

MEMORIE

DESCRITTIVE DELLA

CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

VOLUME XCVIII

Carta Geologica del Vulcano Etna Geological Map of Etna Volcano

Editors Stefano BRANCA, Mauro COLTELLI, Gianluca GROPPELLI

Con i contributi di Serafina CARBONE, Fabio LENTINI (geologia del basamento) Emanuela DE BENI, Jan R. WIJBRANS (geocronologia ⁴⁰Ar/³⁹Ar) Jean-Claude TANGUY (attività eruttiva storica) Copertina a cura di: Maria Luisa VATOVEC Foto del Vulcano Etna in copertina di: Stefano BRANCA

Direttore responsabile: Claudio CAMPOBASSO

REDAZIONE a cura del Servizio Cartografico, coordinamento base dati e tavoli europei Coordinatore della Cartografia - Editoria: Domenico TACCHIA Coordinamento Editoriale: Maria Luisa VATOVEC Allestimento digitale: Sabrina GROSSI, Silvana FALCETTI Cartografia: "Carta Geologica del Vulcano Etna, scala 1:50.000" - S.EL.CA. srl - Firenze

A.T.I. - SYSTEMCART srl - S.EL.CA. srl 2015

L'ISPRA ha sempre sostenuto il ruolo fondamentale della cartografia geologica per la gestione del territorio sia per compito istituzionale che per profonde ragioni scientifiche. In questo senso negli ultimi decenni, oltre a promuovere e sostenere il progetto CARG, il Servizio Geologico d'Italia si è incaricato di aggiornare le linee guida del rilevamento e della cartografia coinvolgendo ricercatori delle università e degli enti pubblici. Proprio dal progetto CARG scaturisce quest'opera che il Servizio ha voluto pubblicare in un volume delle sue "Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia". Infatti, gli Autori, che si sono formati nell'ambito del progetto CARG, desiderando superare le rigide barriere geografiche rappresentate dalla divisione dei fogli 1:50.000, hanno realizzato una carta complessiva di tutto il vulcano Etna, utilizzando le metodologie proposte e testate nell'ambito del progetto stesso, migliorando i risultati di ciascun Foglio grazie all'interpretazione di tutto il *set* di dati geologici nella loro interezza e a una serie completa di datazioni radiometriche delle unità cartografate.

La Carta Geologica del Monte Etna che, come gli Autori evidenziano orgogliosamente, è la terza carta completa del vulcano siculo realizzata fin dalla prima metà del 1800, è anche la prima che vede il logo del Servizio Geologico d'Italia accanto a quelli di prestigiose istituzioni di ricerca. Mi auguro che questa carta geologica e il volume associato possano rappresentare un punto di riferimento per la gestione del territorio e la pianificazione delle emergenze da parte degli enti preposti, e siano un valido esempio di metodologia di cartografia geologica applicata ai vulcani per la comunità scientifica nazionale e internazionale.

ISPRA has always supported the important role of geological mapping for land management, both for its institutional mission and for essential scientific reasons. In this sense, in recent decades, in addition to promoting and supporting the CARG project, the Geological Survey of Italy was in charge of updating the guidelines for mapping, with the contribution of researchers from universities and government agencies. Just from the CARG project derives the Survey's intention to publish this work on a volume of his technical periodical "Memorie Descrittive della Carta geologica d'Italia". In fact, the authors who have trained under the CARG project, wishing to overcome the strict geographical barriers represented by the division in the 1:50,000 sheets, have made a map the entire Etna volcano, using methodologies proposed and tested within the project itself, for improving the results of each Sheet with the interpretation of the whole set of geological data and a comprehensive range of radiometric datings of the mapped units.

The Geological Map of Mount Etna, which, as the authors show proudly, is the third complete map of the Sicilian volcano achieved since the first half of 1800, is also the first one to show the logo of the Geological Survey of Italy alongside those of prestigious research institutions. I hope, finally, that this geological map and the associated volume may represent a reference point for land management and emergencies planning for responsible agencies, and as an example of geological mapping methodology applied to volcanoes for the national and international scientific community.

a cura di Claudio CAMPOBASSO Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo/Servizio Geologico d'Italia

Carta Geologica del Vulcano Etna - Geological Map of Etna Volcano

Introduzione - Introduction

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

Il Monte Etna, uno dei vulcani più attivi del mondo, è ubicato in corrispondenza della costa orientale della Sicilia in una delle aree più densamente popolate del bacino del Mediterraneo. Si tratta di un vasto complesso vulcano-basaltico che ricopre un'ampia superficie sub-circolare di 1178 km², con un diametro massimo di circa 45 km che si eleva dalla costa ionica fino a 3328 m di altezza. Il vulcano Etna è caratterizzato da una frequente e talvolta persistente attività eruttiva prodotta dai suoi crateri sommitali, marcata dall'occorrenza di periodiche eruzioni laviche prodotte da fessure eruttive che si aprono lungo i suoi fianchi fino a bassa quota, come storicamente riportato durante gli ultimi 2700 anni, a partire dall'età ellenica (TANGUY, 1981; BRANCA & DEL CARLO, 2004; 2005).

