

Carta Geologica del Vulcano Etna - *Geological Map of Etna Volcano*

4. - Descrizione delle unità stratigrafiche del Distretto Vulcanico del Monte Etna

- *Explanatory notes of the stratigraphic units belonging to the Mount Etna Volcanic District*

BRANCA S. (*), COLTELLI M. (*), GROPELLI G. (**)

In questo capitolo verrà descritta la successione prevalentemente vulcanica riconosciuta nel Distretto Vulcanico Etneo in seguito al rilevamento dell'intero edificio vulcanico a scala 1:10.000 eseguito per la realizzazione della carta geologica dell'Etna a scala 1:50.000 (BRANCA *et alii* 2011a). Per la metodologia stratigrafica adottata si rimanda al capitolo 3. Le unità del cosiddetto "basamento" del Vulcano Etna sono descritte nel capitolo 1.

Nel presente capitolo sono descritte le unità sintemiche, litosomatiche e litostratigrafiche che hanno permesso di ricostruire la complessa evoluzione dell'edificio etneo. I rapporti stratigrafici tra le diverse unità sono illustrati nella figura 28. Le descrizioni delle unità sono tratte per la maggior parte dalle Note Illustrative dei Fogli CARG (BRANCA *et alii*, 2009a; CARBONE *et alii*, 2009; 2010), ma aggiornate nella descrizione e posizione stratigrafica (fig. 36). La tabella 2 riporta le descrizioni del limite superiore e inferiore e relativa posizione stratigrafica delle 8 unità sintemiche e delle 4 unità supersintemiche riconosciute.

4.1. - SUPERSINTEMA THOLEIITI BASALI

Il Supersintema Tholeiiti basali racchiude le prime manifestazioni vulcaniche, a chimismo tholeiitico, del Distretto Vulcanico del Monte Etna. Il Supersintema è stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), ed è suddiviso in due Sintemi, Aci Trezza e Adrano, separati da una prolun-

gata stasi nell'attività vulcanica e da un cambio di ambiente di deposizione, da sottomarino a subaereo. I limiti di questo Supersintema sono descritti in tabella 2.

4.1.1. - Sintema Aci Trezza

Il Sintema Aci Trezza affiora nella zona di Aci Trezza e Aci Castello e lungo il margine meridionale dell'edificio etneo. È stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a). Al suo interno sono state riconosciute tre formazioni, una vulcanica (formazione Aci Castello) e due sedimentarie (sabbie di S. Giorgio e ghiaie di M. Tiriti).

I limiti del Sintema Aci Trezza sono descritti in tabella 2.

4.1.1.1. - formazione Aci Castello (1)

La formazione, definita da CARBONE *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da rocce laviche a composizione basaltica con carattere sub-alcino (tholeiitico) intercalate nella porzione medio-alta della formazione delle argille grigio-azzurre. Nella formazione sono stati distinti alcuni corpi subintrusivi, a cui è stato attribuito il rango di membro, denominato membro Isole dei Ciclopi.

La formazione affiora con discontinuità lungo la costa e nell'entroterra, in particolare nell'area di Ficarazzi, dove raggiunge lo spessore di 130 m.

L'affioramento più significativo e meglio esposto

(*) Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Osservatorio Etneo, Piazza Roma 2, Catania (Italia)

(**) CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali – sezione di Milano, Via Mangiagalli 34, 20133 Milano (Italia)

Unità Sintemica	Unità Litosomatica	Unità Litostratigrafica																						
Sintema II Piano	vulcano Mongibello	<table border="1"> <tr> <th>Prodotti Vulcanici</th> <th>Prodotti Sedimentari</th> </tr> <tr> <td>5</td> <td>formazione Torre del Filosofo</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>5: 1971 AD - Presente</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>4: 1669 AD - 1971 AD</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>3: 122 a.C. - 1669 AD</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>2: 3.9 ka - 122 a.C.</td> </tr> <tr> <td></td> <td>1: 15 ka - 3.9 ka</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Cubanita (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Milo (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Chiancone (c)</td> </tr> </table>	Prodotti Vulcanici	Prodotti Sedimentari	5	formazione Torre del Filosofo	4	5: 1971 AD - Presente	3	4: 1669 AD - 1971 AD	2	3: 122 a.C. - 1669 AD	1	2: 3.9 ka - 122 a.C.		1: 15 ka - 3.9 ka		membro Cubanita (a)		membro Milo (b)		membro Chiancone (c)		
		Prodotti Vulcanici	Prodotti Sedimentari																					
5	formazione Torre del Filosofo																							
4	5: 1971 AD - Presente																							
3	4: 1669 AD - 1971 AD																							
2	3: 122 a.C. - 1669 AD																							
1	2: 3.9 ka - 122 a.C.																							
	1: 15 ka - 3.9 ka																							
	membro Cubanita (a)																							
	membro Milo (b)																							
	membro Chiancone (c)																							
Sintema Concazze	vulcano Ellittico	<table border="1"> <tr> <td>a b</td> <td>formazione Portella Giumenta</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Osservatorio Etneo (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Ragabo (a)</td> </tr> <tr> <td>b c</td> <td>formazione Piano Provenzana</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Zoccolaro (c)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Tagliaborsa (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Tripodo (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Pizzi Deneri</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Serradelle Concazze</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Monte Scorsone</td> </tr> <tr> <td></td> <td>formazione Contrada Ragaglia</td> </tr> </table>	a b	formazione Portella Giumenta		membro Osservatorio Etneo (b)		membro Ragabo (a)	b c	formazione Piano Provenzana		membro Zoccolaro (c)		membro Tagliaborsa (b)		membro Tripodo (a)		Formazione Pizzi Deneri		Formazione Serradelle Concazze		Formazione Monte Scorsone		formazione Contrada Ragaglia
		a b	formazione Portella Giumenta																					
			membro Osservatorio Etneo (b)																					
			membro Ragabo (a)																					
		b c	formazione Piano Provenzana																					
			membro Zoccolaro (c)																					
	membro Tagliaborsa (b)																							
	membro Tripodo (a)																							
	Formazione Pizzi Deneri																							
	Formazione Serradelle Concazze																							
	Formazione Monte Scorsone																							
	formazione Contrada Ragaglia																							
Sintema Girolamo	vulcano Cuvigghiuni	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>Formazione Volta del Girolamo</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Canalone della Montagnola</td> </tr> <tr> <td>a</td> <td>formazione Serra Cuvigghiuni</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Laghetto (a)</td> </tr> </table>		Formazione Volta del Girolamo		Formazione Canalone della Montagnola	a	formazione Serra Cuvigghiuni		membro Laghetto (a)														
			Formazione Volta del Girolamo																					
	Formazione Canalone della Montagnola																							
a	formazione Serra Cuvigghiuni																							
	membro Laghetto (a)																							
Sintema Zappini	vulcano Salifizio	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Acqua della Rocca</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Serra del Salifizio</td> </tr> <tr> <td>a</td> <td>Formazione Valle degli Zappini</td> </tr> </table>		formazione Acqua della Rocca		Formazione Serra del Salifizio	a	Formazione Valle degli Zappini																
			formazione Acqua della Rocca																					
	Formazione Serra del Salifizio																							
a	Formazione Valle degli Zappini																							
	vulcano Giannicola	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>Formazione Serra Giannicola Grande</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Belvedere (a)</td> </tr> </table>		Formazione Serra Giannicola Grande		membro Belvedere (a)																		
	Formazione Serra Giannicola Grande																							
	membro Belvedere (a)																							
Sintema Acireale	vulcano Trifoglietto	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Piano del Trifoglietto</td> </tr> </table>		formazione Piano del Trifoglietto																				
		formazione Piano del Trifoglietto																						
	vulcano Rocche	<table border="1"> <tr> <td>a b</td> <td>formazione Rocche</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Rocca Capra (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Rocca Palombe (a)</td> </tr> </table>	a b	formazione Rocche		membro Rocca Capra (b)		membro Rocca Palombe (a)																
	a b	formazione Rocche																						
	membro Rocca Capra (b)																							
	membro Rocca Palombe (a)																							
vulcano Tarderìa	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Contrada Passo Cannelli</td> </tr> </table>		formazione Contrada Passo Cannelli																					
	formazione Contrada Passo Cannelli																							
		<table border="1"> <tr> <td>a b</td> <td>Calanna formation</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro M. Catania (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>formazione Moscarello</td> </tr> <tr> <td>a b</td> <td>formazione S. Maria Ammalati</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Timpa S. Tecla (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Serra S. Biagio (b)</td> </tr> </table>	a b	Calanna formation		membro M. Catania (a)		formazione Moscarello	a b	formazione S. Maria Ammalati		membro Timpa S. Tecla (a)		membro Serra S. Biagio (b)										
a b	Calanna formation																							
	membro M. Catania (a)																							
	formazione Moscarello																							
a b	formazione S. Maria Ammalati																							
	membro Timpa S. Tecla (a)																							
	membro Serra S. Biagio (b)																							
Sintema Timpe		<table border="1"> <tr> <td>a b c</td> <td>formazione La Timpa</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Leucalia (c)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Fondo Macchia (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro S. Maria la Scala (a)</td> </tr> <tr> <td>a</td> <td>Formazione Simeto</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Paternò (a)</td> </tr> <tr> <td>a b</td> <td>formazione Timpa di Don Masi</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro S. Catarina (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Fermata S. Venera (a)</td> </tr> </table>	a b c	formazione La Timpa		membro Leucalia (c)		membro Fondo Macchia (b)		membro S. Maria la Scala (a)	a	Formazione Simeto		membro Paternò (a)	a b	formazione Timpa di Don Masi		membro S. Catarina (b)		membro Fermata S. Venera (a)				
	a b c	formazione La Timpa																						
		membro Leucalia (c)																						
	membro Fondo Macchia (b)																							
	membro S. Maria la Scala (a)																							
a	Formazione Simeto																							
	membro Paternò (a)																							
a b	formazione Timpa di Don Masi																							
	membro S. Catarina (b)																							
	membro Fermata S. Venera (a)																							
Sintema Adrano		<table border="1"> <tr> <td></td> <td>Depositi alluvionali</td> </tr> <tr> <td>a</td> <td>formazione S. Maria di Licodia</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Motta S. Anastasia neck (a)</td> </tr> </table>		Depositi alluvionali	a	formazione S. Maria di Licodia		membro Motta S. Anastasia neck (a)																
		Depositi alluvionali																						
a	formazione S. Maria di Licodia																							
	membro Motta S. Anastasia neck (a)																							
		<table border="1"> <tr> <td></td> <td>Conglomerati di M. Tiriti</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Sabbie di San Giorgio</td> </tr> <tr> <td>a b</td> <td>Formazione Aci Trezza</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Aci Castello (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Isola Ciclopi (b)</td> </tr> </table>		Conglomerati di M. Tiriti		Sabbie di San Giorgio	a b	Formazione Aci Trezza		membro Aci Castello (a)		membro Isola Ciclopi (b)												
	Conglomerati di M. Tiriti																							
	Sabbie di San Giorgio																							
a b	Formazione Aci Trezza																							
	membro Aci Castello (a)																							
	membro Isola Ciclopi (b)																							

Unità Sintemica	Unità Litosomatica	Unità Litostratigrafica																														
Supersintema Stratovulcano	Sintema II Piano	<table border="1"> <tr> <th>Prodotti Vulcanici</th> <th>Prodotti Sedimentari</th> </tr> <tr> <td>3</td> <td>formazione Torre del Filosofo</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>3: 1971 AD - Presente</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>2: 1669 AD - 1971 AD</td> </tr> <tr> <td></td> <td>1: 122 a.C. - 1669 AD</td> </tr> <tr> <td>a b c</td> <td>formazione Pietracannone</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Superiore: 3.9 ka - 122 a.C</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Inferiore: 15 ka - 3.9 ka</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Cubanita (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Milo (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Chiancone (c)</td> </tr> </table>	Prodotti Vulcanici	Prodotti Sedimentari	3	formazione Torre del Filosofo	2	3: 1971 AD - Presente	1	2: 1669 AD - 1971 AD		1: 122 a.C. - 1669 AD	a b c	formazione Pietracannone		membro Superiore: 3.9 ka - 122 a.C		membro Inferiore: 15 ka - 3.9 ka		membro Cubanita (a)		membro Milo (b)		membro Chiancone (c)								
		Prodotti Vulcanici	Prodotti Sedimentari																													
	3	formazione Torre del Filosofo																														
	2	3: 1971 AD - Presente																														
	1	2: 1669 AD - 1971 AD																														
		1: 122 a.C. - 1669 AD																														
a b c	formazione Pietracannone																															
	membro Superiore: 3.9 ka - 122 a.C																															
	membro Inferiore: 15 ka - 3.9 ka																															
	membro Cubanita (a)																															
	membro Milo (b)																															
	membro Chiancone (c)																															
Sintema Concazze	vulcano Ellittico	<table border="1"> <tr> <td>a b c</td> <td>formazione Portella Giumenta</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Ignimbrite Biancavilla-Montalto (c)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Osservatorio Etneo (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Ragabo (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>formazione Monte Calvario</td> </tr> <tr> <td>a b</td> <td>formazione Simeto</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Contrada Ragaglia (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Piano D Aragona (a)</td> </tr> <tr> <td>b c</td> <td>formazione Piano Provenzana</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Tagliaborsa (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Tripodo (a)</td> </tr> <tr> <td>a b c</td> <td>Formazione Pizzi Deneri</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Superiore (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Inferiore (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Serradelle Concazze</td> </tr> </table>	a b c	formazione Portella Giumenta		membro Ignimbrite Biancavilla-Montalto (c)		membro Osservatorio Etneo (b)		membro Ragabo (a)		formazione Monte Calvario	a b	formazione Simeto		membro Contrada Ragaglia (b)		membro Piano D Aragona (a)	b c	formazione Piano Provenzana		membro Tagliaborsa (b)		membro Tripodo (a)	a b c	Formazione Pizzi Deneri		membro Superiore (b)		membro Inferiore (a)		Formazione Serradelle Concazze
		a b c	formazione Portella Giumenta																													
			membro Ignimbrite Biancavilla-Montalto (c)																													
			membro Osservatorio Etneo (b)																													
			membro Ragabo (a)																													
			formazione Monte Calvario																													
a b	formazione Simeto																															
	membro Contrada Ragaglia (b)																															
	membro Piano D Aragona (a)																															
b c	formazione Piano Provenzana																															
	membro Tagliaborsa (b)																															
	membro Tripodo (a)																															
a b c	Formazione Pizzi Deneri																															
	membro Superiore (b)																															
	membro Inferiore (a)																															
	Formazione Serradelle Concazze																															
Supersintema Valle del Bove	Sintema Zappini	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>Formazione Canalone della Montagnola</td> </tr> <tr> <td>a</td> <td>formazione Serra Cuvigghiuni</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Laghetto (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>formazione Acqua della Rocca</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Serra del Salifizio</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Valle degli Zappini</td> </tr> </table>		Formazione Canalone della Montagnola	a	formazione Serra Cuvigghiuni		membro Laghetto (a)		formazione Acqua della Rocca		Formazione Serra del Salifizio		Formazione Valle degli Zappini																		
			Formazione Canalone della Montagnola																													
	a	formazione Serra Cuvigghiuni																														
		membro Laghetto (a)																														
		formazione Acqua della Rocca																														
		Formazione Serra del Salifizio																														
	Formazione Valle degli Zappini																															
vulcano Giannicola	<table border="1"> <tr> <td>a</td> <td>Formazione Serra Giannicola Grande</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Belvedere (a)</td> </tr> </table>	a	Formazione Serra Giannicola Grande		membro Belvedere (a)																											
	a	Formazione Serra Giannicola Grande																														
	membro Belvedere (a)																															
vulcano Monte Cerasa	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Monte Fior di Cosimo</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Formazione Monte Scorsone</td> </tr> </table>		formazione Monte Fior di Cosimo		Formazione Monte Scorsone																											
		formazione Monte Fior di Cosimo																														
	Formazione Monte Scorsone																															
Sintema Croce Menza	vulcano Trifoglietto	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Piano del Trifoglietto</td> </tr> </table>		formazione Piano del Trifoglietto																												
		formazione Piano del Trifoglietto																														
	vulcano Rocche	<table border="1"> <tr> <td>a b</td> <td>formazione Rocche</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Rocca Capra (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Rocca Palombe (a)</td> </tr> </table>	a b	formazione Rocche		membro Rocca Capra (b)		membro Rocca Palombe (a)																								
a b	formazione Rocche																															
	membro Rocca Capra (b)																															
	membro Rocca Palombe (a)																															
vulcano Tarderìa	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Contrada Passo Cannelli</td> </tr> </table>		formazione Contrada Passo Cannelli																													
	formazione Contrada Passo Cannelli																															
Supersintema Timpe	Sintema S. Alfio	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione Valverde</td> </tr> <tr> <td></td> <td>formazione Moscarello</td> </tr> <tr> <td></td> <td>formazione Calanna</td> </tr> </table>		formazione Valverde		formazione Moscarello		formazione Calanna																								
			formazione Valverde																													
		formazione Moscarello																														
	formazione Calanna																															
Sintema Acireale	<table border="1"> <tr> <td>a b</td> <td>formazione S. Maria Ammalati</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Timpa S. Tecla (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Piano Carrubba (b)</td> </tr> <tr> <td>a b c</td> <td>formazione Timpa</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Leucalia (c)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Fiume (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro S. Maria la Scala (a)</td> </tr> <tr> <td>a b</td> <td>formazione Timpa di Don Masi</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro S. Catarina (b)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Fermata S. Venera (a)</td> </tr> </table>	a b	formazione S. Maria Ammalati		membro Timpa S. Tecla (a)		membro Piano Carrubba (b)	a b c	formazione Timpa		membro Leucalia (c)		membro Fiume (b)		membro S. Maria la Scala (a)	a b	formazione Timpa di Don Masi		membro S. Catarina (b)		membro Fermata S. Venera (a)											
	a b	formazione S. Maria Ammalati																														
	membro Timpa S. Tecla (a)																															
	membro Piano Carrubba (b)																															
a b c	formazione Timpa																															
	membro Leucalia (c)																															
	membro Fiume (b)																															
	membro S. Maria la Scala (a)																															
a b	formazione Timpa di Don Masi																															
	membro S. Catarina (b)																															
	membro Fermata S. Venera (a)																															
Supersintema Tholeiiti basali	Sintema Adrano	<table border="1"> <tr> <td></td> <td>formazione San Placido</td> </tr> <tr> <td>a</td> <td>formazione S. Maria di Licodia</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Motta S. Anastasia (a)</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Conglomerati di M. Tiriti</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Sabbie di San Giorgio</td> </tr> </table>		formazione San Placido	a	formazione S. Maria di Licodia		membro Motta S. Anastasia (a)		Conglomerati di M. Tiriti		Sabbie di San Giorgio																				
			formazione San Placido																													
	a	formazione S. Maria di Licodia																														
	membro Motta S. Anastasia (a)																															
	Conglomerati di M. Tiriti																															
	Sabbie di San Giorgio																															
Sintema Aci Trezza	<table border="1"> <tr> <td>a</td> <td>formazione Aci Castello</td> </tr> <tr> <td></td> <td>membro Isole Ciclopi (a)</td> </tr> </table>	a	formazione Aci Castello		membro Isole Ciclopi (a)																											
a	formazione Aci Castello																															
	membro Isole Ciclopi (a)																															

Fig. 36 - Confronto tra gli schemi dei rapporti stratigrafici dei Fogli geologici relativi al progetto CARG (a sinistra) (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 2009a, b, 2010a, b) e la nuova carta geologica qui presentata (a destra). Legenda dei colori di sfondo: rosso=nuova unità stratigrafica; azzurro=limiti modificati di un'unità stratigrafica senza modificarne la posizione stratigrafica; verde=nuova posizione stratigrafica e/o cambio di rango di un'unità stratigrafica precedentemente definita; viola=nuovo nome di un'unità litostratigrafica precedentemente definita senza cambiamento di estensione e di posizione stratigrafica; giallo=unità stratigrafica abbandonata. - Comparison between stratigraphic relationships schemes of the CARG project maps (left) (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA 2009a, b, 2010a, b) and of the present geological map (right). Legend of the colour in background: red=new stratigraphic units; light blue=modified boundaries of stratigraphic units, without changing stratigraphic position; green=new stratigraphic position and/or rank of previously defined stratigraphic units; purple=new naming of previously defined stratigraphic units without changing stratigraphic position and extension; yellow=removed stratigraphic units.

