.L. (1991) - *Structure, and origin by injection of lava under surface crust, of tumuli "lava rises", "lava-rise pits", and "lava-inflation clefts" in Hawaii*. Bull. Volcanol., **53**, 546-558.
- WALTERSHAUSEN W. S. (1880) - *Der Etna*. voll. 1 e 2. Engelman, Leipzig, 371 pp.
- WEZEL F.C. (1967) - *I terreni quaternari del substrato dell'Etna*. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat., Catania, **6**, 18, 279-293.

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG

PROGETTO
CARG