Un vulcano attivo, come l'Etna, costituisce un potenziale rischio per la comunità che vi risiede a causa delle sue possibili eruzioni laterali distruttive per il tessuto urbano, la cui stima ed eventuale previsione sono ampiamente basate sull'archivio delle passate eruzioni. I rilievi e i dati di campagna, la loro analisi e le relative interpretazioni forniscono utili informazioni riguardo alla frequenza, alla magnitudo, alla distribuzione e allo stile dei fenomeni vulcanici che hanno generato le forme e i depositi distribuiti sul territorio vulcanico. La carta geologica rappresenta uno straordinario archivio di dati concernenti le passate eruzioni e può essere usata per scopi pratici come, per esempio, la gestione del

territorio e la sua prevenzione dall'impatto dei fenomeni eruttivi al fine di minimizzare l'esposizione dei beni materiali ai danneggiamenti causati dalle eruzioni, specie quelle più catastrofiche, e quindi essere utile anche alla gestione delle emergenze vulcaniche. Nell'ultimo decennio, l'Etna è divenuto uno dei vulcani meglio monitorati e studiati del mondo ed è considerato un laboratorio naturale per vulcanologi e geofisici. Fino a oggi, il riferimento geologico per la comunità scientifica è stato fornito dalla carta geologica pubblicata nel 1979, alla scala 1:50.000, dal Consiglio Nazionale delle Ricerche, Istituto Internazionale di Vulcanologia di Catania (CNR-IIV) (ROMANO et alii, 1979).

In questo volume delle Memorie presentiamo la traduzione in italiano della nuova carta geologica del vulcano Etna, alla scala 1:50.000, che è stata pubblicata nel 2011 (BRANCA et alii, 2011a) in lingua inglese dalla rivista scientifica Italian Journal of Geosciences (Bollettino della Società Geologica Italiana e del Servizio Geologico d'Italia), accompagnata da un lavoro sulle datazioni isotopiche 40År/39År delle unità vulcaniche mappate (DE BENI *et alii*, 2011), e da un lavoro sulla ricostruzione dell'evoluzione geologica del complesso vulcanico etneo (BRANCA et alii, 2011b). Nel 2012, è stato pubblicato, sempre sull'Italian Journal of Geosciences, un lavoro sulle datazioni archeomagnetiche e ²²⁶Ra-²³⁰Th delle colate storiche mappate sulla carta geologica (TANGUY et alii, 2012). Questi lavori, vagliati dalla comunità scientifica con

^(*) 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)

il metodo della peer-review, hanno rappresentato la base dalla quale è partita la stesura di questo volume. I testi, di seguito presentati in forma di descrizione dettagliata della carta geologica del vulcano Etna in lingua italiana che è allegata alla Memoria, sono stati approfonditi e implementati rispetto ai lavori scientifici prima citati e, inoltre, estesi e arricchiti rispetto a quanto era possibile rendere in una rivista scientifica per limiti di spazio. Tutti i testi sono stati inoltre scritti pensando a lettori con competenze geologiche operanti nell'ambito della gestione del territorio come, ad esempio, i geologi e gli ingegneri che lavorano nelle pubbliche amministrazioni locali e che hanno come obiettivo la corretta pianificazione e gestione del territorio etneo. Inoltre ci auguriamo che la presente Memoria sia utile ai geologi, ingegneri, forestali e agronomi professionali che sono chiamati a interpretare il territorio fisico etneo allo scopo di utilizzarlo al meglio per le opere edili e agricole d'interesse della comunità che ci vive e che vuole comunque servirsene nel rispetto delle leggi e della conservazione della natura così peculiare nello straordinario ambiente vulcanico etneo.

Questa Memoria è stata organizzata in capitoli scritti da diversi autori con lo scopo di illustrare la nuova carta geologica del vulcano Etna attraverso la descrizione dei dati raccolti e delle metodologie utilizzate, evidenziando i principali progressi e le novità presenti in questa carta geologica rispetto a quelle pubblicate in precedenza. Il primo capitolo, successivo a questa Prefazione, "Inquadramento geologico regionale e substrato dell'Etna" è dedicato a tratteggiare le conoscenze geologiche della regione nella quale è situato il vulcano e a descrivere le unità sedimentarie e tettoniche del suo substrato. Il secondo capitolo, "La storia della cartografia geologica dell'Etna dal XIX secolo a oggi", illustra la storia del rilevamento geologico del vulcano Etna che a metà del XIX ha fornito la prima carta geologica di un vulcano e ha tracciato l'evoluzione delle metodologie utilizzate per questo fine. Il terzo capitolo, "Metodologia applicata alla realizzazione della nuova carta geologica dell'Etna", è focalizzato sulla descrizione delle metodologie stratigrafiche d'indagine utilizzate per mappare le formazioni geologiche del vulcano e per riscostruire la stratigrafia della successione etnea. Il quarto capitolo, "Descrizione delle unità stratigrafiche", rappresenta il cuore delle note illustrative e riporta in dettaglio le descrizioni delle unità litostratigrafiche, litosomatiche e sintemiche che sono state applicate nel corso di questo lavoro. Il quinto capitolo, "Datazioni isotopiche 40Ar/39Ar della successione vulcanica etnea", si focalizza sul lavoro di datazione radiometrica assoluta delle unità vulcaniche discutendone i risultati e illustrando le sue importanti ricadute nella definizione di una colonna