Tab. 2 - *Limiti inferiore e superiore di ciascuna unità sintemica identificata nella carta geologica del Monte Etna.*
 - Upper and lower unconformity surfaces related to each sythemic unit defined into the geological map of Mount Etna.

Nome		Discontinuità	unità superiore e inferiore	localizzazione geografica		
Supersintema Stratovulcano	Sintema Il Piano	superiore	superficie topografica attuale	Area sommitale e lungo i fianchi dell'edificio etneo		
		inferiore	collasso calderico in area prossimale	Sintema Concazze	Punta Lucia and Pizzi Deneri	
	superficie di erosione e discordanza angolare in aree distali		Sintemi Concazze, Zappini, Croce Menza, S. Alfio, Acireale, Adrano, Acì Trezza	Lungo i fianchi dell'edificio etneo		
	Sintema Concazze	superiore	collasso calderico in area prossimale; superficie di erosione e discordanza angolare in aree distali	Sintema Il Piano	Punta Lucia e Pizzi Deneri; pareti interne ed esterne della Vdb. Lungo i fianchi dell'edificio etneo e nelle valli fluviali del Simeto e dell'Alcantara.	
			discordanza angolare e strati a <i>pinch-out</i>	Sintema Zappini	pareti interne della VdB	
		inferiore	discordanza angolare e strati a <i>pinch-out</i>	Sintema S. Alfio	Località Moscarello	
			superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Acireale	Lungo il basso versante meridionale presso Acireale	
			superficie di erosione e discordanza angolare	Adrano Sythem	Nel basso versante SO e lungo la sponda sinistra del fiume Simeto	
	Supersintema Valle del Boye	Sintema Zappini	superiore	forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	pareti interne ed esterne della VdB
				discordanza angolare e strati a <i>pinch-out</i>	Sintema Concazze	pareti interne della VdB
inferiore		discordanza angolare a volte associata a una fase erosionale	Sintema Croce Menza	pareti interne della VdB		
		forte discordanza angolare, localmente superficie di erosione	Sintema S. Alfio	Val Calanna		
Sintema Croce Menza		superiore	forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	base della VdB; piccoli affioramenti presso Tarderìa	
			forte discordanza angolare a volte associata ad una fase erosionale	Zappini Sytem	Lato orientale della parete nord della VdB; pareti sud e occidentale della VdB	
	inferiore	Disconformità	Sintema S. Alfio	Località Moscarello (Cava Grande lito-orizzonte, non cartografabile)		
Supersintema Timpe	Sintema S. Alfio	superiore	superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	Lungo il basso fianco orientale dell'edificio etneo	
			discordanza angolare e strati a <i>pinch-out</i>	Sintema Concazze	Località Moscarello	
			forte discordanza angolare, localmente superficie di erosione	Sintema Zappini	Val Calanna	
				Disconformità	Sintema Croce Menza	Località Moscarello (Cava Grande lito-orizzonte, non cartografabile)
	inferiore	forte discordanza angolare e superficie di erosione	Sintema Acireale	Località Moscarello e collina di Acì Trezza		
		superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema Acì Trezza	collina di Acì Trezza		
		<i>Nonconformity</i>	basamento sedimentario	collina di Acì Trezza		
	Sintema Acireale	superiore	superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	Lungo i fianchi bassi dell'edificio etneo	
			superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Concazze	Lungo il basso fianco meridionale	
			forte discordanza angolare e superficie di erosione	Sintema S. Alfio	Località Moscarello e collina di Acì Trezza	
inferiore		superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Adrano	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto		
		<i>Nonconformity</i>	basamento sedimentario	Collina di Acì Trezza, periferia nord di Catania, paese di S. Venera		
Supersintema Tholeititi Basali	Sintema Adrano	superiore	superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Il Piano	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto	
			superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Concazze	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto	
			superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Acireale	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto	
		inferiore	<i>Nonconformity</i>	basamento sedimentario	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto	
	Sintema Acitrezza	superiore	superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	Acicastello e Acì Trezza	
			superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema S. Alfio	Collina di Acì Trezza	
				<i>Nonconformity</i>	basamento sedimentario	Acì Castello e Acì Trezza
		inferiore	<i>Nonconformity</i>	basamento sedimentario	Acì Castello e Acì Trezza	

è quello della rupe di Aci Castello (fig. 37), dove affiorano lave a *pillow* associate a lenti ialoclastitiche subverticali con spessori di oltre 30 m. I *pillow* sono vescicolati anche se le bolle sono in genere piccole (al di sotto del cm) e ampiamente spaziate. La superficie più esterna dei *pillow* è coperta da una sottile pellicola vetrosa e negli interstizi tra i singoli corpi, larghi fino al decimetro, è presente una certa quantità di sedimento argilloso-marnoso indicante che i *pillow* sono stati emessi all'interno di un sedimento ancora non diagenizzato, a una profondità sufficiente a inibire l'esplosività, ma non la vescicolazione. Nei pressi dell'abitato di Ficarazzi le lave a *pillow* passano a breccie a *pillow* con blocchi derivanti dalla frammentazione dei *pillow* immersi in una matrice ialoclastitica di colore bruno fino a grigio-giallastro. Le tessiture variano da debolmente porfiriche, con fenocristalli di plagioclasio e olivina, ad afanitiche. La composizione delle lave è basaltico tholeiitico - transizionale ne delle lave è basaltico tholeiitico - transizionale (CARBONE *et alii*, 2009).

L'età assoluta delle vulcaniti, ricavata da datazioni radiometriche, varia da $542,2 \pm 85,8$ ka a $496,1 \pm 86,8$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume). Pertanto l'età complessiva della formazione è Pleistocene medio.

Il carattere dominante di tali rocce è senz'altro l'esteso sviluppo di lave, breccie a *pillow* e breccie ialoclastitiche derivanti da eruzioni sottomarine, eruttate sul fondale marino costituito da sedimenti non ancora diagenizzati.

membro Isole Ciclopi (1a)

Il membro, definito da CARBONE *et alii* (2009) e da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da ammassi subvulcanici intrusi a bassa profondità nei sedimenti. Le rocce hanno colorazione variabile da grigio chiaro a grigio scuro e sono interessate da un'intensa fessurazione colonnare a prevalente, ma non esclusivo, sviluppo verticale, alla quale si sovrappone un'intensa tettonizzazione ad andamento meridiano.

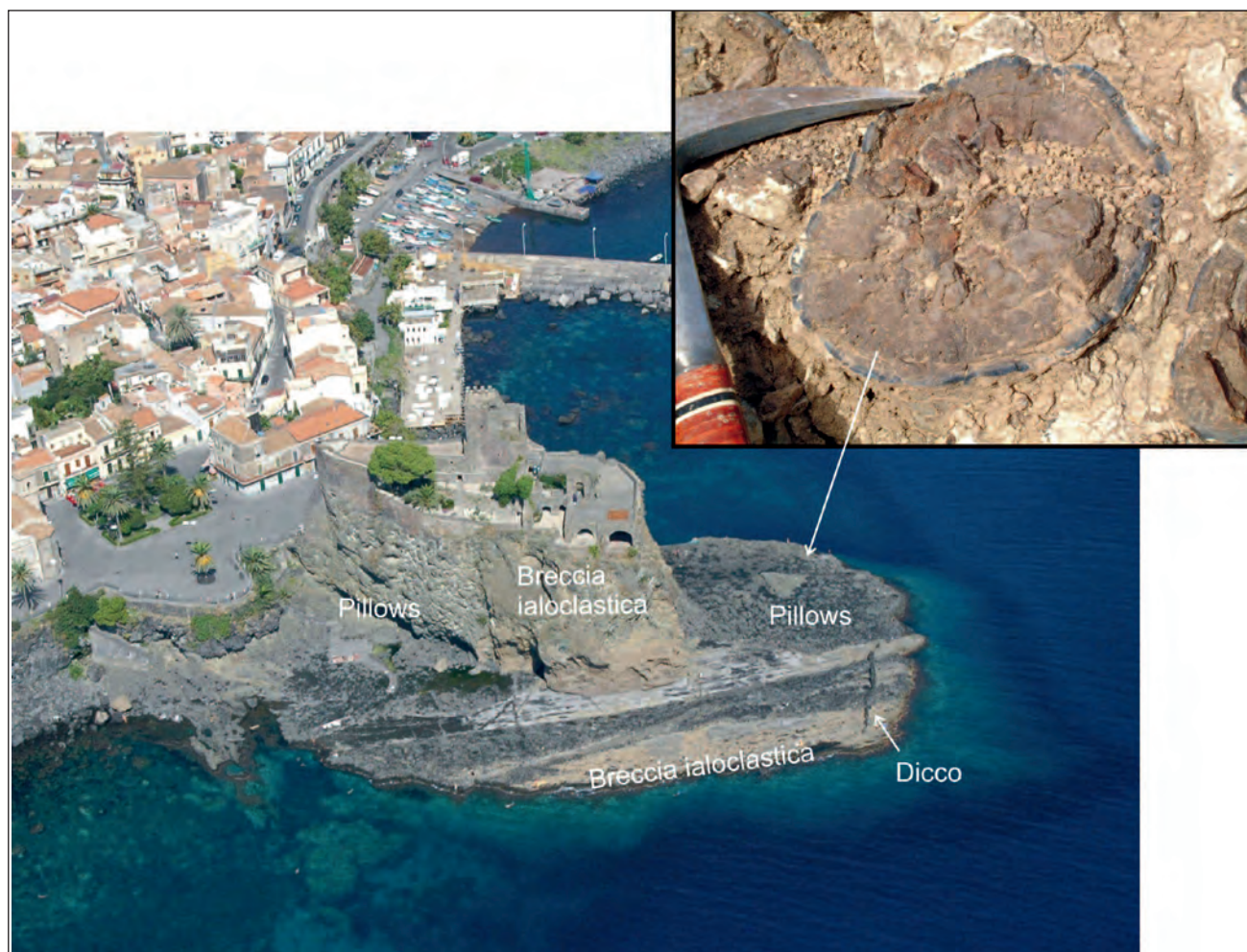


Fig. 37 - Ripresa aerea della rupe di Aci Castello costituita dai prodotti sottomarini delle prime manifestazioni vulcaniche della regione etnea e particolare di una colata a "*pillow*" (foto di S. BRANCA e E. DE BENI).
- Aerial view of the Aci Castello cliff formed by submarine volcanics of the earliest eruption in Etna region and detail of a *pillow* lava.

Gli affioramenti più significativi formano un piccolo gruppo di isole a poche decine di metri dalla costa di Aci Trezza, noto come Isole dei Ciclopi. Qui gli ammassi subvulcanici sono tuttora ricoperti da sedimenti argilloso-marnosi termometamorfosati, che costituivano la roccia incassante. La tessitura delle rocce è prevalentemente afanitica. La composizione delle lave è basaltica con affinità da marcatamente subalcalina, tholeiitica, (nell'entroterra, figura 38) fino a transizionale (negli affioramenti a livello del mare).

4.1.1.2. - Sabbie di San Giorgio

La formazione, definita da CARBONE *et alii* (2009; 2010), è costituita da sabbie giallo-rossastre prevalentemente quarzose (fig. 39), a grana da fine



Fig. 38 - Corpo subvulcanico con fessurazione colonnare del membro Isole Ciclopi affiorante nei pressi di Ficarazzi (foto di E. DE BENI).
- Subvolcanic body with columnar joints (member Isole Ciclopi) cropping out close to Ficarazzi town.



Fig. 39 - Colata lavica della formazione S. Maria di Licodia in appoggio sulle sabbie infralittorali di San Giorgio in una cava presso la località Fossa Creta (foto di G. Garfi).
- Lava flow of the S. Maria di Licodia formation overlapping the infralittoral sands of San Giorgio in a quarry at Fossa della Creta locality.

a grossolana, con rare intercalazioni argilloso-siltose e lenti medio-spesse di conglomerati più frequenti verso l'alto, e rare intercalazioni sottili di epiclastiti con frazione vulcanica e vetro basici.

La formazione affiora fra Paternò e Catania con uno spessore massimo di 150 m. Alla base la formazione presenta un passaggio graduale e in concordanza con la formazione delle argille grigio-azzurre, mentre al tetto il limite con le ghiaie di M. Tiriti appare spesso di tipo erosivo, simulando talvolta un contatto discordante su una superficie d'erosione; inoltre alla meso- e alla macro-scala sono stati osservati passaggi eteropici tra le ghiaie di M. Tiriti e le sabbie di S. Giorgio (CARBONE *et alii*, 2009; 2010).

Le sabbie sono scarsamente addensate, presentano stratificazione tabulare e obliqua, soprattutto nella parte bassa, mentre verso l'alto prevalgono la stratificazione incrociata e a festoni. All'interno degli strati si osservano strutture sedimentarie quali la laminazione piano-parallela e obliqua che prevalgono nella porzione inferiore, e la laminazione inclinata e incrociata che prevale nei livelli più alti. Dal punto di vista granulometrico si assiste a un aumento verso l'alto della dimensione dei clasti accompagnato da un minore grado di classazione; verso l'alto, infatti, si ritrovano intercalati nelle sabbie sia lenti argillose sia lenti sabbioso-ghiaiose talvolta arrossate, a testimonianza di una tendenza evolutiva verso ambienti fluviali. Contenuto faunistico dato da gusci di lamellibranchi e gasteropodi. Microfaune prevalentemente bentoniche dominate da *Cassidulina carinata*, *Bolivina catanensis* e *Ammonia inflata*.

L'età della formazione è attribuita al Pleistocene medio.

Tali sabbie sono riferibili a un ambiente litorale (CARBONE *et alii*, 2009; 2010) con tendenza verso quello fluviale.

4.1.1.3. - Ghiaie di M. Tiriti

La formazione, definita da CARBONE *et alii* (2009; 2010), è costituita da ghiaie debolmente cementate con intercalazioni di conglomerati a matrice sabbiosa, di colore giallastro a struttura caotica e con lenti da spesse a molto spesse di argille e sabbie a stratificazione obliqua contraria all'embriciatura dei ciottoli.

La formazione affiora fra Motta S. Anastasia e Catania con uno spessore massimo 70 m. L'appoggio delle ghiaie di M. Tiriti sulle sabbie di S. Giorgio appare spesso di tipo erosivo, simulando talvolta un contatto discordante su una superficie d'erosione, inoltre alla meso- e alla macro-scala sono stati osservati passaggi eteropici tra le ghiaie e le sabbie di S. Giorgio (CARBONE *et alii*, 2009; 2010). Il limite di tetto della formazione è costi-

tuito da un passaggio discordante ed erosivo con le alluvioni della formazione S. Ammalati (membro Carrubba) del Sintema Acireale.

I clasti sono di dimensione fino a 50 cm, arrotondati e sferici, e sono costituiti da prevalenti quarza-reniti (circa 90%), da calcari di vario tipo, da marne, da subordinate metamorfiti di vario grado e da rari ciottoli di basalti tholeiitici vacuolari. La presenza di tali clasti vulcanici riferibili alla formazione S. Maria di Licodia indica che il loro intervallo di deposizione continui oltre il limite di Sintema e sia coevo con tale formazione. Il contenuto faunistico è assente.

L'età della formazione è attribuita al Pleistocene medio.

La formazione è costituita da depositi di ambiente transizionale di piana alluvio-deltizia.

4.1.2. - Sintema Adrano

Il Sintema Adrano affiora lungo il margine sud-occidentale dell'edificio etneo. È stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a). Al suo interno sono state riconosciute due formazioni, una vulcanica (formazione S. Maria di Licodia) e una sedimentaria (formazione San Placido).

I limiti del Sintema Adrano sono descritti in tabella 2.

4.1.2.1. - formazione S. Maria di Licodia (2)

La formazione, definita in CARBONE *et alii* (2010), è costituita da colate laviche, depositi piroclastici prossimali e da un corpo subintrusivo, cui è attribuito il rango di membro, denominato membro Motta S. Anastasia.

Le colate laviche affiorano in maniera discontinua fra l'abitato di Paternò e Adrano, formando un *plateau* (fig. 40), che presenta uno spessore variabile

da 4 a 10 m. La formazione poggia direttamente sulle sabbie di San Giorgio a sud (CARBONE *et alii*, 2010), mentre più a nord si appoggia in netta discordanza angolare ed erosiva sui depositi del flysch numidico e della formazione Terravecchia (GROPPELLI & NORINI, 2011). A tetto è ricoperto dai conglomerati della formazione San Placido e in netta discordanza angolare ed erosionale dalle vulcaniti del Sintema Acireale, Concazze e il Piano.

Le colate sono costituite da lave massive a morfologia tabulare, talora con fatturazione colonnare, a tessitura porfirica con abbondanti fenocristalli di olivina e rari plagioclasti in glomerofiri. Le lave presentano una patina di alterazione grigio-rossastra e sono in parte coperte da un sottile livello di suolo. Nei pressi della periferia orientale di Paternò il corpo lavico è disarticolato in grossi blocchi di dimensioni plurimetriche, che localmente presentano incrostazioni di policheti. I livelli basali delle lave mostrano una facies a *pillow* che è ben visibile a sud-est di Paternò e nei pressi della Stazione di Valcorrente, dove è anche presente un limitato deposito di ialoclastiti di colore giallo-bruno (fig. 41). Subito a nord di Valcorrente affiora un deposito piroclastico prossimale costituito da un'alternanza di livelli grossolani dati da bombe a crosta di pane e lapilli scoriacei a struttura subafrica, di colore grigio scuro al taglio, con una superficie di alterazione di colore giallastro, e livelli di ceneri. All'interno del deposito sono, inoltre, presenti litici di argille-marnose grigio azzurre e di ciottoli quarzoarenitici. Complessivamente i caratteri giacitureali di questo deposito evidenziano che si tratta del relitto di una fessura eruttiva allungata in direzione circa N-S. La composizione delle lave è basaltico-tholeiitico - sub-alcaina (CARBONE *et alii*, 2009). L'età assoluta delle vulcaniti, ricavata da datazioni radiometriche, risulta $332,4 \pm 43,4$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).



Fig. 40 - Plateau lavico formato dalla formazione S. Maria di Licodia nei pressi di Biancavilla (foto R. Barbagallo).
- Lava plateau related to the S. Maria di Licodia formation close to Biancavilla town.



Fig. 41 - Facies a *pillow* con lenti di ialoclastiti di colore giallo-bruno della formazione S. Maria di Licodia in località Valcorrente (foto di G. Garfi).
- *Pillow facies with ialoclastic lens of the S. Maria di Licodia formation at Valcorrente locality.*

membro Motta S. Anastasia (2a)

Il membro, definito da CARBONE *et alii* (2010), in gran parte è costituito da un corpo lavico subvulcanico (*neck*) intruso nella successione sedimentaria quaternaria in corrispondenza dell'abitato di Motta S. Anastasia. Il corpo subvulcanico mostra un contatto verticale con i depositi alluvionali terrazzati, ha un'ampiezza di circa 400 x 200 m e un'altezza visibile di circa 60 m, ed è caratterizzato da una spiccata fessurazione colonnare.

Le lave hanno una tessitura porfirica, con abbondanti fenocristalli di olivina e subordinati plagioclasti, e presentano una patina di alterazione, mentre al taglio sono di colore grigio-scuro. Lungo le pareti e in corrispondenza del tetto dell'ammasso lavico sono presenti dei limitati affioramenti di materiale piroclastico prossimale costituito da bombe e brandelli scoriacei rossastri e lapilli scoriacei neri. Le bombe sono poco vescicolate, nere al taglio, e generalmente presentano una superficie a crosta di pane. All'interno del deposito sono, inoltre, presenti numerosi litici di natura sedimentaria dati da ciottoli eterolitologici derivanti dai depositi alluvionali terrazzati (fig. 42). Dal punto di vista litologico le bombe contengono fenocristalli di olivina e minore plagioclasio.

Le lave del *neck* sono state datate a $320,0 \pm 48,4$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

4.1.2.2. - Formazione San Placido

Ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa, debolmente cementate, di colore giallo-brunastro, cui si intercalano lenti da spesse a molto spesse di argille e sabbie di colore grigio-giallastre, a stratificazione obliqua.

La formazione affiora in maniera discontinua tra

Adrano e Paternò con spessori variabili da qualche metro a 15 m. La formazione poggia sulle colate laviche della formazione S. Maria di Licodia ed è coperta in discordanza angolare dalle colate laviche del Sintemi Acireale, Concazze e Il Piano. I clasti di dimensione media di 20 cm, eccezionalmente fino a 50 cm, arrotondati e sferici, sono rappresentati da prevalenti quarzareniti, da ciottoli carbonatici di varia natura e colorazione, da marne di colore da verdi a grigiastre, da subordinate metamorfite di vario grado e da rari ciottoli di basalti tholeiitici vacuolari fortemente alterati con una patina di colore bruno-rossastro riferibili alla sottostante formazione S. Maria di Licodia. La struttura è caotica. Si tratta di un deposito alluvionale terrazzato.

4.2. - SUPERSINTEMA TIMPE

Il Supersintema Timpe racchiude i primi prodotti alcalini del Vulcano Etna, relativi all'attività prevalentemente fissurale lungo la scarpata delle Timpe. Il Supersintema è stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a) ed è suddiviso in due Sintemi, Acireale e S. Alfio, separati da una discontinuità angolare e da un modesto spostamento della zona di alimentazione. I limiti di questo Supersintema sono descritti in tabella 2.

4.2.1. - Sintema Acireale

Il Sintema Acireale affiora lungo la periferia dell'edificio vulcanico etneo, e in particolare lungo il margine orientale e sud-occidentale. È stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009) e profondamente modificato da BRANCA *et alii* (2011a). Al suo interno sono state riconosciute tre formazioni, due vulcaniche (formazioni Timpa di Dona Masi e Timpa) e una sedimentaria (formazione S. Maria Ammalati).



Fig. 42 - Particolare del deposito piroclastico di caduta del membro Motta S. Anastasia con litici di natura sedimentaria (foto di S. Branca).
- *Particular of the pyroclastic fall deposit of Motta S. Anastasia member with sedimentary lithics.*

I limiti del Sintema Acireale sono descritti in tabella 2.

4.2.1.1. - formazione Timpa di Don Masi (3)

La formazione, definita da BRANCA *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011a), 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-Ripa della Naca. 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.

Gli spessori massimi della formazione raggiungono i 30 m. I prodotti di questa formazione poggiano sul substrato sedimentario e sono costituiti da basalti transizionali caratterizzati dalla presenza di noduli femici e ultrafemici (fig. 43).

membro Fermata S. Venera (3a)

Il membro è stato definito da BRANCA *et alii* (2009) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a). Si tratta di colate laviche massive, da poco a non vescolate, con una patina di alterazione di colore grigio-chiaro di spessore variabile da 1 a 3 mm circa. Generalmente sono decorticate dalla porzione scoriacea di tetto e risultano disarticolate in blocchi eterometrici di dimensioni plurimetriche. Le lave poggiano sulla formazione delle 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. 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. Presso Ripa della Naca queste lave costituiscono la base della scarpata orientale.

Una colata affiorante alla base di Ripa della Naca è stata datata a $180,2 \pm 19,2$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

membro S. Caterina (3b)

Il membro è stato definito da BRANCA *et alii* (2009). Si tratta di colate laviche separate da livelli epiclastici di colore rosso-bruno che affiorano alla base della scarpata sottostante l'abitato di Santa Caterina per circa un chilometro di lunghezza e immergono di $8-15^\circ$ verso SO (fig. 44). Lo spessore è circa 10 m.

In località Timpa Don Masi, 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 scoriacee laterali, anche attraverso apofisi laviche intruse nel bastione scoriaceo. Poco più a



Fig. 43 - Particolare di un nodulo femico di dimensioni centimetriche nelle lave della formazione Timpa di Don Masi (foto di E. DE BENI).

- Particular of a cm-sized mafic nodule in the lava flow of the Timpa di Don Masi formation.



Fig. 44 - Successione lavica alla base della Timpa di Acireale con livelli epiclastici di colore rosso-bruno intercalati (foto di E. DE BENI).

- Succession of massive lava flows that are separated by reddish lithified epiclastic deposits along the base of the Acireale Timpa.

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 (fig. 43). 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.

La base affiorante del membro è stata datata a 221 ± 18 ka (GILLOT *et alii*, 1994).

4.2.1.2. - formazione Timpa (4)

La formazione, definita da BRANCA *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da una successione lavica con subordinati livelli di scorie e di depositi epiclastici che affiora estesamente lungo il basso versante orientale etneo che, da sud a nord, sono rispettivamente: la Timpa di Acireale, da S. Marie delle Grazie fino a Santa Tecla, la zona di Acicatena e la base della Timpa di Moscarello, e la timpa di Ripa della Naca. Isolate e sottili colate laviche massive affiorano, inoltre, fra Adrano e Paternò nel basso versante SO e fra Catania e Aci Trezza nel basso versante sud-orientale.

Gli spessori massimi della formazione raggiungono i 100 m lungo la timpa di Acireale. La formazione è stata suddivisa in tre membri, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee, denominati S. Maria La Scala, Paternò e Leucatia. Questi tre membri non presentano relazioni dirette tra loro e quindi la posizione stratigrafica reciproca risulta indeterminabile.

La composizione delle lave varia da basaltica a mugearitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

membro S. Maria La Scala (4a)

Il membro, definito da BRANCA *et alii* (2009) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da una potente successione lavica a cui si intercalano alcuni livelli epiclastici di spessore metrico e di colore giallo rossastro.

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. Nella zona di Grotta delle Palombe (fig. 45) 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 m 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 sub-orizzontale e quindi a immergere verso O. La distribuzione delle facies, i loro caratteri tessiturali e i reciproci rapporti giaciture evidenziano, nel complesso, la prossimità di un sistema di fessure eruttive allineato in senso N-S. Lungo la scarpata di Acicatena, lave attribuite a questo membro affiorano prevalentemente in megablocchi disarticolati.

Questo membro affiora anche alla base della Timpa di Moscarello in località Fondo Macchia e lungo le scarpate in località Ripa della Naca. 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 100 m.

Cinque colate appartenenti a questo membro e affioranti in aree distinte sono state datate a $154,9 \pm 17,0$, $147,7 \pm 18,0$, $145,8 \pm 14,0$ ka, $132,6 \pm 4,8$



Fig. 45 - Colata lavica a fessurazione colonnare del membro S. Maria La Scala, formazione Timpa, affioranti lungo la falesia a nord di S. Maria La Scala (foto di M. Pompilio).

- Lava flow with columnar joints of the S. Maria La Scala member, Timpa formation cropping out northward of S. Maria La Scala.

ka, $129,9 \pm 4,8$ ka. (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

membro Paternò (4b)

Il membro, definito da CARBONE *et alii* (2010) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da un deposito piroclastico prossimale e da colate laviche fortemente smantellate.

In corrispondenza di Paternò affiora un deposito piroclastico prossimale, che rappresenta il relitto di un grosso cono di scorie allungato per circa 800 m in direzione N-S, con un'altezza di circa 100 m (fig. 46). Il deposito piroclastico è costituito da bombe e lapilli scoriacei fortemente alterati, con patina di ossidazione giallastra in corrispondenza delle superfici esposte, in cui sono presenti litici dati da ciottoli quarzarenitici. Subito a sud del cono di scorie sono presenti limitati affioramenti del deposito piroclastico in facies distale costituito da un'alternanza di livelli di ceneri e di lapilli scoriacei. Lungo i versanti del cono di scorie affiorano le colate laviche relative a questo apparato eruttivo, che si presentano fortemente smantellate, decorticate della porzione scoriacea e sono modellate dall'erosione eolica. Le lave sono massive a tessitura porfirica con grossi fenocristalli di pirosseno e olivina in glomerofiri di dimensioni centimetriche, immersi in pasta di fondo grigio scura e presentano uno spessore di circa 50 m.

Altri affioramenti di lave riferibili a questo membro sono localizzati fra Paternò e Adrano e fra Catania e Aci Trezza. In queste aree affiorano colate laviche massive disarticolate in grossi blocchi che si presentano intensamente erosi con strutture alveolari causate dall'azione eolica. Le lave hanno tessitura porfirica con abbondanti fenocristalli di pirosseno e olivina, talvolta in glomerofiri, e sono caratterizzate da una patina di alterazione grigio-rossastro sulle superfici esposte, di spessore millimetrico.

Una colata a nord di Catania è stata datata a $134,2 \pm 6,6$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

membro Leucatia (4c)

Il membro, definito da CARBONE *et alii* (2009), rappresenta un corpo detritico di natura prevalentemente vulcanica affiorante nella periferia settentrionale di Catania in località Barriera del Bosco-Leucatia. Esso è costituito da una successione di livelli, che indicano nella porzione basale un graduale passaggio della sedimentazione da un ambiente di tipo meso-litorale a un ambiente di tipo lagunare, con sedimentazione di argille e limi, cui sono associati episodi di tipo alluvionale rappresentati dai livelli di sabbie stratificate. La successione della porzione medio-alta, invece, indica una deposizione di tipo alluvionale a energia variabile con un'alternanza di livelli di tipo *mud-flow* e di tipo *debris-flow*.

4.2.1.3. - formazione S. Maria Ammalati (5)

La formazione, definita da BRANCA *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da depositi vulcanoclastici di tipo sia detritico che alluvionale affioranti in distinte aree geografiche, lungo la Timpa di S. Tecla, lungo la Valle del Fiume Simeto e nel basso versante nord-orientale. Gli spessori massimi della formazione raggiungono gli 80 m nella timpa di S. Tecla.

La formazione è stata suddivisa in due membri, denominati Piano Carrubba 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



Fig. 46 - a) Vista da sud del cono di scorie allungato in direzione N-S di Paternò e delle lave a essa associate isolate dall'erosione lungo i fianchi del cono. b) particolare del deposito piroclastico del cono di scorie (foto di G. Garfi).
 - a) the Scoria cone, N-S elongate, of Paternò taken from south with the relicts of the lava flows. b) the pyroclastic deposit of the scoria cone.

la medesima posizione stratigrafica e rappresentano, sebbene in aree geografiche distinte, un'importante fase erosiva che interessava i settori periferici dell'edificio etneo.

membro Timpa S. Tecla (5a)

Il membro, definito da BRANCA *et alii* (2009), è costituito da livelli epiclastici di 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 pluridecimetri.

Il deposito affiora con il massimo spessore (fino a circa 80 m) 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 di sabbie medio-fini di colore variabile da grigio-bruno a giallo-chiaro e biancastro, contenenti abbondante macrofauna spesso ben conservata e di taglia minuta, stratificazione scarsa e colore variabile da grigio-bruno a giallo-chiaro e biancastro (fig. 47). Le forme più abbondanti della macrofauna sono *Spisula subtruncata* (Da Costa) nella parte inferiore del membro e *Turritella communis* (RISSO) in quella superiore (FERRARA, 1976).

La malacofauna presente indica un ambiente deposizionale marino di acque poco profonde (da 5 a 60 m circa).

membro Piano Carruba (5b)

Il membro, definito da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da depositi alluvionali terrazzati in vari ordini.

Lungo la riva sinistra del fiume Simeto è costituito da un conglomerato polimittico ed eterometrico fango sostenuto, formato in prevalenza da clasti sedimentari e da subordinati clasti vulcanici



Fig. 47 - Deposito di sabbie del membro Timpa di S. Tecla, formazione S. Maria Ammalati, affioranti alla base della Timpa di Don Masi con un fossile integro di *Turritella communis* (foto di E. DE BENI).
- Sand deposit of Timpa di S. Tecla member, S. Maria Ammalati formation, cropping out at the base of the Timpa Don Masi locality with a fossil of *Turritella communis*.

(10-12%) immersi in una matrice argilloso-sabbiosa giallo-bruna. I clasti sedimentari sono arrotondati, di dimensioni da pluricentriche a pluridecimetriche. Il litotipo prevalente è dato da quarzareniti. I clasti vulcanici sono arrotondati, di dimensioni da pluricentriche a pluridecimetriche, e sono costituiti da due litotipi principali: lave vacuolari fortemente alterate del Sintema Adrano e lave riferibili al Sintema Acireale.

Tra Paternò e Motta S. Anastasia, il deposito è costituito principalmente da sabbie fini e grossolane, a volte in livelli litificati e ghiaia grossolana, scarsamente litificata con clasti poligenetici ed eterometrici di natura sia sedimentaria che lavica.

Nel fianco nord-orientale del vulcano, il deposito 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 affiorante lungo la riva destra del Vallone S. Venera.

4.2.2. - *Sintema S. Alfio*

Il Sintema S. Alfio affiora lungo il versante orientale e sud-orientale dell'edificio vulcanico etneo. È stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a). Al suo interno sono state riconosciute tre formazioni (formazioni Calanna, Moscarello e Valverde).

I limiti del Sintema S. Alfio sono descritti in tabella 2.

4.2.2.1. - formazione Calanna (6)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da lave fortemente tettonizzate fino a cataclate associate a un fitto sistema di dicchi anch'essi tettonizzati, fortemente alterati con porzioni argillificate di colore giallo (fig. 48).