stratigrafica completa per tutta la storia del vulcano. Il sesto capitolo, "Evoluzione geologica del vulcano Etna", presenta una sintesi dell'evoluzione geologica del vulcano che, attraverso l'uso delle unità sintemiche supportate dalle datazioni assolute, ha permesso di definire in maniera oggettiva le principali fasi in cui si è evoluto il complesso vulcanico etneo. Il settimo e ultimo capitolo, "L'attività eruttiva dell'Etna degli ultimi 2700 anni", descrive l'attività eruttiva effusiva più recente che ha accompagnato la vita delle popolazioni etnee sin dall'età ellenica, sulla base delle datazioni archeomagnetiche e Ra-Th di tutte le colate storiche mappate nella carta. Infine nelle appendici sono fornite le schede delle colate laviche delle formazioni Torre del Filosofo, Pietracannone, Monte Calvario e Piano Provenzana, e la descrizione delle sezioni stratigrafiche di dettaglio a supporto della carta geologica.

Questa Memoria è dedicata a Giorgio Pasquarè, un maestro che ci ha insegnato una metodologia innovativa per studiare i vulcani, e agli scomparsi Fabrizio Innocenti e Romolo Romano, il primo per aver acceso in noi l'interesse per la geologia e la storia eruttiva del vulcano Etna, e il secondo per aver prodotto la precedente carta geologica che è stata per noi un esempio per il lavoro di ricerca nella complessa storia dell'Etna attraverso gli studi geologici e stratigrafici.

PAROLE CHIAVE: vulcano Etna, carta geologica, stratigrafia, geocronologia ⁴⁰Ar/³⁹Ar, evoluzione geologica, attività eruttiva storica

Mount Etna, one of the most active volcanoes in the world, is located on the east coast of Sicily in what is now one of the most densely populated areas of the Mediterranean basin. It is a complex basaltic volcano covering a wide sub-circular area of 1178 km², with a diameter of about 45 km, which rises up to 3328 m of altitude. The Etna volcano is characterized by frequent and sometimes persistent eruptive activity produced at its summit craters, marked by the occurrence of periodic eruptions of lava generated by eruptive fissures that open along its flanks down to low altitudes, as historically reported during the last 2700 years since the Hellenic age (TANGUY, 1981, BRANCA & DEL CARLO, 2004; 2005).

An active volcano like Etna is clearly a potential risk for the community living there owing to its possible and eventually destructive flank eruptions, whose assessing and forecasting is largely based on the knowledge of past eruptions., Analysis and related interpretations of field surveys and recorded data provide useful information on the frequency, magnitude, distribution and style of volcanic activity that generated landforms and deposits forming Etna edifice. The geological map represents an extraordinary archive of data on past eruptions and can be used for practical purposes, such as land management in order to minimize exposure to damage and protect against the impact of eruptive phenomena, but also for emergency management purposes particularly in case of catastrophic eruptions.

In the last decade, Etna has become one of the better monitored and studied volcanoes in the world and is considered a natural laboratory for volcanologists and geophysicists. Nevertheless, until now, the geological reference for the scientific community has been provided by the geological map published in 1979, 1: 50,000 scale, from the National Research Council of Italy, International Institute of Volcanology in Catania (CNR-IIV) (ROMANO *et alii*, 1979).

In this monograph we present the new Geological Map of Etna Volcano, at 1:50,000 scale in Italian language. This was originally published in English in 2011 (BRANCA et alii, 2011a) by the Italian Journal of Geosciences (Bulletin of Italian Geological Society and the Geological Survey of Italy), accompanied by a paper on ⁴⁰Ar/³⁹Ar isotopic dating of the volcanic units (DE BENI et alii, 2011), and one on the reconstruction of the geological evolution of Etna volcano (BRANCA et alii, 2011b). Another paper on archeomagnetic and ²²⁶Ra-²³⁰Th dating of historical lavas recognized on the geological map was published in 2012 (TANGUY et alii, 2012) in the same journal. These papers, examined by the scientific community by peer review, were the basis from which we began writing this monograph. The texts, presented below in the form of a detailed description of the Geological Map of Etna Volcano in Italian, which is annexed to this monograph, were investigated and implemented with respect to the abovementioned scientific papers and also extended and improved. All texts were written also with a view to readers with geological expertise operating in land management such as, for example, geologists and engineers working in public administration whose focus is on the proper planning and management of Etna's region. We also trust that this monograph may prove useful to geologists, engineers, agronomists and forestry professionals who are called on to interpret the physical territory of Etna in order to use it well for future planning of the volcano environment.

This monograph is organized into chapters written by different authors with the aim of illustrating the new Geological Map of Etna Volcano through the description of the data collected and the methods used, highlighting the main advances and innovations of this geological map compared to those previously published. The chapter "Geological setting and the substratum of Etna volcano" outlines the geological knowledge of the region, where the volcano is located and describes the tectonic and sedimentary units of its substrate. The chapter "Geological maps of Etna volcano along the history" describes the history of the geological surveys of Etna volcano, which in the mid-19th century provided the first geological map of a volcano, and has traced the evolution of methodologies used to this end. The chapter "Methodological approach for the new Geological Map of Etna Volcano" focuses on the description of the stratigraphic methodologies used to map geological units of the volcano and to reconstruct the stratigraphic succession of Etna. The chapter "Explanatory notes of the stratigraphic units belonging to the Mount Etna Volcanic District" is the heart of the notes and contains detailed descriptions of the lithostratigraphic, lithosomatic and synthemic units that have been used in this work. The chapter "⁴⁰Ar/³⁹Ar isotopic dating of Etna volcanic succession" focuses on the work of absolute radiometric dating of volcanic units, discussing the results and explaining its important implications in defining a complete stratigraphic column for the entire history of the volcano. The chapter "Geological Evolution of Mount Etna" presents a summary of the geological evolution of the volcano which, through the use of synthemic units supported by absolute dating, allowed us defining the main phases in which Etna evolved in a volcanic complex. The final chapter "The Etna eruptive activity of the last 2700 years" describes the historical eruptive activity that accompanied the life of the people living there from the Hellenic age, based on the archeomagnetic and ²²⁶Ra-²³⁰Th dating of the historical lava flows. Finally, the descriptions of the volcanic products of the Torre del Filosofo, Pietracannone, Monte Calvario and Piano Provenzana formations, and the descriptions of the stratigraphic logs to support the geological map, are given in the Appendices.

We wish to dedicate this monograph to Giorgio Pasquarè, a teacher who has helped us to bring an innovative methodology in the study of volcanoes, and to the late Fabrizio Innocenti and Romolo Romano, the former for inspiring our interest in geology and the eruptive history of Mount Etna, and the latter for publishing the previous geological map that was an example to all of us in the researches on the complex history of Etna through geological and stratigraphic studies.

KEY WORDS: Etna volcano, geological map, stratigraphy, ⁴⁰Ar/³⁹Ar geochronology, geological evolution, historical eruptive activity

Carta Geologica del Vulcano Etna - Geological Map of Etna Volcano

1. - Inquadramento geologico-regionale

e substrato dell'Etna

- Geological setting and the substratum of Etna volcano

CARBONE S. (*), LENTINI F. (*)

Nel Mediterraneo Centrale sono riconoscibili alcuni domini strutturali, così come definiti da BEN AVRAHAM *et alii* (1990) e LENTINI *et alii* (1990, 1994), cioè aree caratterizzate da caratteri strutturali omogenei. A grandi linee si possono distinguere tre domini: il Dominio d'Avampaese, il Dominio Orogenico e il "Dominio Interno" (fig. 1).

Il Dominio d'Avampaese raggruppa tutte le aree non raggiunte a oggi dalla deformazione orogenica; nell'Appennino meridionale esso è costituito dal Blocco Apulo, appartenente alla Placca Adria; più a sud il Blocco Pelagiano costituisce il promontorio della Placca Nord-Africana; già a partire dal tardo Paleozoico ambedue risultano separati dalla crosta oceanica del Bacino Ionico.

Il Dominio Orogenico si estende dall'Appennino meridionale, attraverso l'Arco Calabro-Peloritano, fino a interessare la maggior parte della Sicilia, prolungandosi lungo tutto il Nord-Africa. Esso è composto da tre edifici a *thrust* sovrapposti, il Sistema a *Thrust* Esterno (STE), la Catena Appenninico-Maghrebide (CAM) e la Catena Calabro-Peloritana (CCP).

Il STE è un sistema a *thrust* profondo generato dallo scollamento delle coperture sedimentarie interne del vecchio avampaese, durante una fase "tardiva" mio-pliocenica dell'evoluzione orogenica, contemporanea all'apertura tirrenica e responsabile dell'attuale configurazione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide.

La CAM deriva dall'imbricazione delle successioni sedimentarie, appartenenti a settori sia a crosta oceanica (Tetide Alpina e Bacino Paleoionico), sia a crosta continentale (piattaforme carbonatiche Panormidi e/o Appenniniche), durante tutto il Miocene, con riattivazione dei fenomeni deformativi nel Pliocene e nel Quaternario.

La CCP è formata dalla sovrapposizione di falde cristalline con resti delle originarie coperture mesozoico-terziarie e ritenuta dalla maggior parte degli studiosi il prodotto della delaminazione del margine della crosta continentale europea, avvenuta tra l'Eocene superiore e il Miocene inferiore (Stadio Balearico, LENTINI *et alii*, 2006).

Il "Dominio Interno" è rappresentato dal Blocco Sardo-Corso e dal Bacino Tirrenico. Il primo è un relitto della Crosta Europea, che ha raggiunto l'attuale posizione a seguito della rotazione antioraria avvenuta a partire dall'Eo-Oligocene (Stadio Balearico, LENTINI et alii, 2006) in connessione con l'apertura del Mediterraneo occidentale quale bacino di retroarco balearico. Il secondo si è aperto a partire dal Serravalliano (Stadio Tirrenico, LENTINI et alii, 2006), interessando le aree interne dell'orogene e raggiungendo acmi di oceanizzazione durante il Pliocene e Quaternario, come dimostra la presenza di apparati vulcanici di notevole altezza e dimensione (per es. il Marsili si eleva per circa 3000 metri dal fondo marino, raggiungendo con la sommità la quota di circa -489 metri (MARANI et alii, Eds. 2004)). Esso costituisce un classico esempio di bacino di retroarco, al disotto del quale il flusso del mantello tirrenico va a compensare l'arretramento dello slab ionico sottostante all'Arco Calabro-Peloritano. In