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 Fior di Cosimo è erosivo e di netta discordanza angolare, con un contatto molto irregolare, accompagnato localmente da depositi di breccie di smantellamento, visibili



Fig. 48 - Particolare delle vulcaniti affioranti a Monte Calanna (foto di I. Nicolosi). - *Particular of the Mt Calanna volcanics.*

lungo il versante meridionale della Val Calanna, a ovest di Monte Fior di Cosimo. In questa località le lave cataclasate passano verso l'alto a un deposito vulcanoclastico stratificato (fig. 49), spesso una decina di metri, costituito da frammenti lavici, eterometrici, angolari, di dimensioni decimetriche e più raramente metriche in matrice che supporta i clasti. Verso l'alto sono presenti livelli metrici a clasti più fini con abbondante matrice fine. La composizione delle lave varia da basaltica a mugearitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

Una colata cataclasata è stata datata a $128,7 \pm 7,6$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

4.2.2.2. - formazione Moscarello (7)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), è costituita da una potente sequenza lavica fino a 150 m di spessore, formata dalla sovrapposizione di colate tabulari, massive,

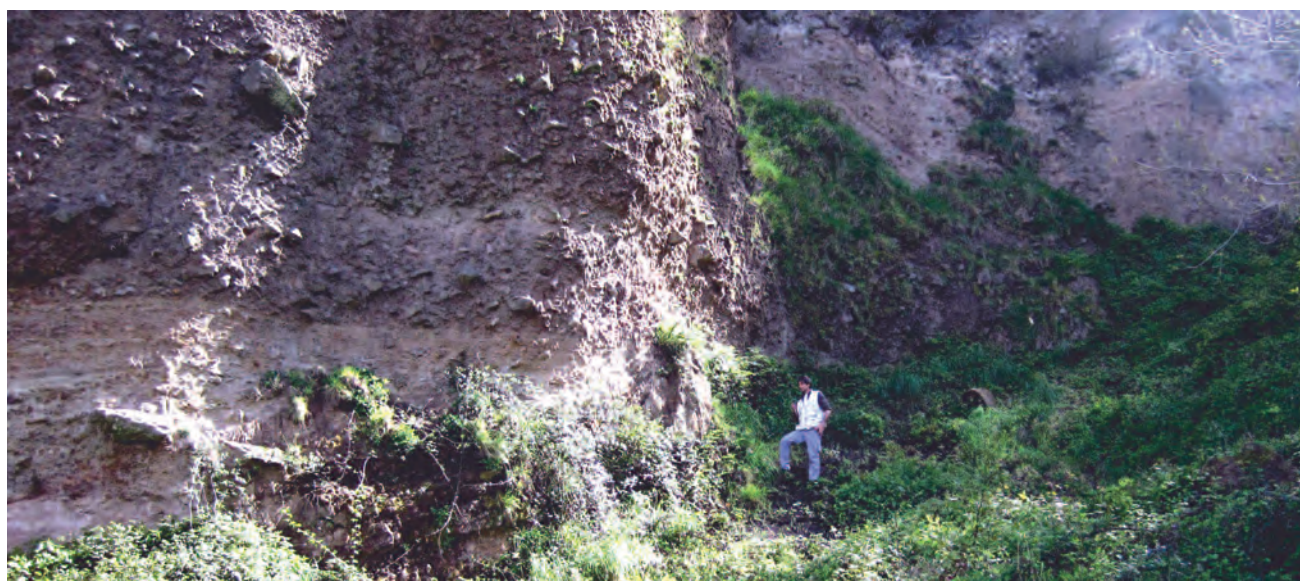


Fig. 49 - Deposito vulcanoclastico appartenente alla formazione Calanna affiorante alla base di M. Fior di Cosimo (foto di S. BRANCA). - *Volcanoclastic deposit of the Calanna formation cropping out at the base of Mt. Fior di Cosimo.*

con spessori variabili da 2-5 m fino a 10-20 m che affiora estesamente lungo la scarpata di faglia della Timpa di Moscarello.

La base della formazione poggia con una discordanza angolare sulla formazione Timpa, mentre al tetto è presente una superficie di erosione e una discordanza angolare con le formazioni Seracozzo, Portella Giumenta, Pietracannone e Torre del Filosofo.

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, allungata in direzione ONO-ESE, costituita da un deposito stromboliano dato da bombe scoriaee 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 composizione delle lave è mugearitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

La sequenza lavica 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.

Una delle colate più alte affioranti nella Timpa di Moscarello è stata datata a $126,4 \pm 4,8$ ka (DE BENI *et alii*, 2005; 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

4.2.2.3. - formazione Valverde (8)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da una successione lavica e da un deposito piroclastico prossimale. La formazione affiora prevalentemente tra il San Gregorio, Valverde e Aci S. Filippo fino alla costa e alla base della scarpata di faglia Acicatena.

Lo spessore massimo affiorante è di circa 100 m. La base della formazione poggia sul basamento sedimentario e con una discordanza angolare e una superficie di erosione sulle formazioni Aci Castello e Timpa. Al tetto c'è una discordanza angolare associata a una superficie erosiva con le seguenti formazioni: Piano Provenzana, Portella Giumenta e Pietracannone.

La successione lavica è costituita da spesse colate laviche massive esposte principalmente lungo a scarpata morfologica di Monte D'Oro. Localmente si possono ritrovare intercalati livelli di epiclastiti, con spessori metrici, a granulometria da fine a grossolana a matrice argilloso-sabbiosa con clasti lavici eterolitologici ed eterodimensionali (fig. 50). Le lave



Fig. 50 - Colate laviche della formazione Valverde con uno spesso deposito epiclastico intercalato affioranti in località Gelso (foto di E. DE BENI).
-Lava flows of the Valverde formation with a thick epiclastic deposits interlayered cropping out at Gelso locality.

sono porfiriche e presentano una patina millimetrica di alterazione e sono in gran parte coperte da suolo e da depositi alluvionali recenti. Sono distinguibili due principali litotipi: uno con abbondanti fenocristalli mafici, di dimensioni subcentimetriche, e subordinati plagioclasti, di dimensioni millimetriche, e l'altro con prevalenti fenocristalli di plagioclasio, di dimensioni millimetriche, e minori fenocristalli feni, delle stesse dimensioni. Nell'entroterra tra Aci Trezza e Capo Mulini, spesso le colate laviche si presentano disarticolate in grossi blocchi isolati che poggiano sulla formazione delle argille grigio-azzurre; alla base di questi corpi è spesso presente del detrito di versante costituito da blocchi metrici delle stesse lave. Presso la scarpata di faglia di Aci Catena affiora un deposito piroclastico prossimale di caduta costituito da livelli di lapilli e bombe a crosta di pane, con inclusi frammenti di argilla, alternati a strati cineritici contenenti litici sia lavici che sedimentari (fig. 51). La composizione delle lave varia da hawaiiica a mugearitica (CARBONE *et alii*, 2009).

Due colate appartenenti a questa formazione sono state datate a $121,2 \pm 15,0$ ka e $111,9 \pm 9,2$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).



Fig. 51 - Deposito piroclastico di caduta stratificato in livelli a differente granulometria della formazione Valverde (foto di E. DE BENI).
- Pyroclastic fall deposits of the Valverde formation cropping out as stratified levels of various grain size.

4.3. - SUPERSINTEMA VALLE DEL BOVE

Il Supersintema Valle del Bove comprende i primi centri poligenici del Distretto Vulcanico del Monte Etna ubicati nella zona della Valle del Bove e immediate adiacenze. Il Supersintema è stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a) ed è suddiviso in due Sintemi, Croce Menza e Zappini, separati da una discontinuità angolare, talora associata a una fase erosionale. I limiti del Supersintema sono descritti in tabella 2.

4.3.1. - Sintema Croce Menza

Il Sintema Croce Menza affiora lungo le pareti della Valle del Bove e lungo il versante meridionale della stessa. È stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a). Al suo interno sono stati riconosciuti tre litosomi (Vulcano Tarderìa, Rocche e Trifoglietto).

I limiti del Sintema Croce Menza sono descritti in tabella 2.

4.3.1.1. - Vulcano Tarderìa

Il Vulcano Tarderìa, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), è localizzato immediatamente a sud della parete meridionale della Valle del Bove. In quest'area è presente una fascia caratterizzata da una forte acclività ($>20^\circ$), che forma un arco continuo dall'abitato di Zafferana Etnea verso la zona Tarderìa-Contrada Passo Cannelli in gran parte sepolto dalle colate del Vulcano Mongibello. Tale morfologia è interpretata come il fianco meridionale di questo centro eruttivo. Nell'area Tarderìa-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.

La posizione geografica del Vulcano Tarderìa, unitamente alla limitata estensione dei suoi prodotti, non permette alcuna relazione stratigrafica con i vulcani Rocche e Trifoglietto. Sebbene i rapporti stratigrafici fra questi vulcani siano incerti, essi costituiscono le più antiche evidenze di attività eruttiva di tipo centrale nella regione etnea.

formazione Contrada Passo Cannelli (9)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), è costituita da una successione di colate laviche massive, di colore grigio-chiaro, da poco a non vesciolate, con una patina millimetrica di alterazione superficiale, a struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, a volte di colore biancolatte, 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 Pietracannone) e lungo le scarpate di faglia in località Tarderìa, 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 m 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. Localmente nella porzione alta della successione lavica sono intercalati dei paleoconci 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 *tilting* del blocco di letto delle faglie presenti in quest'area.

Una delle colate più alte affioranti nella successione stratigrafica è stata datata a $105,8 \pm 9,0$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

4.3.1.2. - Vulcano Rocche

Il Vulcano Rocche, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), affiora lungo la base della porzione orientale della parete settentrionale della Valle del Bove. In base alle giaciture dei prodotti della formazione Rocche (immersione da NO a NE) risulta difficile 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 anche se si può ipotizzare l'esistenza di almeno un centro di emissione ubicato a sud della parete settentrionale della Valle del Bove, tra Rocca Capra e Monte Calanna.

Il Vulcano Rocche risulta ricoperto completamente dai prodotti del Vulcano Monte Cerasa 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, permette di considerare il Vulcano Rocche come sottostante al Trifoglietto. Resta invece incerto il rapporto con il Vulcano Tarderìa, con cui non presenta contatti stratigrafici.

formazione Rocche (10)

La formazione Rocche, definita da BRANCA *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011), è costituita da una complessa successione formata da sottili colate laviche, colate autobrecciate e depositi piroclastici e vulcanoclastici, affiorante lungo la base della zona 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 del Vulcano Monte Cerasa (Formazione Monte Scorsone) (fig. 52).

membro Rocca Capra (10a)

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 (fig. 53) 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. In corrispondenza di Monte Fontane e Monte Cagliato affiorano colate laviche alternate a livelli piroclastici ed epiclastici con giacitura nell'insieme orientata a NE e inclinazione di circa 20°. Le lave

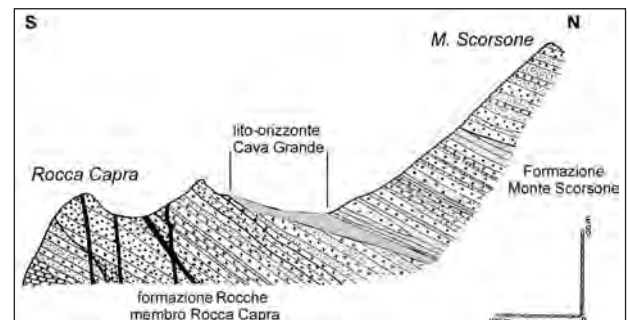


Fig. 52 - Sezione stratigrafica tra Rocca Capra e Monte Scorsone (modificato da FERRARI *et alii*, 1989b).
- Stratigraphic section at Rocca Capra-Monte Scorsone (modified from FERRARI *et alii*, 1989b).



Fig. 53 - La successione vulcanica del membro Rocca Capra (formazione Rocche) (foto R. Barbagallo).
- The volcanic succession of Rocca Capra member (Rocche formation).

sono massive, di colore grigio chiaro, con fenocristalli di plagioclasio e femici, attraversate da numerosi dicchi. La composizione delle lave varia da hawaïtica a benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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 m. Lo spessore massimo del membro risulta di poco inferiore ai 100 m.

Una delle colate più alte affioranti nella successione stratigrafica è stata datata a $101,9 \pm 7,6$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

membro Rocca Palombe (10b)

Il membro Rocca Palombe affiora 600 m a ovest di Rocca Capra. Alla base di Rocca Palombe affiorano alcune colate laviche afiriche 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 (fig. 54). La composizione delle lave varia da hawaïtica a benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

Le giaciture ruotano da NNO a NNE con inclinazioni che passano da 10 a 30°. Lo spessore complessivo del membro è circa 60 m.

4.3.1.3. - 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 fino a 500 m a est di Poggio Canfareddi.

Nel presente lavoro con Vulcano Trifoglietto si utilizza la definizione data in CALVARI *et alii* (1994) ovvero soltanto il Trifoglietto s.s. di LYELL (1859).

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, permette 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.

formazione Piano del Trifoglietto (11)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), 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. A tetto di questa formazione è stato identificato il lito-orizzonte Cava Grande. La formazione affiora con continuità lungo le pareti occidentale e meridionale della Valle del Bove nella zona compresa tra Serra Giannicola Grande e la località Poggio Canfareddi.

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 occidentale le successive intrusioni (Formazione Serra Giannicola Grande) e le colate recenti hanno obliterato la chiusura e dislocato i depositi relativi a questa formazione. Il limite di tetto è dato da una discordanza angolare associata a un deposito di breccie di smantellamento di spessore



Fig. 54 - La successione vulcanica del membro Rocca Palombe (formazione Rocche) (foto R. Barbagallo).
- *The volcanic succession of Rocca Palombe member (Rocche formation).*

metrico che indica una fase di stasi nell'attività vulcanica. Tale 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 (fig. 55), separa la formazione Piano del Trifoglietto dalle sovrastanti colate della Formazione Valle degli Zappini. Il limite di letto non affiora.

La formazione (cfr. anche sezioni nn. 2, 3 e 4 in Appendice) alla base è costituita da prevalenti banchi massivi di breccie monogeniche con intercalazioni di sottili e discontinue colate spesso autobrecciate. 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 affiora-



Fig. 55 - La successione prevalentemente vulcanoclastica della formazione Piano del Trifoglietto. Nella parte alta affiora in discontinuità angolare una successione lavica indicata dalla linea rossa (Formazione Valle degli Zappini) (foto R. R. Barbagallo).
- *The mainly vulcanoclastic succession of Piano del Trifoglietto formation. At the top the lava flow succession of Valle degli Zappini Formation rests on an angular unconformity.*

mento una forma lenticolare (estensione 5-10 m). Macroscopicamente le colate si presentano molto alterate e hanno una paragenesi costituita da feno-

cristalli 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. I depositi epiclastici sono a stratificazione centimetrica, con clasti poligenici arrotondati, di dimensioni centimetriche, immersi in una matrice sabbiosa 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 (figg. 55, 56). A tetto della sequenza frequenti intercalazioni laviche sono associate a depositi di breccie, depositi piroclastici rimaneggiati, *labar* e rari livelli di flusso piroclastico. 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 sabbiosa. 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 flusso piroclastico con abbondanti litici. La composizione delle lave è prevalentemente benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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

Una colata, tra le più basse stratigraficamente affioranti di questa formazione, è stata datata a $107,2 \pm 11,4$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

Lito-orizzonte Cava Grande

Il lito-orizzonte Cava Grande, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), è costituito da livelli di ricaduta pomice associati a depositi di flusso piroclastico di composizione benmoreitica che affiorano principalmente nella zona di Giarre, nel vallone Cava Grande a sud di Milo, 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 (massimo 7 m nelle zone di Giarre e Cava Grande e fino a 30 m sulla parete settentrionale della Valle del Bove), risulta sempre esposto solo in parete, pertanto non è cartografabile.

I depositi di caduta sono costituiti da lapilli pomiceici biancastri con bandature grigie e litici, a gradazione diretta. Le pomice contengono fenocristalli di plagioclasio, anfibolo e raramente clinopirosseno. I depositi di flusso piroclastico sono massivi, fino a 1,5 m di spessore, formati da pomice grigio-biancastre e litici immersi in una matrice cineritica. Alcuni livelli di tufo grigio con scarse pomice 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 Tagliaborsa. 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 pomiceici e cineritici. Le pomice sono di colore grigio chiaro e



Fig. 56 - La successione vulcanica della formazione Piano del Trifoglio affiorante nella parte alta di Serra Pirciata (foto R. Barbagallo).
- The volcanic succession of Piano del Trifoglio formation in Serra Pirciata.

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 Rocche e al tetto quelle della Formazione Monte Scorsone (fig. 52).

Il lito-orizzonte è stato datato a $99,1 \pm 10,6$ ka (DE BENI *et alii*, 2005; 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

COLTELLI *et alii* (2000), sulla base delle correlazioni tra i livelli di tefra considerano questo lito-orizzonte formato da una successione di depositi di ricaduta e di flusso pomicei, intercalati a livelli di breccie prodotti da un'eruzione pliniana polifasica o da un ciclo di eruzioni molto vicine nel tempo come si può dedurre dalla mancanza di suoli nella successione. DEL CARLO *et alii* (2004), suggeriscono che i depositi di questo lito-orizzonte siano stati generati da una complessa eruzione pliniana che ha chiuso il ciclo di attività del Vulcano Trifoglietto.

I prodotti relativi a questa formazione sono il risultato dell'attività del Vulcano Trifoglietto, caratterizzato da un'attività prevalentemente di tipo effusivo conclusa con una complessa eruzione pliniana. In base alla distribuzione radiale delle giaciture a reggipoggio lungo le pareti della Valle del Bove è possibile ricostruire un centro di emissione ubicato all'interno della Valle del Bove, circa 500 m a nord di Serra dell'Acqua.

4.3.2. - 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 BRANCA *et alii* (2009) e successivamente modificato da BRANCA *et alii* (2011a) includendo anche i vulcani Monte Cerasa e Cuvigghiuni. Al suo interno sono stati riconosciuti quattro litosomi (Vulcani Monte Cerasa, Giannicola, Salifizio e Cuvigghiuni).

I limiti del Sintema Zappini sono descritti in tabella 2.

4.3.2.1. - Vulcano Monte Cerasa

Si tratta di un apparato eruttivo localizzato a nord-est del Vulcano Trifoglietto e definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a). Il Vulcano Monte Cerasa è costituito da due unità litostratigrafiche di rango formazionale (Formazione Monte Scorsone e formazione Fior di Cosimo) affioranti nel settore orientale della Valle del Bove, rispettivamente lungo la parete settentrionale e meridionale; in particolare lungo la parete settentrionale della

Valle del Bove il litosoma affiora tra Monte Scorsone e Monte Cerasa, mentre nel versante meridionale tra Croce Menza, la Val Calanna e il Vallone San Giacomo, le due formazioni non mostrano in affioramento relazioni stratigrafiche dirette. In base alle giaciture delle vulcaniti appartenenti alle due formazioni (Monte Fior di Cosimo, immersione verso SE di $10-15^\circ$, Monte Scorsone, immersione verso NE di $20-35^\circ$) è possibile ricostruire un sistema di alimentazione principale del Vulcano Monte Cerasa localizzato all'interno della Valle del Bove, tra i Monti Centenari e Rocca Musarra.