^(*) Università degli Studi di Catania, Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche e Ambientali, Sezione di Scienze della Terra, Corso Italia 57, 95129 Catania



Fig. 1 – Domini strutturali nel Mediterraneo Centrale (da LENTINI et alii, 1994, modificato). - Structural domains in the Central Mediterranean area (after LENTINI et alii, 1994, modified).

questo settore lo *slab* ionico, ben visibile dall'immagine sismica e dalla distribuzione degli ipocentri dei terremoti (FINETTI, 2005a), immerge verso NO al disotto dell'Arco Calabro e ad esso è chiaramente connesso l'Arcipelago delle Isole Eolie.

I dati geologici regionali, integrati con quelli vulcanologici e geofisici, forniscono vincoli geodinamici, che permettono di aggiornare l'interpretazione, e costituiscono la chiave per una corretta comprensione della tettonica e dell'evoluzione geodinamica di quest'area.

Importanti dati circa la distribuzione delle croste in quest'area del Mediterraneo Centrale sono stati ricavati da profili sismici del progetto CROP-Mare (FINETTI ED., 2005) e costituiscono una chiave di lettura per una corretta interpretazione dell'evoluzione geodinamica e della tettonica attiva (LENTINI *et alii*, 2006). 1.1. – Tettono-stratigrafia delle unità del substrato etneo

1.1.1. - Il Dominio di Avampaese

In Sicilia e nelle aree sommerse del Mediterraneo Centrale il Dominio di Avampaese è rappresentato dalla parte indeformata del Blocco Pelagiano e dal Bacino Ionico. Il Blocco Pelagiano rappresenta un segmento E-O del margine africano flessurato verso nord; la copertura meso-cenozoica consiste in una successione sedimentaria, dello spessore di circa 6-7 km, prevalentemente carbonatica, sia bacinale che di mare basso con ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche. Essa affiora nel Sahel tunisino e si estende nel Canale di Sicilia, emergendo a Lampedusa, a Malta e in Sicilia nell'area di Sciacca e nel *Plateau* Ibleo. Dati paleomagnetici indicano che le posizioni dei poli geomagnetici coincidono con quelli della placca africana (GRASSO *et alii*, 1983).

Verso est il Blocco Pelagiano è troncato dalla Scarpata Ibleo-Maltese che lo delimita dal Bacino Ionico. Si tratta di un sistema di faglie trastensivo destro, ad andamento sub-meridiano, ereditato da lineamenti mesozoici (SCANDONE *et alii*, 1981), ma riattivato nel Mio-Pliocene (CARBONE *et alii*, 1982) e attivo dal tardo Quaternario (MONACO *et alii*, 2010), che coinvolge anche il versante orientale del Vulcano Etna e gioca un ruolo fondamentale nell'evoluzione sismotettonica di quest'area.

1.1.1.1. - Plateau Ibleo e Avanfossa Gela-Catania

Verso NO il Blocco Pelagiano è flessurato e si immerge al disotto del Dominio Orogenico; in particolare il margine nord-occidentale del *Plateau* Ibleo è delimitato dall'Avanfossa Gela-Catania da sistemi di faglie normali ad andamento NE-SO. L'avanfossa è occupata da unità alloctone del cuneo frontale della CAM, noto come Falda di Gela; esso si estende dalla periferia di Catania fino a Gela e da qui prosegue nell'*offshore* del Canale di Sicilia, formando un vasto fronte arcuato.

La prosecuzione in profondità del *Plateau* verso nord fino all'area etnea era stata ipotizzata da CRI-STOFOLINI *et alii* (1979) sulla base di dati geologici e geofisici. I risultati del progetto CROP-Mare (FINETTI ED., 2005; FINETTI *et alii*, 2005a) hanno permesso di accertare che la crosta africana e le relative coperture sedimentarie del Blocco Pelagiano si estendono in sottosuolo a profondità di circa 7-8 km al di sotto dell'area etnea (LENTINI *et alii*, 2007) e ben oltre, fino al margine tirrenico della Sicilia (LENTINI & CARBONE, 2014, e referenze in essa citate) (fig. 2).

La flessurazione dell'avampaese verso nord e NO si collega a un'ampia depressione assiale, che in superficie si esprime nel cosiddetto "Bacino di Caltanissetta", costituito da terreni alloctoni, da evaporiti messiniane e dai sedimenti plio-quaternari. Corpi carbonatici collegati al *Plateau* Ibleo, ma fortemente deformati, sono stati individuati al disotto dell'edificio alloctono (LENTINI, 1982; FINETTI *et alii*, 1996, 2005a).

La successione sedimentaria consiste in potenti calcari di piattaforma del Triassico superiore-Giurassico inferiore con intercalazioni di vulcaniti basiche e in carbonati bacinali dell'intervallo Giurassico-Eocene, passanti a depositi terziari di *open-shelf*. Le rocce in affioramento, a eccezione di alcuni livelli cretacici, sono ascrivibili a sequenze terziarie e quaternarie con intercalazioni di prodotti vulcanici.

Nel settore orientale del *Plateau* Ibleo sopra calcari a Rudiste del Cretacico superiore poggiano lembi discontinui di calcari a *Nummulites* e calcari ad alghe e facies coralgali oligo-miocenici, passanti a lave e vulcanoclastiti tortoniane, e ancora a depositi pre-evaporitici del Miocene superiore.

Nel settore occidentale sono invece esposti calcari e marne di rampa carbonatica dell'Oligo-Miocene.

Prodotti vulcanici di età pliocenica e pleistocenica formano dei vasti *plateau* basaltici, prevalentemente di ambiente subaereo.

Biocalcareniti di acque basse passanti ad argille azzurre e sabbie di età pleistocenica sono distribuiti tutt'attorno al *plateau*.

Nell'avanfossa potenti intervalli di vulcaniti sono stati attraversati da sondaggi (LONGARETTI *et alii*, 1991); essi sono correlabili con quelli del margine ibleo e includono anche unità più giovani, che indi-



Fig. 2 – Sezione crostale schematica attraverso il M. Etna, dalla costa tirrenica agli Iblei, mostrante l'architettura regionale della Sicilia orientale (da LENTINI et alii, 2007, modificato).
 - Schematic N-S Etna crustal cross section from the Tyrrhenian coast-line to the Hyblean Plateau, showing the regional architecture of the eastern Sicily (after LENTINI et alii, 2007, modified).

cano un trasferimento dell'attività vulcanica verso l'area etnea.

I dati di sottosuolo e le linee sismiche, sia a terra che nell'*offshore* meridionale, indicano che il fronte alloctono della CAM, la Falda di Gela, giace tettonicamente su depositi pliocenici fino a interessare orizzonti del Pleistocene inferiore, talora leggermente deformati (SERV. GEOL. D'IT., 2010a).

Nell'area etnea il fronte si può riconoscere tramite sondaggi; esso si estende dalla periferia sudoccidentale della città di Catania fino all'area di Acitrezza (LENTINI & CARBONE, 2014).

1.1.1.2. - Bacino Ionico

Esso è delimitato a SO dalla Scarpata Ibleo-Maltese e a NE dalla Scarpata Apula. L'analisi delle coperture del Paleo-Ionio, attualmente scollate e ridotte a un cuneo di accrezione sul bordo esterno dell'Arco Calabro, e di quelle tettonicamente trasportate affioranti nell'Appennino meridionale e in Sicilia (rispettivamente Unità Lagonegresi e Unità Imeresi e Sicane) prova che il bacino si è aperto nel Permo-Triassico (FINETTI *et alii*, 2005a,b; LENTINI *et alii*, 2006). Gli stessi dati indicano che tali successioni pelagiche (unificate nel termine di Ionidi) rivestivano la crosta oceanica del Paleobacino Ionico, anche di bracci oggi in gran parte subdotti.

I dati CROP forniscono una chiara immagine dello *slab* ionico immergente verso il Tirreno, passando sotto l'Arco Calabro-Peloritano (FINETTI, 2005a). L'ipotesi di una subduzione attiva è inoltre supportata dalla distribuzione degli ipocentri, dall'attività vulcanica nel Tirreno e da vari dati geofisici.

Lo Stretto di Messina costituisce un elemento strutturale sovrapposto alla fascia orogenica, ma si estende verso sud fino a confondersi con il *Rise* di Messina, appartenente al Bacino Ionico. In esso si possono distinguere due settori: quello settentrionale è costituito da un *graben* delimitato da faglie del Sistema di Scilla-Ganzirri (GUARNIERI *et alii*, 2004 e referenze in essi citate) orientate ENE-OSO e generatosi a partire dal Pleistocene medio; la porzione meridionale dello Stretto presenta uno stile strutturale più complesso, connesso a una faglia trascorrente destra ad andamento meridiano. Inoltre l'interpretazione di alcune linee sismiche permette di riconoscere delle strutture contrazionali (FINETTI, 2008).

1.1.2. - Il Dominio Orogenico

1.1.2.1. - Sistema a *Thrust* Esterno (STE)

L'elemento più profondo del dominio orogenico è costituito dal Sistema a *Thrust* Esterno (STE) (LENTINI *et alii*, 1990): si tratta del prodotto della deformazione di ciò che rappresentava l'avampaese fino al Miocene superiore e trasformato in contemporanea all'apertura tirrenica in un sistema a thrust. Riconosciuto per la prima volta nell'Appennino Lucano da CARBONE & LENTINI (1988, 1990), che lo denominarono Catena Apula e successivamente Sistema a Thrust Apulo (LENTINI et alii, 1990), in Sicilia prende il nome di Sistema a Thrust Siculo-Pelagiano (STSP) ed è ben esposto solamente nel settore occidentale dell'Isola, mentre nella parte orientale la sua presenza è riconosciuta dai dati sismici (BIANCHI et alii, 1987; FINETTI et alii, 2005a). Esso si è originato dallo scollamento e deformazione delle coperture sedimentarie del margine interno dell'avampaese e consiste di carbonati di piattaforma del Triassico-Giurassico inferiore, ricoperti da pelagiti carbonatiche dell'intervallo Giurassico-Oligocene inferiore, evolventi a partire dal tardo Oligocene a depositi terrigeni sintettonici e biocalcarenitici mio-pliocenici.