Il Vulcano Monte Cerasa è stato separato a letto dal Vulcano Rocche e dalla formazione Calanna in base a una discordanza erosionale e angolare. A tetto il litosoma è ricoperto dai prodotti dei vulcani Salifizio ed Ellittico.

Il Vulcano Monte Cerasa costituisce un ampio apparato poligenico sviluppatosi sul fianco nord-orientale del Vulcano Trifoglietto.

Formazione Monte Scorsone (12)

La Formazione Monte Scorsone è costituita da un'alternanza di flussi piroclastici, depositi epiclastici e colate laviche spesso caratterizzate da una buona continuità di affioramento. È stata definita per la prima volta da FERRARI *et alii* (1989b), successivamente riconosciuta in un più ampio areale da COLTELLI *et alii* (1994) e attribuita al Vulcano Monte Cerasa da BRANCA *et alii* (2011a). 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. A questa Formazione è attribuito per ragioni geometriche anche lo sperone roccioso di Rocca Musarra.

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 la Formazione è ricoperta in discordanza angolare dalla Formazione Serra delle Concazze, a cui è associato un netto cambio nello stile eruttivo, da effusivo a prevalentemente esplosivo con diffusi prodotti piroclastici ed epiclastici. A letto la Formazione Monte Scorsone si appoggia in netta discordanza angolare sopra le vulcaniti del lito-orizzonte Cava Grande e della sottostante formazione Rocche e in paraconcordanza sulle lave della formazione Moscarello (Sintema S. Alfio), da cui è separata dai depositi piroclastici del lito-orizzonte Cava Grande (Vulcano Trifoglietto).

La Formazione Monte Scorsone presenta alla

base un deposito articolato in un flusso piroclastico di colore giallo-bruno, con breccie 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 m. 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 m. Sopra questa porzione prevalentemente piroclastica giace un'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 m circa) si trovano alla base e al tetto di questa successione, cumulando uno spessore totale di poco superiore a 60 m. Le lave si presentano con grado di porfiricità estremamente variabile, con abbondanti fenocristalli di plagioclasio, pirosseno, 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 subafriche 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 m 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. La composizione delle lave è prevalentemente mugearitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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. sezioni stratigrafiche nn. 10 e 11 in Appendice 2). 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 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.

Probabilmente sono attribuibili alla Formazione Monte Scorsone 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 (fig. 57). La Rocca costituisce un'isolata "dagala" circondata dalle colate recenti e presenta una sequenza affiorante di circa 80 m, 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°.

Tre colate appartenenti a questa Formazione sono state datate a 101,8±14,6 ka, 100,4±11,6 ka e 99,9±8,6 ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

Formazione Monte Fior di Cosimo (13)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da una successione di colate e scorie intercalate a livelli epiclastici di spessore massimo 20 m. La formazione affiora in Val Calanna, nel Vallone S. Giacomo e al top di Monte Calanna.



Fig. 57 - Lo sperone roccioso di Rocca Musarra (Formazione Monte Scorsone) (foto R. Barbaggio).
- The Rocca Musarra spur (Monte Scorsone Formation).

La formazione presenta spessori estremamente variabili, maggiori lungo la Val Calanna e il Vallone S. Giacomo, dove raggiunge lo spessore massimo di 200 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 meridionale della Val Calanna è visibile il limite di letto con la formazione Calanna, marcato da un'evidente discordanza angolare associata a una superficie erosionale e a depositi epiclastici. A tetto il limite è costituito da un brusco cambiamento litologico con le colate delle formazioni Acqua della Rocca e Serra delle Concazze, quest'ultimo associato anche a una discontinuità angolare.

La formazione è composta da colate alternate a depositi di scorie sottili e intercalate a rari livelli di breccie epiclastiche che localmente possono raggiungere anche spessori di circa 20 m. Le colate sono di colore bruno rossiccio, spesse da 1 a 5 m, porfiriche con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità decrescente verso l'alto, mentre cresce la taglia dei fenocristalli. La pasta di fondo è grigia. I depositi epiclastici sono costituiti da breccie immerse in abbondante matrice sabbiosa con clasti eterolitologici ed eterometrici di dimensioni da centimetriche a decimetriche. Localmente è riconoscibile una gradazione inversa dei clasti. La giacitura delle colate è verso ESE con inclinazioni di 10-15°. La composizione delle lave varia da mugearitica a benmoreitica.

Un dicco (giacitura 210°N/70°), ben riconoscibile, alimenta le colate che si trovano lungo il versante sud-orientale di Monte Calanna. Si tratta di colate metriche alternate a scorie per uno spessore complessivo di circa 30 m. Le colate sono di spessore metrico, leggermente alterate, mostrano una fratturazione colonnare appena accennata e immergono verso SE. Le colate sono porfiriche con fenocristalli di plagioclasio e pirosseno. La pasta di fondo è di colore grigio scuro.

Una colata appartenente alla parte inferiore di questa formazione è stata datata a 93,0±6,0 ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

In base alla giacitura e alle facies si riconosce una successione prevalentemente lavica in facies medio-distale con un punto di emissione localizzato all'interno della Valle del Bove, a nord del Vulcano Trifoglietto. Non è possibile stabilire le relazioni stratigrafiche con la Formazione Monte Scorsone per assenza di affioramenti, però in base alla giacitura, ai rapporti stratigrafici delle vulcaniti affioranti e alle datazioni radiometriche è possibile riferire i depositi relativi alle formazioni Monte Scorsone e Fior di Cosimo come provenienti dallo stesso centro di emissione (Vulcano Monte Cerasa).

4.3.2.2. - Vulcano Giannicola

Si tratta di un piccolo apparato eruttivo impostosi sul fianco nord-occidentale del Vulcano Trifoglietto. È stato riconosciuto per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994) e denominato inizialmente Giannicola Grande, successivamente Vulcano Giannicola (BRANCA *et alii*, 2009a).

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 cresta 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 dispersi; 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 Cuvigghioni, 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.

Formazione Serra Giannicola Grande (14)

La Formazione Serra Giannicola Grande, riconosciuta per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994) e definita con questo nome da BRANCA *et alii* (2009), 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 era 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 brecce 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 appartenente al Vulcano Cuvigghiuini (Formazione Canalone della Montagnola).

membro Belvedere (14a)

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 fino a oltre quota 2000 m (fig. 58). 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., L'ammasso lavico, a spiccata fratturazione colonnare, 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 rinvergono lungo la parete occidentale della Valle del Bove a

sud del corpo principale. Esse affiorano dalla Serra Giannicola Grande sino alla frattura del 1819. La composizione delle lave è prevalentemente hawaiana (BRANCA *et alii*, 2009a).

Un campione del *neck* è stato datato a $85,3 \pm 7,0$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

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

La Formazione prosegue verso l'alto con una successione di colate intercalate a scorie per uno spessore complessivo di circa 40 m (fig. 58). Le colate hanno colore marrone e caratteristiche petrografiche simili al *neck* (membro Belvedere) che le alimenta, ma con porfiricità più bassa. Esse sono ricoperte da una sequenza dello spessore massimo di 180 m (fig. 59). 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 autobrecciate. 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 colore 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. Brecce e colate hanno la stessa composizione mineralogica e chimica (fig. 60 e sezione stratigrafica n. 6 in Appendice 2).



Fig. 58 - *Neck* del Vulcano Giannicola (membro Belvedere, Formazione Serra Giannicola Grande) che alimenta le colate presenti al tetto (foto R. Barbagallo).
- *Volcano Giannicola neck (Belvedere member, Serra Giannicola Grande Formation) feeding the lava flows cropping out at the top.*

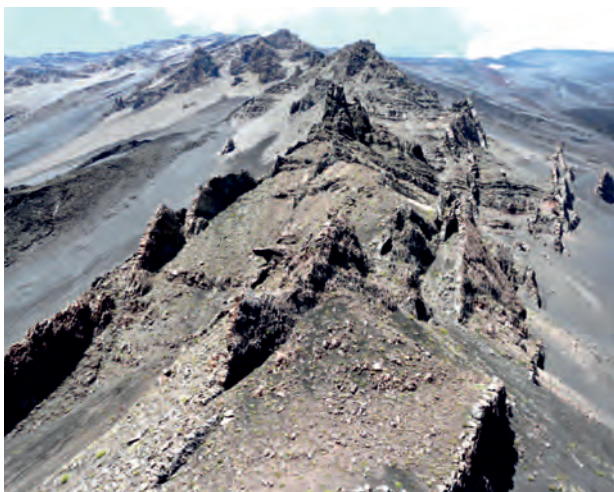


Fig. 59 - La successione piroclastica e lavica della Formazione Serra Giannicola Grande visibile dal *neck* intersecata da numerosi dicchi (foto R. Barbagallo).
- *Pyroclastic and lava succession related to the Serra Giannicola Grande Formation as seen from the neck.*

La Formazione è 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 il collasso della Valle del Bove ha portato alla luce sia la zona di alimentazione (membro Belvedere) che è intrusa nel Vulcano Trifoglietto, sia i prodotti emessi dal *neck* (colate e lave autobrecciate sovrastanti).

4.3.2.3. - Vulcano Salifizio

Si tratta di un apparato eruttivo localizzato a est del Vulcano Trifoglietto. È stato definito per la prima volta da GROPELLI (1992) e da CALVARI *et alii* (1994). 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 Vavalaci e la Val Calanna, oltre al versante esterno della Valle del Bove.

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 dei Vulcani Trifoglietto e Monte Cerasa. A tetto il Vulcano Salifizio è ricoperto dai prodotti dei vulcani Cuvigghiuini ed Ellittico, mentre non presenta rapporti stratigrafici con il Vulcano Giannicola, lasciando incerta la posizione stratigrafica.

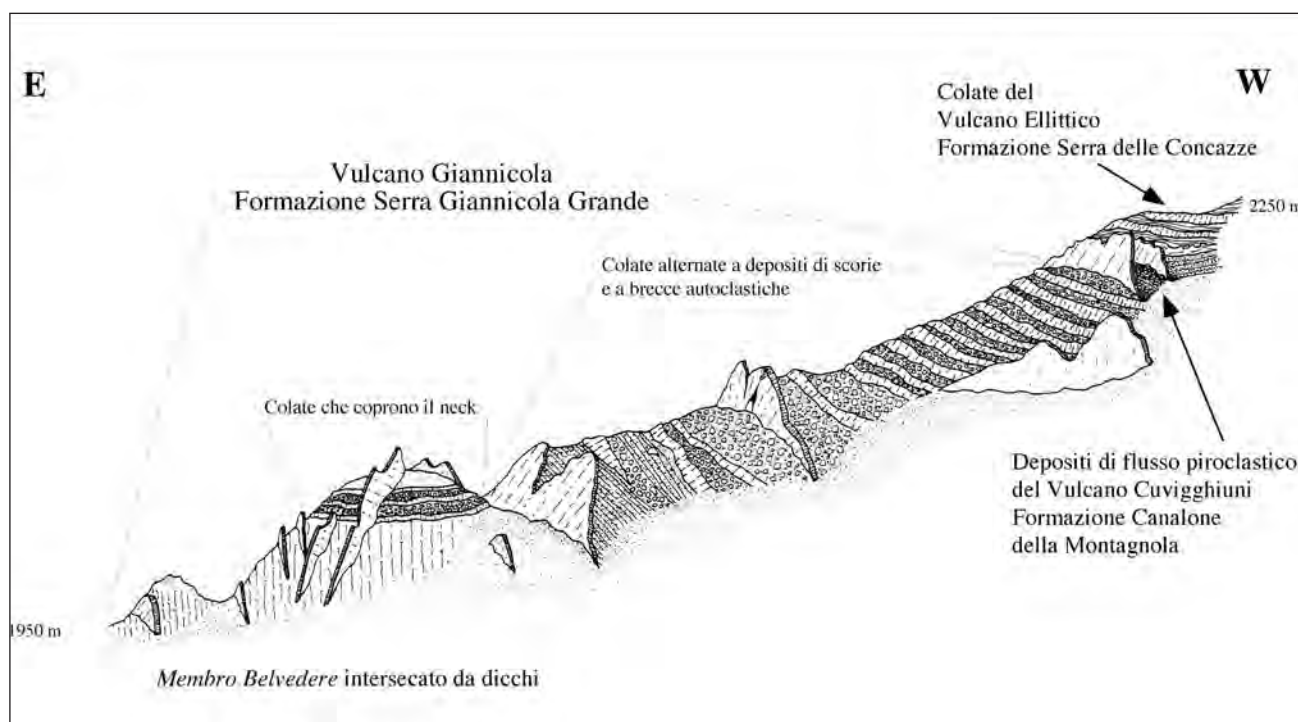


Fig. 60 - Rappresentazione della successione stratigrafica affiorante lungo Serra Giannicola Grande visibile da nord (modificato da CALVARI *et alii*, 1994).
- *Representation of the stratigraphic succession along the Serra Giannicola Grande, as visible from north (modified from CALVARI *et alii*, 1994).*

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

Formazione Valle degli Zappini (15)

La Formazione, definita per la prima volta da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994), 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 fino alla base di Monte Zoccolaro. La Formazione inoltre affiora lungo il fianco esterno della Valle del Bove nel Vallone del Tripodo e nella Valle 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, la Formazione presenta spessori decametrici e si chiude alla base di Monte Zoccolaro obliterata dalle colate recenti.

La Formazione poggia sulla formazione Piano del Trifoglietto con un contatto di discordanza angolare ed erosiva associata a un deposito di breccie di smantellamento (fig. 55). 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. 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 litologia: le colate sovrastanti sono infatti leucocrate e hanno fenocristalli di dimensioni maggiori.

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 fino 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. La composizione delle lave è mugearitico-benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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 grigiastrea. I livelli sono generalmente poco saldati e solo raramente presentano un accenno di stratificazione. Gli orizzonti più potenti si rinvencono di solito alla base della sequenza a contatto con i prodotti del Trifoglietto.

Alle colate sono associati anche piccoli *plug*, *sill* e dicchi che attraversano i prodotti del Trifoglietto 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 Trifoglietto (GROPELLI, 1992; CALVARI *et alii*, 1994) e, adesso, 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 Trifoglietto sono stati rinvenuti anche numerosi *sill*, particolarmente diffusi da Serra dell'Acqua fino alla Valle degli Zappini, e numerosi dicchi con direzioni differenti e ubicati prevalentemente nei dintorni di Serra dell'Acqua (sezione-tipo n. 1 in Appendice 2; sezioni di supporto nn. 2, 3 4 in Appendice 2).

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° (fig. 55). 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 Trifoglietto, come sostenuto anche da KIEFFER (1985). Tale centro è stato identificato nel Vulcano Salifizio, sviluppatosi lungo il fianco orientale del Vulcano Trifoglietto.

Formazione Serra del Salifizio (16)

La Formazione, definita per la prima volta da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994), è costituita da colate laviche intercalate a scorie e a livelli

metrici di breccie epiclastiche. Alla Formazione sono 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 dalla parete sud-occidentale della Valle del Bove fino alla Valle degli Zappini e al Vallone del Tripodo.

Lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove la Formazione presenta spessori massimo di 50 m in Serra del Salifizio, per poi ridursi progressivamente a pochi metri in Serra Vavalaci, dove chiude a *pinch out* sopra le colate della Formazione Valle degli Zappini.

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. La Formazione si distingue inoltre dalle unità sottostanti per una diversa associazione mineralogica 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 o non si è depositata, il contatto con i prodotti sovrastanti (Formazioni Canalone della Montagnola, Pizzi Deneri e Piano Provenzana, membro Tripodo) è costituito da breccie di smantellamento in forte discordanza angolare ed erosiva. 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.

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 e lungo la Schiena dell'Asino. 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 (sezione-tipo n. 2 e sezioni di supporto n. 3 in Appendice 2). La composizione delle lave è prevalentemente benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

Una colata, stratigraficamente tra le più alte di questa Formazione, è stata datata a $85,6 \pm 6,8$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

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.

formazione Acqua della Rocca (17)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), 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 Pomiciario. 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 fino a chiudersi.

Il limite a letto è in leggera discordanza angolare rispetto ai prodotti vulcanoclastici delle Formazioni Valle degli Zappini e Serra del Salifizio, ma il contatto risulta spesso nascosto dalla copertura detritica. Il limite a tetto è costituito dalle piroclastiti di caduta appartenenti al membro Cubania della formazione Pietracannone, o dalle colate della Formazione Serra delle Concazze in netta discordanza angolare ed erosiva.

La formazione è costituita da colate con spessori fino a 10 m, massive, e di colore grigio-bruno. Le colate presentano una paragenesi costituita da fenocristalli di plagioclasio fino 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 fino a 20 m. Le breccie sono eterolitologiche, eterometriche, con clasti generalmente subangolari, aventi dimensioni massime fino 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 fino 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 fino 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 prodotto da un'attività di fontana di lava. La composizione delle lave è prevalentemente benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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 Zapini e Serra del Salifizio.

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

4.3.2.4. - 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 CALVARI *et alii* (1994), BRANCA *et alii* (2009; 2011a).

Il Vulcano Cuvigghiuni è costituito da due unità litostratigrafiche di rango formazionale (formazione Serra Cuvigghiuni, Formazione Canalone della Montagnola) 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 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 è riconoscibile per la presenza di una massa subintrusiva associata a colate laviche arealmente poco disperse, affiorante a quota 2300 m circa lungo Serra Cuvigghiuni. 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 Vavalaci. 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 Vulcano Cuvigghiuni costituisce quindi 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.

formazione Serra Cuvigghiuni (18)

Questa formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), è costituita da numerosi corpi subvulcanici intrusi nella sequenza del Vul-

cano Trifoglietto, e da sottili colate alimentate da una di queste masse e affioranti lungo la cresta di Serra Cuvigghiuni (figg. 61, 62 e sezione stratigrafica n. 5 in Appendice 2). 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 (18a)

Questo membro, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009), è costituito da masse subintrusive, tra cui *neck* e dicchi (fig. 61), 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 Vavalaci tra 1950 e 2050 m di quota. Questi corpi presentano dimensioni variabili da pochi metri fino a oltre 300 m, e raggiun-

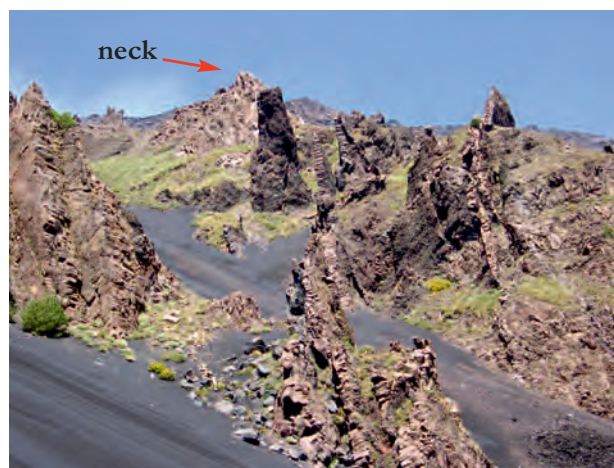


Fig. 61 - Neck e dicchi del membro Laghetto (formazione Serra Cuvigghiuni) intrusi nelle vulcaniti della formazione Piano del Trifoglietto lungo Serra Cuvigghiuni (foto R. Barbagallo).

- Necks and dikes of Laghetto member (Serra Cuvigghiuni formation) hosted by volcanics of Piano del Trifoglietto formation along Serra Cuvigghiuni.



Fig. 62 - Il neck più alto che affiora lungo Serra Cuvigghiuni e che alimenta le soprastanti colate (foto R. Barbagallo).

- The highest neck cropping out along Serra Cuvigghiuni and feeding the above lava flows.

gono spessori fino a 80 m. I contatti sono generalmente subverticali, molto netti, e 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.

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 fino 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. La composizione delle lave è mugearitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

Il *neck* che affiora tra quota 2150 e 2250 m in Serra Cuvigghiuni (fig. 62), è l'unico che con sicurezza ha alimentato colate, si presenta in pianta di forma ellissoidale allungata in direzione E-O, di colore dal grigio al rosato, e si è intruso nel Vulcano Trifoglietto.

Due dicchi appartenenti a questo membro sono stati datati a $69,7 \pm 4,6$ ka e $65,3 \pm 4,4$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

A quota 2250 m sono visibili le colate alimentate dal *plug* posizionato più in alto in Serra Cuvigghiuni. Qui il *neck* dà origine a una sequenza lavica alla cui base sono presenti 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. 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 Cuvigghiuni 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 chiudere lateralmente nel giro di poche decine di metri.

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 $5-10^\circ$). 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.

Le masse subintrusive (membro Laghetto), a cui è associata la sequenza di colate, rappresentano la prima fase del Vulcano Cuvigghiuni, che si è formato sul fianco occidentale del Vulcano Trifo-

glietto. I corpi subvulcanici tendono a disporsi lungo un asse di direzione E-O, che sembra essere stata la via preferenziale di risalita dei magmi durante l'attività di questo centro.

Formazione Canalone della Montagnola (19)

La Formazione, definita per la prima volta da GROPELLI (1992) e CALVARI *et alii* (1994), è costituita da una successione formata nella porzione inferiore da colate laviche (fig. 63) e in quella superiore da depositi piroclastici ed epiclastici di colore, spessore e provenienza assai variabili, con intercalate rare e sottili colate laviche (fig. 64). Rispetto a BRANCA *et alii* (2009), in questo lavoro, come in BRANCA *et alii* (2011), è stata inclusa in questa unità anche la formazione Volta del Girolamo data la sua modesta estensione e l'assenza di significativi caratteri litologici distintivi.



Fig. 63 - La successione di colate che si rinviene nella parte inferiore della Formazione Canalone della Montagnola intersecata da un dicco (foto R. Barbagallo).

- Lava flow succession cropping out in the lower portion of Canalone della Montagnola Formation.

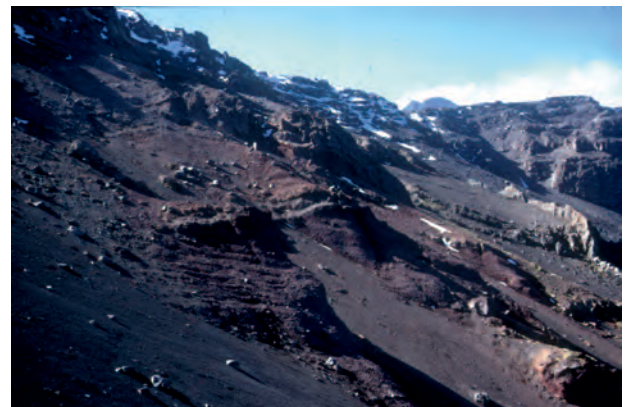


Fig. 64 - La successione piroclastica della Formazione Canalone della Montagnola in cui sono presenti locali discontinuità angolari.

- Pyroclastic succession of Canalone della Montagnola Formation. Local angular unconformities are visible.

La Formazione affiora principalmente 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. La Formazione affiora anche sul versante esterno della Valle del Bove a ovest della Montagnola (Volta del Girolamo), e in isolate “dagale” nei pressi di Rocca Sabbiosa.

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 Valalaci fino 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 (fig. 65) appartenente alla Formazione Canalone della Montagnola copre, in netta discordanza angolare, rispettivamente le breccce 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 breccce 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 breccce decimetriche con scarsa matrice e con clasti molto alte-



Fig. 65 - Deposito di flusso piroclastico al tetto della Formazione Canalone della Montagnola, vedi figura 66 (foto R. Barbagallo).
- Pyroclastic flow deposit located at the upper boundary of Canalone della Montagnola Formation.

rati. 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).

La base della Formazione Canalone della Montagnola (sezione-tipo n. 5 e sezioni di supporto nn. 3, 4 e 6 in Appendice 2) è costituita da una successione prevalentemente lavica (fig. 63). 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 (circa 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 Valalaci. 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. I livelli epiclastici presentano lo stesso spessore, ma hanno colorazione grigiastra. La composizione delle lave è mugearitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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 breccce, rari e sottili flussi lavici (1 m), livelli epiclastici grigiastri sottilmente stratificati (fig. 66). 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. 64).

La formazione è costituita nella parte più alta affiorante in località Volta del Girolamo 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

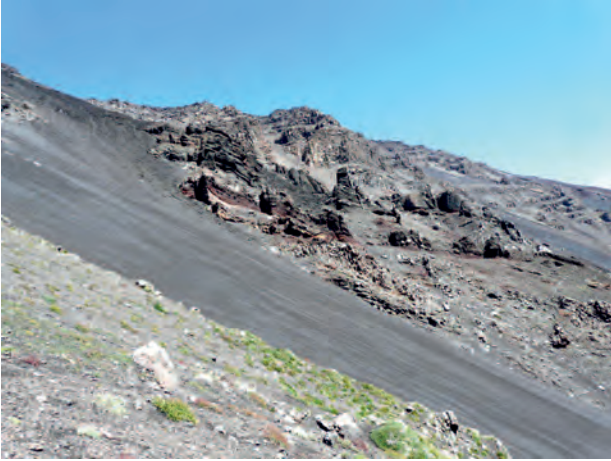


Fig. 66 - La parte superiore della Formazione Canalone della Montagnola caratterizzata da prevalenti depositi piroclastici immergenti verso NE (foto R. Barbagallo).

- *The upper Canalone della Montagnola Formation, characterised by mainly pyroclastic deposits.*

immersione verso S e 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. Questa sequenza lavica, in base alle giaciture, è stata emessa da una bocca eruttiva localizzata in corrispondenza del limite meridionale di Piano del Lago.

Tre colate appartenenti alla porzione inferiore

della Formazione sono state datate a $79,6 \pm 4,2$ ka, $79,0 \pm 6,0$ ka e $70,2 \pm 3,0$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

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 vicine, e almeno in parte contemporaneamente attive, appartenenti al Vulcano Cuvigghiuni.

4.4. - SUPERSINTEMA STRATOVULCANO

Il Supersintema Stratovulcano è l'unità stratigrafica arealmente più estesa arrivando a costituire oltre il 95% delle vulcaniti del Distretto Vulcanico del Monte Etna. Il Supersintema è stato definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a) ed è suddiviso in due Sintemi, Concazze e il Piano, separati da una discontinuità vulcano-tettonica, il collasso calderico del Vulcano Ellittico. I limiti del Supersintema sono descritti in tabella 2 e visibili in figura 67.

4.4.1. - Sintema Concazze

Il Sintema Concazze affiora prevalentemente lungo la parete settentrionale e occidentale della Valle del Bove e ricopre localmente il basso versante etneo, in particolare nei settori nord-occidentale,



Fig. 67 - Marcata discontinuità angolare tra i Supersintemi Valle del Bove e Stratovulcano indicata dalla linea a tratto bianca. Le linee a tratto bianche più piccole evidenziano la giacitura.

- *Evident angular unconformity between Valle del Bove and Stratovulcano Supersynthems.*

sud-occidentale e sud-orientale. È stato definito per la prima volta da CALVARI *et alii* (1994) e da COLTELLI *et alii* (1994) e modificato successivamente da BRANCA *et alii* (2011a) per quanto riguarda il limite inferiore. Al suo interno è stato riconosciuto un solo litosoma (Vulcano Ellittico) e sono state identificate sei unità litostratigrafiche, di cui una vulcano-sedimentaria (formazione Simeto).

I limiti del Sintema Concazze sono descritti in tabella 2.

4.4.1.1. - 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, dalla quota di circa 1800 m s.l.m.

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 Monte Cerasa. Essa costituisce una complessa e potente successione vulcanica, suddivisa in due Formazioni (Formazioni Serra delle Concazze e Pizzi Deneri) ed estesa da Monte Scorsone a Pizzi Deneri. Il versante occidentale dell'Ellittico è, invece, in gran parte mantellato dalle colate del Sintema Il Piano, ad eccezione dell'area di Punta Lucia. 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 Trifoglio e Salifizio, costituivano una barriera morfologica alla sua estensione verso sudest. 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. I prodotti del vulcano Ellittico affiorano anche in diversi settori alla base dell'edificio etneo e sono stati raggruppati nella formazione Piano Provenzana. Inoltre il versante sud-occidentale dell'Etna è interessato da numerose fratture eruttive anche a bassa quota le cui vulcaniti, assai peculiari dal punto di vista litologico, sono state inserite nella formazione Monte Calvario.

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).

Formazione Serra delle Concazze (20)

Questa Formazione, definita per la prima volta da COLTELLI *et alii* (1994), è costituita da una successione di colate intercalate ad abbondanti depositi piroclastici, e 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, e le ridotte successioni affioranti lungo le pareti occidentale e meridionale della medesima valle.

Lungo la parete settentrionale della Valle del Bove la Formazione è caratterizzata da un'alternanza tra prodotti clastici e vulcanoclastici con colate laviche di spessore anche considerevole e dotate di buona continuità areale (fig. 68). 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. Lo spessore risulta compreso tra i 100 e i 250 m circa, con gli spessori maggiori che ricadono in corrispondenza di paleodepressioni. A letto la Formazione si sovrappone in discordanza angolare sulla Formazione Monte Scorsone (Vulcano Monte Cerasa), mentre verso l'alto è delimitata dalla Formazione Pizzi Deneri che la ricopre con locali discordanze angolari.

Nel suo insieme la successione è composta da prodotti piroclastici di flusso e di caduta spesso rimaneggiati, breccie 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. sezioni stratigrafiche di dettaglio nn. 7, 8, 9 e 10 (in Appendice 2) 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. Nell'ambito delle vulcanoclastiti sono presenti breccie di esplosione a Rocca della Valle e nella porzione medio-alta della parete posta a nord di Monte Simone. Alcuni orizzonti vulcanoclastici costituiti da breccie ad abbondante matrice gialla-

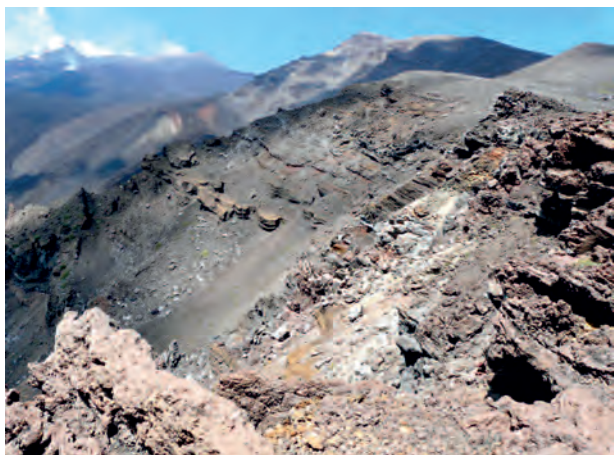


Fig. 68 - Successione prevalentemente piroclastica appartenente alla Formazione Serra delle Concazze e affiorante nella località omonima, sullo sfondo a sinistra i crateri sommitali in degassamento. (foto R. Barbagallo).
- *Mainly pyroclastic succession belonging to the Serra delle Concazze Formation and cropping out in Serra delle Concazze.*

stra e *lahar* si presentano privi di gradazione e sono probabilmente legati a fenomeni di interazione magma-acqua. La composizione delle lave varia da hawaiiitica a benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a).

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.

Lungo le pareti occidentali e meridionali della Valle del Bove la Formazione è costituita da limitate colate laviche affioranti in Serra Giannicola Grande e in Serra Giannicola Piccola. La migliore esposizione dei prodotti relativi a questa Formazione era offerta, in questa zona, dagli affioramenti di Serra Giannicola Piccola (cfr. sezione stratigrafica di dettaglio, n. 7 in Appendice 2) per uno spessore complessivo di quasi 200 m, anche se non era visibile il limite a letto; adesso la successione si presenta completamente ricoperta dall'attività eruttiva degli ultimi anni. Altre colate laviche sempre appartenenti a questa Formazione affiorano nella zona di Monte Zoccolaro, Val Calanna e Vallone San Giacomo. Il contatto tra i prodotti della Formazione Serra delle Concazze e quelli dei vulcani precedenti (Vulcano Giannicola e Vulcano Cuvigliuni) è assai limitato in affioramento, ed è caratterizzato da una netta discordanza angolare, come visibile in Serra Giannicola Grande poco sotto il cono del 1908 (fig. 67). Una discordanza angolare è visibile anche a est di Monte Zoccolaro, dove le vulcaniti di questa Formazione si sovrappongono

a quelle della formazione Monte Fior di Cosimo. Questi depositi sono attribuiti alla Formazione Serra delle Concazze del 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°), all'aumento dello spessore della sequenza verso nord e alle caratteristiche petrografiche delle lave confrontabili con la parte inferiore della sequenza del Vulcano Ellittico affiorante lungo la parete settentrionale della Valle del Bove.

Due colate campionate lungo il versante settentrionale e quello meridionale della Valle del Bove sono state datate rispettivamente a $56,6 \pm 15,4$ ka e $41,3 \pm 6,2$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

Formazione Pizzi Deneri (21)

La Formazione Pizzi Deneri, denominata per la prima volta da COLTELLI *et alii* (1994) e modificata successivamente da BRANCA *et alii* (2009; 2011a), è composta da due successioni di lave che costituiscono due membri litologicamente ben distinti, essendo caratterizzate da un grado di porfiricità crescente verso l'alto, e separati anche da una lieve discordanza angolare. Tra le colate laviche sono frequenti depositi clastici caotici tipo *lahar* ed epiclastici più ricchi di matrice fine, di colore giallastro.

Questa Formazione 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 nella zona di Punta Lucia.

Lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, la Formazione affiora in sezione lungo la parete della Valle del Leone (fig. 69), mentre costituisce



Fig. 69 - Successione prevalentemente lavica con intercalazioni di depositi epiclastici in Rocca della Valle (Formazione Pizzi Deneri) (foto R. Barbagallo).
- *Mainly lava flows succession and minor epiclastic deposits in Rocca della Valle (Pizzi Deneri Formation).*

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 appartenenti a questa Formazione, contemporanee alle ultime fasi di attività dell'Ellittico. Lo spessore complessivo della Formazione in questo settore supera i 150 m, 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. Lungo la parete occidentale della Valle del Bove lo spessore varia da oltre 200 m, un tempo visibile a Serra Giannicola Piccola (cfr. sez. stratigrafica n. 7 in Appendice 2) e ancora esposto in Serra Giannicola Grande (cfr. sez. stratigrafica n. 6 in Appendice 2) fino a chiudersi verso sud a *pinch out* a Serra Cuvigghiuni sopra uno dei depositi di flusso piroclastico stratigraficamente più alti del Vulcano Cuvigghiuni in corrispondenza della Cisternazza. La formazione affiora verso sud, oltre che in località Belvedere, fino a Serra Cuvigghiuni, Schiena dell'Asino e alla Strada Provinciale 92. Nella zona di Punta Lucia le colate e le breccie epiclastiche appartenenti a questa formazione costituiscono una "dagala" circondata dalle colate recenti delle formazioni Pietracannone e Torre del Filosofo. In quest'ultima località la base della Formazione non è visibile e lo spessore massimo affiorante è di circa 40 m.

A letto la Formazione Pizzi Deneri si sovrappone attraverso un contatto localmente discordante alla Formazione Serra delle Concazze, e in netta discordanza angolare con la Formazione Canalone della Montagnola (Vulcano Cuvigghiuni) lungo la parete occidentale della Valle del Bove. A tetto la Formazione è ricoperta in chiara discordanza angolare dalle vulcaniti della formazione Portella Giumenta, anche se localmente in parconcordanza, come lungo il versante nord-occidentale dell'Etna (Punta Lucia) e lungo la parete occidentale della Valle del Bove. Quando il contatto a tetto è con le colate delle formazioni Pietracannone e Torre del Filosofo risulta sempre di discordanza angolare ed erosionale.

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 (sezione stratigrafica n. 8 in Appendice 2).

membro inferiore (21a)

Il membro, definito per la prima volta da COLTELLI *et alii* (1994) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a) è costituito da una fitta alternanza di colate laviche di vario spessore, massive, talvolta autobrecciate, e

livelli di breccie piroclastiche ed epiclastiti; le lave sono subafiriche con rari fenocristalli di plagioclasio e piccoli fenocristalli di pirosseno e olivina. I depositi epiclastici sono costituiti da breccie, *labar* di colore giallastro, a elementi lavici generalmente spigolosi con fenocristalli di plagioclasio. La composizione delle lave varia da hawaiiitica a mugearritica (BRANCA *et alii*, 2009a).