La presenza di tale sistema è stata successivamente confermata dal profilo crostale di CATALANO *et alii* (2013).

1.1.2.2. - Catena Appenninico-Maghrebide (CAM)

La CAM è ampiamente esposta nel territorio siciliano e consiste di un edificio alloctono (*roof thrust system*), formato da successioni sedimentarie mesozoiche scollate da basamenti sia continentali che oceanici, e di coperture terrigene terziarie. Tale edificio è anche caratterizzato al suo interno da notevoli scollamenti delle coperture e dal loro conseguente raddoppio e ricopre tettonicamente il STSP fino a raggiungere l'attuale avanfossa con il suo cuneo di accrezione (Falda di Gela).

La CAM si è originata a partire dall'Oligocene superiore a spese delle successioni bacinali Alpino-Tetidee, che tappezzavano la crosta oceanica (Unità Sicilidi) e dal Miocene medio attraverso lo scollamento da settori a crosta continentale delle piattaforme carbonatiche mesozoico-paleogeniche (Unità Panormidi), attualmente in ricoprimento tettonico sulle successioni bacinali a loro volta interpretabili come le originarie coperture del paleobacino Ionico (Unità Ionidi).

Unità Ionidi

Le Ionidi sono costituite da successioni sedimentarie mesozoico-eoceniche, che verso l'alto evolvono a coperture terrigene, ascrivibili all'intervallo Oligocene-Miocene medio. Alle Ionidi vanno ascritti anche il *mélange* di materiale permo-triassico, affiorante prevalentemente in Sicilia occidentale (Gruppo Lercara), le Unità Sicane, le Unità Imeresi e l'Unità di M. Judica, oltre all'Unità Gagliano, presente in sottosuolo (FINETTI *et alii*, 2005a; LENTINI & CARBONE, 2014).

Le coperture terrigene terziarie delle Ionidi sono costituite da depositi d'avanfossa/avampaese, talora scollate dal substrato e raddoppiate, rappresentate dal flysch numidico ovvero da argille e arenarie glauconitiche nelle unità più esterne. La copertura dell'Unità di M. Judica, la più esterna fra le Ionidi, è costituita da argille brune o grigio-verdi con rare intercalazioni di arenarie glauconitiche (argille e arenarie glauconitiche di Catenanuova in CARBONE *et alii*, 2010) (**Omm**) (fig. 3); essa affiora nel settore sudoccidentale al tetto della successione calcareo-silicomarnosa meso-cenozoica, esposta poco al di fuori della Carta Geologica dell'Etna.

Il flysch numidico è caratterizzato da quarzareniti dell'Aquitaniano-Burdigaliano e costituisce un'ampia copertura comune a differenti aree paleogeografiche, per cui può essere distinto in un orizzonte strutturale più profondo, che viene considerato come flysch numidico "esterno" (membro Geraci Siculo) più o meno solidale sulle Unità Panormidi e Imeresi, mentre le sottounità Nicosia e M. Salici costituiscono un orizzonte superiore, ampiamente alloctono, interpretabile come l'originaria copertura di parte delle unità Alpino-Tetidee (LENTINI *et alii*, 2006).

Alla fine del Burdigliano la sedimentazione quarzosa viene a cessare ovunque e sarà sostituita dalle argille marnose della formazione Tavernola (Unità Imeresi) o dalle marne di Castelbuono (Unità Panormidi).

Unità Panormidi

Queste unità tettoniche, in ricoprimento tettonico sulle Ionidi e in particolare sulle sequenze imeresi, sono caratterizzate da potenti successioni di piattaforma carbonatica prevalentemente di età mesozoica, e affiorano nella parte settentrionale dei Monti di Palermo e nelle Madonie, ma sono state individuate in sottosuolo al disotto dei Monti Nebrodi. Dati geofisici (FINETTI *et alii*, 2005a) indicano una notevole continuità fin sotto il segmento meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano, per cui dovrebbero essere presenti anche al disotto del versante settentrionale dell'edificio etneo.

Nell'ambito di queste unità sono state distinte le due sottounità di M. San Salvatore-M. Cuccio e di Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo (LENTINI & CARBONE, 2014). Nella prima la successione stratigrafica è caratterizzata da una lacuna dei termini giurassico-cretacici e da facies di transizione da bacinali a piattaforma carbonatica. Le dolomie triassiche sono ricoperte in discordanza dalla Scaglia eocenica e da argille oligoceniche con megabrecce (argille di Portella di Mandarini) passanti in alto all'oligo-miocenico flysch numidico (SERV. GEOL. D'IT., 2012). La sottounità Pizzo Carbonara-Cozzo di Lupo consiste di carbonati di scogliera di età estesa dal Triassico superiore all'Eocene medio (SERV. GEOL. D'IT., 2013a, b). Le coperture terrigene sono date dalla f.ne Gratteri passante in alto al flysch numidico (SERV. GEOL. D'IT., 2011).