Due colate campionate lungo il versante settentrionale della Valle del Bove sono state datate a $32,5 \pm 17,8$ ka e $29,1 \pm 10,6$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

membro superiore (21b)

Il membro, definito per la prima volta da COLTELLI *et alii* (1994) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a) è costituito da lave porfiriche a grana grossa ("cicirara"), costituite da fenocristalli centimetrici isorientati di plagioclasio, accompagnati da meno abbondante olivina. Nella parte sommitale sono presenti localizzati depositi di *labar* a elementi lavici con fenocristalli di plagioclasio, con spessore massimo di circa 10 m e che si rastremano lateralmente in poco spazio. Nella parte alta del membro sono presenti colate porfiriche a grana grossa ("cicirara"), vescicolate, con fenocristalli pluricentimetrici di plagioclasio, e con pirosseni e olivina di dimensioni minori. Lo spessore massimo del membro è di 50 m lungo la parete settentrionale della Valle del Bove, e fino a 100 m lungo quella occidentale, dove le singole colate di colore grigio-bruno raggiungono spessori fino a 20 m (fig. 70). Lo spessore delle colate diminuisce lungo la Schiena dell'Asino, dove si raggiungono, talora, spessori massimi di 5 m. La composizione delle lave varia da hawaiiitica a mugearritica (BRANCA *et alii*, 2009a).

La giacitura dell'intera Formazione Pizzi Deneri varia a seconda della zona di affioramento: lungo la parete settentrionale della Valle del Bove immerge verso NE di $10-35^\circ$, nella zona di Punta Lucia verso NO di 30° , mentre da Serra Giannicola Grande verso sud è suborizzontale (figg. 67 e 70), poiché le colate si accumulano in una zona depressa, compresa tra i vulcani Trifoglioletto, Giannicola e Cuvigghiuni a sud-est ed Ellittico a nord-ovest.

La correlazione delle tre arealmente distinte successioni si basa, come per la sottostante Formazione Serra delle Concazze, sulla litologia e sulle caratteristiche giaciture e geometriche.

formazione Piano Provenzana (22)

Questa formazione, definita per la prima volta in BRANCA *et alii* (2009), comprende tutti i prodotti vulcanici localizzati in posizione esterna rispetto alla successione vulcanica dell'Ellittico affiorante

lungo le pareti della Valle del Bove e nella zona di Punta Lucia, e quindi non correlabili a essa in mancanza di relazioni dirette.

La formazione è costituita da numerose colate laviche e coni di scorie affioranti principalmente nelle aree periferiche dell'edificio vulcanico etneo e nell'area di Piano Provenzana-Rift di NE. I caratteri litologici e morfologici di ciascuna colata sono riportati in Appendice 1 (tabella 4) e identificati sulla carta geologica da un acronimo costituito da due lettere, oltre al numero della formazione (22). La composizione delle lave varia da hawaïtica a benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2009a). In questa formazione sono stati, inoltre, riconosciuti due membri, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee, la cui posizione stratigrafica è indeterminabile. Essi sono stati denominati membro Tripodo e membro Tagliaborsa e affiorano rispettivamente lungo la parete meridionale della Valle del Bove (Piano della Lepre) e a ovest di Giarre in località Tagliaborsa. Lo spessore massimo della formazione è circa 50 m.

Sono state datate 5 colate ubicate in posizione distale rispetto all'attuale edificio vulcanico, di cui 4 sono localizzate nel settore nord-occidentale ($42,1 \pm 10,4$ ka, $40,9 \pm 14,4$ ka, $30,8 \pm 21,2$ ka e $28,7 \pm 12,6$) e una nel settore sud-orientale $32,9 \pm 10,6$ ka (DE BENI *et alii*, 2011; DE BENI & WIJBRANS, questo volume).

membro Tagliaborsa (22a)

Il membro Tagliaborsa, definito per la prima volta in BRANCA *et alii* (2009), è costituito da una successione di livelli piroclastici alternati a depositi epiclastici, eolici o alluvionali, affiorante sul basso



Fig. 70 - Colate laviche di spessore da 10 a 20 m lungo la parete del Belvedere (Formazione Pizzi Deneri). L'ispessimento è dovuto all'ostacolo morfologico costituito dai Vulcani Trifoglietto, Giannicola e Cuvigghiuni (foto R. Barbagallo).

- Lava flows, 10 to 20 m thick cropping out along the Belvedere (Pizzi Deneri Formation). The thickening is due to the morphological barrier made by Trifoglietto, Giannicola and Cuvigghiuni Volcanoes.

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 dalla località omonima a nord di Giarre in cui affiora la sequenza completa. I depositi di questo membro sono esposti in numerosi tagli naturali o in cave e sono spessi generalmente alcuni metri fino a un massimo di oltre 10 m.

La successione vulcanoclastica del membro Tagliaborsa poggia alla base sui depositi di flusso piroclastico appartenenti al lito-orizzonte Cava Grande localmente separati da 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 Pietracannone), 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 pomice caratterizzati dall'abbondanza di fenocristalli di plagioclasio e pirosseno con minor anfibolo, comunque 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. La composizione delle scorie varia da basaltica a hawaïtica, mentre le pomice risultano di composizione mugearitica. Complessivamente la successione vulcanoclastica copre un lungo intervallo di tempo compreso tra 80 e 16 ka (COLTELLI *et alii*, 2000). 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 marcando la fine del primo gruppo che potrebbe essere stato eruttato dai centri vulcanici post-Trifoglietto (DEL CARLO *et alii*, 2004).

La sezione-tipo della successione vulcanoclastica del membro Tagliaborsa affiora alla periferia di Giarre all'interno di una cava, dove la successione vulcanoclastica si trova esposta per uno spessore di 8 m.

membro Tripodo (22b)

Il membro, definito per la prima volta in BRANCA *et alii* (2009), 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 Cuvigghiuni (Formazione Canalone della Montagnola). Il limite con le lave della Formazione Serra del Salifizio si presenta nettamente discordante ed è 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.

Il membro è costituito alla base da sottili colate laviche (spessore massimo 50 cm) molto vescicolate con dispersione areale assai limitata, 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. 71).

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*, 1994; BRANCA *et alii*, 2009a). 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.

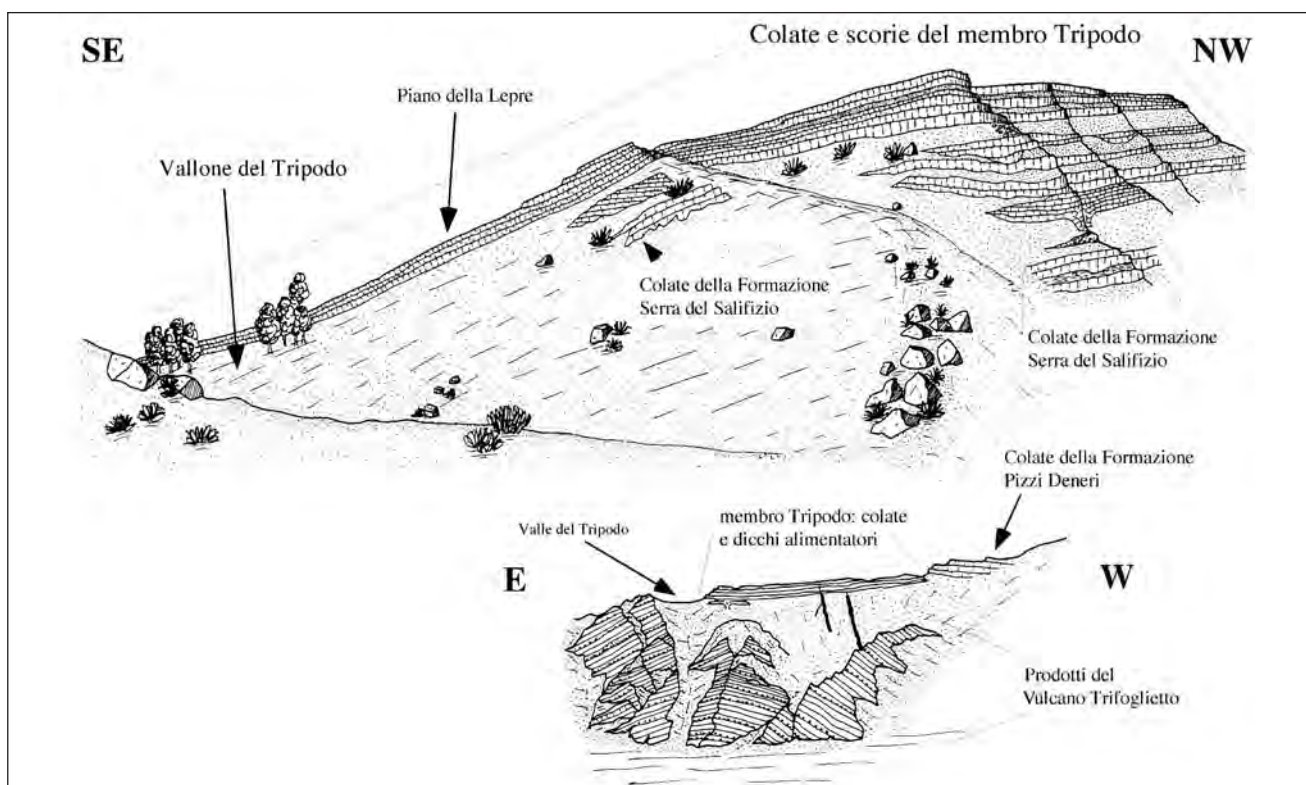


Fig. 71 - Rappresentazione della successione stratigrafica del membro Tripodo e dei rapporti stratigrafici con le unità circostanti nei pressi del Vallone del Tripodo (vista da nord-est) (modificato da CALVARI *et alii*, 1994).

- Representation of the Tripodo member stratigraphic succession and its stratigraphic relationships. View from North-east of the Vallone del Tripodo (modified from CALVARI *et alii*, 1994).

formazione Simeto (23)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita principalmente da depositi di natura alluvionale e subordinatamente di natura detritica. La formazione è costituita da due membri (membro Piano D'Aragona e Contrada Ragaglia) che non presentano rapporti stratigrafici diretti, ma sono stati raggruppati nella stessa formazione poiché hanno la medesima posizione stratigrafica e rappresentano un'importante fase legata ai processi di erosione/sedimentazione lungo la periferia dell'edificio vulcanico etneo.

La formazione affiora principalmente lungo la sponda sinistra del fiume Simeto, in una ristretta area vicino a Randazzo e nel basso versante nord-orientale. Lo spessore della formazione varia da pochi metri fino a 40 m.

membro Piano D'Aragona (23a)

Il membro, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), è dato da depositi alluvionali terrazzati in vari ordini costituiti da un'alternanza di livelli sabbiosi di colore giallastro, con lenti di limi e limi sabbiosi, di livelli limoso-argillosi e livelli conglomeratici. Per gran parte della sua estensione tale membro è coperto da circa 0,5-1 m di suolo agrario.

I conglomerati sono eterolitologici ed eterometrici costituiti da clasti sedimentari e vulcanici, immersi in matrice di colore dal giallo-bruno al grigio-scuro, talvolta cementata. I clasti sedimentari, in prevalenza quarzarenitici, sono arrotondati di dimensioni da pluricentimetriche a decimetriche. I clasti vulcanici sono eterolitologici da arrotondati a sub-spigolosi, di dimensioni da pluricentimetriche a pluridecimetriche. Complessivamente il contenuto dei clasti di natura sedimentaria e vulcanica è molto variabile in percentuale nei diversi livelli.

membro Contrada Ragaglia (23b)

Il membro, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da una complessa successione detritica fortemente ridotta per fenomeni erosivi sin-deposizionali e variabile lateralmente, 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 centimetriche a plurimetriche (fig. 72). Presso Contrada Ragaglia sono inoltre presenti rari frammenti di argille grigio azzurre 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.



Fig. 72 - Il deposito detritico del membro Contrada Ragaglia, formazione Simeto, messo in luce da una frana che ha interessato la scarpata morfologica a ovest di Presa. In alto sulla destra, indicata da una freccia rossa, si osserva la colata massiva di Vena (vn) della formazione Pietracannone, membro inferiore (Foto di S. BRANCA).

- Debris deposit of Contrada Ragaglia member, Simeto formation, cropping out along the morphological scarp westward Presa village. In the right-hand side the Vena lava flow (vn), Pietracannone formation, Lower member, is exposed.

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 centimetriche a decimetriche. 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.

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, riferibili all'eruzione finale del Vulcano Ellittico (formazione Portella Giumenta).

formazione Monte Calvario (24)

La formazione, definita per la prima volta da GROPELLI & NORINI (2011) e da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da breccie laviche autoclastiche spesso alterate per idrotermalismo, associate a colate laviche alimentate da fratture eruttive orientate NE-SW (fig. 73). La formazione affiora solo nel medio e basso versante sud-occidentale del-



Fig. 73 - Lave autoclastiche e breccie lungo la frattura eruttiva localizzata nella cava di Monte Calvario a Biancavilla (formazione Monte Calvario) (foto R. Barbagallo).
- Autoclastic lava and breccia along the eruptive fissure in Monte Calvario quarry (Biancavilla town, Monte Calvario formation).

l'Etna, da Adrano a Ragalna, oltre che localmente nella zone di Monte Maletto (fianco nord-occidentale).

Lo spessore è estremamente variabile, da pochi metri a oltre 100 m. Il massimo spessore si rinviene generalmente dove si localizzano le fratture eruttive, mentre le colate mostrano di solito spessori di circa 10 m.

Il limite di letto della formazione è dato da un brusco cambiamento litologico, mentre le colate risultano in paraconcordanza. Il limite di tetto è costituito da una discordanza angolare oltre a un netto cambiamento litologico con il membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto (formazione Portella Giumenta); tale limite è anche evidenziato localmente da un sottile paleosuolo su cui si è imposta vegetazione di alto fusto, come visibile in alcune cave inattive a nord di Biancavilla. Il limite con le colate delle soprastanti formazioni Pietracannone e Torre del Filosofo è di discordanza angolare ed erosionale.

Le fratture eruttive, tutte orientate NE-SO, e ubicate tra quota 1200 e 400 m, formano prominenti rilievi allungati paralleli alla frattura stessa e sono costituite da breccie autoclastiche, spesso profondamente alterate per circolazione idrotermale con deposizione di minerali di ematite, tremolite e fluoro-edenite. In alcune fratture eruttive è possibile riconoscere il dicco alimentatore, come per esempio nella cava presso Monte Calvario a Biancavilla, uno dei luoghi dove la formazione è meglio esposta. Le colate si presentano spesso di forma tubulare (fig. 74), dello spessore di alcuni metri, massive nella porzione centrale. La lava mostra una tessitura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina e diffusi glomerofiri di piro-

seno e plagioclasio. La pasta di fondo è di colore grigio scuro, rossiccia se alterata. La composizione delle lave è benmoreitica (GROPPELLI & NORINI, 2011).

I caratteri litologici e morfologici di ciascuna colata sono riportati in Appendice 1 (tabella 3) e identificati sulla carta geologica da un acronimo costituito da due lettere, oltre al numero della formazione (24).

formazione Portella Giumenta (25)

Questa formazione, definita per la prima volta da COLTELLI *et alii* (1994), è costituita interamente da tre membri, il membro Osservatorio Etneo, il membro Ragabo e il membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto, che comprendono prodotti piroclastici e lavici generati dalle eruzioni finali prodotte dal Vulcano Ellittico.

Il primo membro affiora in un ampio areale dalla sommità del vulcano fino alla costa ionica, il secondo e il terzo membro sono confinati rispettivamente nella zona di Piano Provenzana e di Biancavilla e S. Maria di Licodia. La relazione tra i tre membri è laterale e corrisponde al passaggio che avviene in prossimità del cambio di pendenza sui fianchi nord-orientale e sud-occidentale tra i depositi piroclastici che giacciono sui versanti acclivi di Pizzi Deneri e Punta Lucia, appartenenti alla successione piroclastica del membro Osservatorio Etneo, e rispettivamente le colate laviche reomorfiche del membro Ragabo che ricoprono la zona pianeggiante di Piano Provenzana e i flussi piroclastici del membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto, che affiorano nella zona omonima. La composizione delle vulcaniti varia da benmoreitica a trachitica (BRANCA *et alii*, 2009a).



Fig. 74 - Colata di lava tubulare nella cava di Monte Calvario a Biancavilla (formazione Monte Calvario) (foto R. Barbagallo).
- Tubular lava flow in Monte Calvario quarry (Biancavilla town, Monte Calvario formation).

membro Osservatorio Etneo (25a)

Il membro Osservatorio Etneo è formato da due tipi di depositi piroclastici: la parte basale è costituita da un deposito di lapilli pomicei, mentre la parte superiore è 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 fino alla costa. Sulla sommità del vulcano affiora all'Osservatorio Etneo (2840 m s.l.m.), da cui prende il nome, fino a circa 2000 m di altitudine sul versante nord-orientale, e a Punta Lucia tra 2900 e 2500 m s.l.m sul versante nord-occidentale. La parte superiore del membro Osservatorio Etneo affiora anche sul Rift di NE. 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 occidentale della Valle del Bove questa sequenza è doppia, cioè affiorano due livelli di pomici alternati a due bancate di brandelli scoriacei saldati (fig. 75). 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 Tagliaborsa della formazione Piano Provenzana. Tali livelli pomicei di ricaduta 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 discordanza angolare sulle lave della Formazione Pizzi Deneri, mentre sul basso versante orientale in prossimità della costa ionica a nord (zona Giarre) ricoprono in concordanza la successione vulcanoclastica del membro Tagliaborsa, e a sud (zona Acireale) coprono parzialmente le colate laviche della formazione Piano Provenzana.

Nella zona sommitale gli affioramenti 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 nord-orientale della caldera dell'Ellittico, sono stati misurati spessori di alcuni metri. Nell'area sommitale dell'Etna il deposito pomiceo si presenta mal classato, costituito da lapilli pomicei e cenere piuttosto abbondante, spesso alterati in superficie e di colore giallo, in genere sub-arrotondati a causa del limitato trasporto post-deposizionale. Il deposito di scorie che costituisce la parte superiore del membro si presenta in facies diverse



Fig. 75 - *Spatter saldati lungo la parete occidentale della Valle del Bove (formazione Portella della Giumentà).*
- *Welded spatter deposits along the Belvedere, western wall of Valle del Bove (Portella della Giumentà formation).*

da zona a zona perché si è formato dalla ricaduta di brandelli scoriacei che poi sono parzialmente rifluiti. 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 (fig. 75). Lo spessore di questi banchi raggiunge i 10 m. Le scorie raggiungono notevoli dimensioni fino a pluridecimetrichi, sono microvescicolate talvolta presentano bandature grigio-neri 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 Etneo corrispondono all'unità D nella ricostruzione tefrostratigrafica di COLTELLI *et alii* (2000). Le età di questi depositi risultano molto vicine tra loro in un intervallo compreso tra 15,5 e 15 ka (COLTELLI *et alii*, 2000).

Data la notevole variabilità e complessità dei depositi piroclastici che formano questo membro, da sottili livelli di lapilli pomicei a spessi banchi di brandelli di scorie saldate, non vi è alcuna sezione stratigrafica che comprenda tutte le facies e quindi non è possibile definire una sezione-tipo.

COLTELLI *et alii*, (2000) sulla base delle correlazioni stratigrafiche tra le sezioni in zone prossimali e distali forniscono un quadro 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. Dal punto di vista stratigrafico questi depositi sono molto importanti poiché affiorano ampiamente sul basso versante orientale dell'Etna e rappresentando un importante marker stratigrafico che separa la successione del Vulcano Ellittico da quella del Vulcano Mongibello. La loro distribuzione e il loro spessore indicano che sono state tutte generate da eruzioni di magnitudo pliniana.

membro Ragabo (25b)

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, 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 circa 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 ge-

neralmente porfiriche, appartenenti alle unità più recenti della successione del Vulcano Ellittico (Formazioni Pizzi Deneri e Piano Provenzana). Lo spessore massimo è di circa 10 m.

Le colate laviche di questo membro sono di tipo reomorfo, 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 acclivi di Pizzi Deneri e del Rift di NE fino a raggiungere la parte subpianeggiante di Piano Provenzana dove si compattavano a formare vere e proprie colate laviche.

membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto (25c)

Il nome originale del membro ignimbrite Biancavilla-Montalto è stato coniato da DE RITA *et alii* (1991). Tale membro affiora nel medio-basso versante sud-occidentale del Monte Etna da 1100 m di altitudine in Contrada Monaci e lungo il Vallone Licodia fino a circa 600 m di altitudine e poco più a nord, in prossimità di Biancavilla, nel parallelo Vallone San Filippo tra 650 e 550 m di altitudine.

Il membro è formato da depositi piroclastici organizzati in quattro unità di flusso (fig. 76) con caratteristiche litologiche anche piuttosto diverse tra loro, e ricopre colate di lava delle formazioni Piana



Fig. 76 - Il membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto (formazione Portella della Giumenta) affiorante lungo il Vallone San Filippo, una delle località tipo (foto R. Barbagallo).

- *Biancavilla-Montalto ignimbrite member (Portella della Giumenta formation) cropping out along Vallone San Filippo, one of the type-site.*

Provenzana e Monte Calvario. Questo membro è a sua volta coperto dalle colate di lava della formazione Pietracannone. I depositi sono classificati come flussi di scorie, pomici e ceneri che includono agglutinati scoriacei, brandelli reomorfici e blocchi litici di lava in un'abbondante matrice cineritica fine di colore giallo (fig. 77). Localmente i depositi risultano induriti e talvolta litificati prendendo un colore più rossastro e mostrando grandi giunti colonnari. In C.da Monaci e nel Vallone Licodia affiorano le tre unità di flusso più basse che sono generalmente poco indurite, tra queste la basale è un po' più ricca di matrice fine, specie negli affioramenti di C.da Monaci. Nel vallone San Filippo (fig. 76) affiora tutta la sequenza completa che include anche l'unità superiore che è più litificata e presenta localmente giunti colonnari. Pertanto nel vallone San Filippo è ubicata la sezione-tipo del membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto.

Le caratteristiche dei depositi suggeriscono che le ignimbriti siano state originate da flussi piroclastici di elevata concentrazione che hanno prodotto depositi con un alto rapporto di aspetto. I clasti iuvenili contengono rari fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e anfibolo. Lo spessore massimo è di 16 m.

4.4.2. - Sintema Il Piano

Il Sintema Il Piano affiora su circa l'88% della superficie del Distretto Vulcanico del Monte Etna. È stato definito per la prima volta da CALVARI *et alii* (1994) e da COLTELLI *et alii* (1994). Al suo interno è stato riconosciuto un solo litosoma, il Vulcano Mongibello, che costituisce l'edificio attualmente in attività, e sono state identificate due unità litostratigrafiche (formazione Pietracannone e Torre del Filosofo).



Fig. 77 - Particolare del membro ignimbrite di Biancavilla-Montalto (formazione Portella della Giumentà). Si riconoscono gli *spatter* e le scorie (foto R. Barbagallo).

- Detail of Biancavilla-Montalto ignimbrite member (Portella della Giumentà formation): red *spatters* and scoria.

I limiti del Sintema Il Piano, descritti in dettaglio in tabella 2, sono rappresentati alla base da una discontinuità vulcano-tettonica, il collasso calderico del Vulcano Ellittico, e al tetto dalla superficie topografica.

4.4.2.1. - Vulcano Mongibello

Il Vulcano Mongibello è formato dai prodotti eruttati negli ultimi 15 ka (formazioni Pietracannone e Torre del Filosofo) che coprono in maniera uniforme la maggior parte della superficie dell'edificio vulcanico (circa l'88%), definendo l'assetto morfologico attuale del Monte Etna, mantellando la morfologia preesistente nella zona sommitale e obliterando quasi completamente le strutture vulcaniche più antiche nelle aree distali.

L'attività eruttiva sommitale del vulcano Mongibello ha quasi del tutto colmato la caldera dell'Ellittico. Il fianco orientale del vulcano Mongibello 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; 2004). 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) e che costituisce il limite tra le due formazioni (BRANCA *et alii*, 2011a). L'attività eruttiva storica degli ultimi 2 ka (formazione Torre del Filosofo) ha colmato del tutto questa caldera, formando il cono sommitale. L'orlo meridionale della caldera del Piano era localizzato a circa 2900 m s.l.m., in corrispondenza del rifugio Torre del Filosofo, all'interno del quale si sviluppa un'area caratterizzata da una morfologia sub-pianeggiante delimitata a 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.

Formazione Pietracannone (26)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita da una complessa successione vulcanica che è stata divisa in cinque membri, ciascuno costituito da un corpo con caratteristiche litologiche omogenee. In particolare si tratta di una successione lavica che include depositi piroclastici prossimali, quali coni di scorie, e distali (sottili depositi di ricaduta) generati durante eruzioni sia laterali che sommitali comprese tra la formazione della caldera dell'Ellittico (15 ka) e quella de Il Piano (122 a.C.). Tale successione è stata divisa in due membri (inferiore e superiore) dal lito-orizzonte piroclastico

FS (età radiocarbonio: 3960 ± 60 anni dal presente, COLTELLI *et alii*, 2000). La composizione delle lave varia da basaltica a benmoreitica (BRANCA *et alii*, 2011a). Una successione piroclastica di caduta con intercalati livelli di depositi eolici e paleosuoli è rappresentata dal membro Cubania. Infine una complessa successione vulcanoclastica, connessa con la formazione della Valle del Bove, è stata divisa in due membri chiamati Milo e Chiancone.

membro inferiore (26l)

Il membro, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da colate laviche, coni di scorie, bastioni di scorie saldate e depositi piroclastici di caduta distali generati da eruzioni laterali e sommitali comprese tra la formazione della caldera dell'Ellittico (15 ka) e l'eruzione del lito-orizzonte piroclastico FS. Il membro include anche le colate laviche di riempimento della caldera dell'Ellittico, esposte in Valle del Leone e lungo la parete occidentale della Valle del Bove.

I campi lavici sono caratterizzati da morfologie prevalenti di tipo *aa* e raramente *pahoehoe* e presentano una copertura discontinua costituita da suolo, depositi epiclastici e piroclastici con spessori variabili da poche decine di centimetri a oltre un metro. Le lave hanno una tessitura variabile da afirica ad altamente porfirica con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e dimensioni variabili. La descrizione della litologia, della morfologia e distribuzione delle fessure eruttive e delle altre caratteristiche salienti è riportata per ogni singola colata in Appendice 1 (tab. 2).

membro superiore (26u)

Il membro, definito in BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da colate laviche, coni di scorie, bastioni di scorie saldate e depositi piroclastici di ricaduta distali generati da eruzioni laterali e sommitali avvenute dopo l'eruzione del lito-orizzonte piroclastico FS e prima della formazione della Caldera de Il Piano. Il membro include anche depositi di breccia e depositi di flusso del tipo "*block-and-ash*".

I campi lavici sono caratterizzati da morfologie prevalenti di tipo *aa* e raramente *pahoehoe* e presentano una copertura discontinua costituita da suolo, depositi epiclastici e piroclastici con spessori variabili da poche decine di centimetri a oltre un metro (fig. 78). Le lave hanno una tessitura variabile da afirica ad altamente porfirica con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e dimensioni variabili. La descrizione della litologia, della morfologia e distribuzione delle fessure eruttive e delle altre caratteristiche salienti è riportata per ogni singola colata in Appendice 1 (tab. 2).



Fig. 78 - Colata lavica di Trecastagni, membro superiore, formazione Pietracannone, coperta dal deposito piroclastico del 122 a.C. a sua volta coperto da suolo (foto di E. De Beni).

- Trecastagni lava flow of the upper member, Pietracannone formation, covered by the pyroclastic deposit of the 122 B.C. and by soil.

membro Cubania (26a)

Il membro, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a), è costituito da una successione di livelli piroclastici di ricaduta alternati a depositi epiclastici siltitico-sabbiosi di colore giallastro che diventano più scuri per la presenza di materiale organico 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. 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 del vulcano. 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.

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 (12240 ± 70 a), TV (5340 ± 60 a), FS (3930 ± 60 a), FL (3150 ± 60 a), FG

(112 a.C.) e FF (44 a.C.). Questi depositi sono stati prodotti da eruzioni la cui magnitudo varia da vulcaniana a sub-pliniana fino a pliniana per l'eruzione del 122 a.C. (per i dettagli cfr. COLTELLI *et alii*, 1998) che ha prodotto il livello FG di epoca storica (fig. 79).

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; le sezioni in cui affiorano alla base i prodotti pomiceici del membro Osservatorio Etneo sono molto rare. Le superfici di tetto sono rappresentate, spesso, dalla superficie topografica e secondariamente da colate laviche che hanno ricoperto la successione vulcanoclastica.

La sezione-tipo della successione vulcanoclastica del membro Cubania si trova esposta per uno spessore di oltre 10 m lungo le pareti di un canale in località Casa del Fanciullo nella Pineta della Cubania (fig. 79), dove poggia sulla colata lavica di Contrada Serracozzo, della formazione Pietracannone, 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.

membro Milo (26b)

Il membro, definito per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009) e modificato da BRANCA *et alii* (2011a), è un deposito vulcanoclastico costituito alla base da blocchi lavici di dimensioni metriche immersi in una matrice costituita da lava fratturata e alterata e al tetto da un livello conglomeratico a supporto sia clastico che di matrice.

Il membro ha un'estensione areale di circa 6 km² allo sbocco della Valle del Bove con un'ampiezza massima di 2,5 km, affiora più in basso tra il paese di Milo a nord e quelli di 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. Al tetto è coperto da colate (la più antica è la colata Villaggio Musco – formazione Pietracannone) e da depositi piroclastici (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 sovrastanti.

Il membro Milo ha uno spessore massimo di circa 30 m ed 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 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* (fig. 80). 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).

Il membro Milo è costituito dal deposito di *debris avalanche* legato al collasso gravitativo della Valle del Bove (CALVARI *et alii*, 1998; 2004).

membro Chiancone (26c)

Il membro, definito da ROMANO (1979) modificato da BRANCA *et alii* (2009, 2011a), è un deposito vulcanoclastico grossolanamente stratificato,

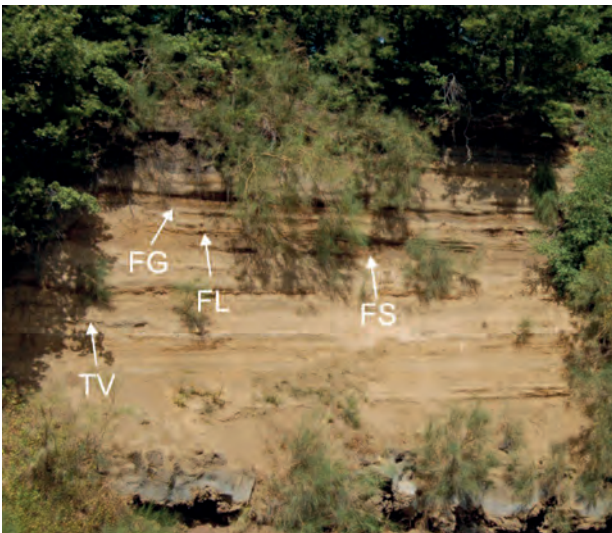


Fig. 79 - Fotografia della sezione tefrostratigrafica 156/159 (da COLTELLI *et alii*, 2000), localizzata nel versante nord-orientale presso la Casa del Fanciullo (1600 m s.l.m.), in cui affiora la successione piroclastica olocenica appartenente al membro Cubania (formazione Pietracannone). In particolare sono evidenziati i livelli piroclastici guida denominati TV, FS, FL, e FF.

- Picture of the tephrostratigraphic section 156/159 of COLTELLI *et alii* (2000) located in the NE flank at Casa del Fanciullo locality (1600 m a.s.l.) in which the Holocene pyroclastic succession, belonging to the Cubania member of Pietracannone formation, is well preserved. The tephra marker beds named TV, FS, FL, and FF are evidenced.



Fig. 80 - Il deposito di *debris avalanche* che affiora dietro il campo sportivo di Milo (membro Milo, formazione Pietracannone).
- *Debris avalanche deposit cropping out close to the football ground in Milo (Milo member, Pietracannone formation).*

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 quella di una 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 fino a una quota pari a quella del livello del mare) (FERRARA, 1975).

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 – formazione Pietracannone) intercalata nella sequenza vulcanocla-

stica 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 (fig. 81).

Facies 1: questa facies è costituita da un deposito grossolano, con blocchi fino 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. Nel deposito sono presenti fratture coniugate probabilmente dovute al carico post-deposizionale. La superficie superiore è orizzontale, localmente ondulata quando erosa (fig. 81).

Facies 2: questa facies è caratterizzata da notevoli variazioni laterali e verticali, poiché è costituita da livelli di spessore da pochi centimetri fino 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 fino a 5 m, con matrice da siltosa a sabbiosa. Spesso il deposito risulta ben selezionato, gradato, con tessitura embricata, tranne nei livelli più caotici prodotti da un trasporto con più alta energia. Talora è riconoscibile la presenza di paleo-canali fluviali (fig. 81). Si tratta di depositi fluviali di energia estremamente variabile, da piena fluviale e *debris flow* a più 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).

Il membro Chiancone è costituito dai depositi

di rimaneggiamento fluviale prodotti a spese del deposito di *debris avalanche* affiorante a ovest (membro Milo) (CALVARI & GROPELLI, 1996; CALVARI *et alii*, 1998; 2004).

formazione Torre del Filosofo (27)

La formazione, definita per la prima volta da BRANCA *et alii* (2009) e modificata da BRANCA *et alii* (2011a), è costituita in prevalenza da colate laviche e secondariamente da depositi piroclastici di caduta sia prossimali che distali costituenti il cono sommitale del vulcano Etna e gli apparati avventizi, ampiamente distribuiti lungo i suoi fianchi (fig. 82). Tali prodotti sono stati generati da eruzioni sia laterale che sommitali dopo la formazione della caldera de Il Piano fino al presente.

Le colate laviche sono rappresentate in prevalenza da campi lavici composti caratterizzati principalmente da una morfologia scoriacea di tipo *aa* e raramente di tipo *pahoehoe* o *a blocchi*. Le fessure eruttive delle colate sono costituite da singoli conici di scorie, formati da un'alternanza di livelli di bombe e lapilli, o dalla coalescenza di diversi conici



Fig. 81 - Il deposito vulcanoclastico denominato membro Chiancone (formazione Pietracannone) in località Praiola, dove sono visibili sia la facies 1 alla base, più saldata e di colore bruno, relativa a eventi di *debris flow*, sia la facies 2, di colore grigio, stratificata, con depositi selezionati, talora gradati, caratterizzati da notevoli variazioni laterali e verticali.

- The volcanoclastic deposit called Chiancone member (Pietracannone formation) in Praiola village, where facies 1 and 2 are observable. Facies 1 (at the base): more welded, brown in colour, due to debris flow events; Facies 2: gray in colour, stratified, sorted, often graded, with strong lateral and vertical variations.



Fig. 82 - - Ripresa aerea dell'apparato eruttivo e della colata lavica dell'eruzione del 1610 (formazione Torre del Filosofo) nell'alto versante sud-occidentale. Si tratta di una serie di piccoli conici di scorie in parte coalescenti allineati lungo la fessura eruttiva. Si osserva, inoltre, la morfologia di tipo aa dei campi lavici di epoca storica (foto S. Branca).

- Aerial view of the fissure and the lava flow of the 1610 eruption (Torre del Filosofo formation) formed by a series of small scoria cones, locally coalescent, elongated according to the fissure trend. It is observed, moreover, the aa morphology of the historical lava flow fields.

di scorie, oppure da bastioni di brandelli scoriacei saldati. Le lave sono caratterizzate da tessiture variabili da afiriche a fortemente porfiriche. Complessivamente il litotipo più frequente presenta una tessitura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, pirosseno e olivina in quantità e rapporti molto variabili. La composizione delle lave varia da basalti a mugeariti (BRANCA *et alii*, 2011a).

Le colate laviche e i relativi depositi piroclastici

sono stati distinti in tre intervalli temporali: (1) post 122 a.C - 1669 d.C.; (2) post 1669 d.C. - pre 1971 d.C.; (3) 1971 d.C. - presente (eruzione maggio 2007). Per l'individuazione e il significato degli intervalli temporali si rimanda al capitolo 3 sulla metodologia stratigrafica. La descrizione della litologia, della morfologia e distribuzione, delle fessure eruttive e delle altre caratteristiche salienti è riportata per ogni singola colata in Appendice 1 (tab. 1).