Fig. 3 - formazione delle argille e arenarie glauconitiche (Omm) dell'Oligocene superiore-Serravalliano; sullo sfondo la dorsale di M. Scalpello. - Upper Oligocene-Serravallian glauconitic clays and sandstones fm. (Omm); in the background the M. Scalpello ridge.

Tetidi Alpine

Sono formate da successioni sedimentarie, originariamente depositate nel bacino della Tetide Alpina, ubicato tra i blocchi europeo e panormide e tettonicamente trasportate al disopra delle Unità Panormidi e Ionidi. A causa della loro elevata mobilità tettonica, le Tetidi Alpine raggiungono l'Avanfossa Catania-Gela, andando a costituire gran parte dei volumi alloctoni della Falda di Gela. Esse costituiscono una buona parte del substrato del vulcano etneo.

Le Tetidi Alpine formano un cuneo tettonico, che progressivamente si assottiglia e sparisce al disotto della Catena Calabro-Peloritana. I rapporti geometrici sono il risultato di un processo di accrezione oligo-miocenico, durante il quale è avvenuto un generale scollamento delle coperture terrigene terziarie, sulle quali si è successivamente prodotto un parziale accavallamento, per *"breaching"* degli orizzonti mesozoici. All'interno del cuneo è possibile ricostruire l'originaria successione meso-cenozoica e distinguere due sottounità tettoniche mesozoiche: la sottounità di M. Soro e la sottounità delle "Argille Scagliose Superiori", mentre le sottounità di Nicosia-M. Salici e di Troina sono composte da successioni del Paleogene–Miocene inferiore.

In origine, prima della fase orogenica dell'Oligo-Miocene (Stadio Balearico), nei settori interni la successione sedimentaria delle Unità Sicilidi era costituita alla base dalle Argille Scagliose Superiori di età cretacica, passanti verso l'alto ad argille e marne varicolori oligoceniche (**Oav**) (fig. 4) e a loro volta al "flysch di Troina-Tusa", costituito da torbiditi ibride siliciclastico-andesitiche dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore.

Il settore originariamente più esterno del dominio paleogeografico sicilide era occupato dal flysch di M. Soro che presumibilmente passava al flysch numidico interno (Oligocene superiore-Burdigaliano), che compone le sottounità di M. Salici e di Nicosia. Il flysch di M. Soro è costituito da argille marnose e marne (Cm) e da un intervallo caratterizzato da un'alternanza di argilliti nerastre e di quarzareniti grigio-verdastre in grossi banchi (Car) (fig. 5). Lo spessore può raggiungere il migliaio di metri, anche per effetto di ripetizioni tettoniche, ma gli affioramenti restano confinati a nord dell'edificio etneo. La sottounità di M. Salici è rappresentata da un intervallo di argille nerastre (Om) passanti a un'alternanza di argille brune e di banconi di quarzareniti giallastre più o meno grossolane in matrice sabbiosa (**Om**₁) (fig. 6); la sottounità di Nicosia è costituita da argille varicolori (**Oar**), passanti a un'alternanza di arenarie quarzose (Mi), talora in banchi spessi 5-7 m a geometria lenticolare e di argille brune con sottili intercalazioni di siltiti ovvero di microconglomerati. Alcuni livelli arenitici presentano composizione mista oppure litarenitica. Ciò dimostra una provenienza di parte dei sedimenti da aree sorgenti sostanzialmente più interne rispetto alla copertura numidica delle aree paleoioniche, cioè una collocazione paleogeografica nel settore originariamente esterno del dominio sicilide.



Fig. 4 - Argille varicolori (Oav) della sottounità di Troina: argille caotiche verdi e rosse con lenti di siltiti e calcareniti. Loc.: Versante in destra della media valle del F. Simeto. - Varicoloured clay fm.(Oav) of the Troina subunit: green and red chaotic clays with intercalations of siltite and calcarenite. Loc.: Right slope of the middle Simeto Valley.



Fig. 5 – flysch di M. Soro: banconi quarzarenitici debolmente gradati. Loc.: area di Pizzo Scorzone a nord di Maniace. - M. Soro Flysch: finely graded quarztose sandstones. Loc.: Pizzo Scorzone area north of Maniace.



Fig. 6 – Inversione dei rapporti tettonici originari tra il flysch numidico - sottounità M. Salici (Om - litofacies arenaceo-pelitica) e le argille varicolori sicilidi (Oav), per effetto di un thrust nord-vergente di età post-messiniana. Loc: Bolo Fiorentino a ovest di Bronte. Nello sfondo l'Etna.
 Reversed original relationship between the Numidian Flysch – M. Salici subunit (Om - arenaceous-pelitic lithofacies) and the Sicilide varicoloured clays (Oav), originated by a north verging thrust post-Messinian in age. Loc.: Bolo Fiorentino west of Bronte. In the background the Etna volcano.

Coperture delle Tetidi Alpine

Sulle unità appenninico-maghrebidi affiorano in discordanza depositi relativi a diversi cicli sedimentari di età Eocene superiore-Oligocene inferiore (formazione di Piedimonte), Miocene inferiore-medio (formazione di Reitano) e Miocene medio (marne di Gagliano).

formazione di Piedimonte

Tale formazione giace al tetto della successione sicilide; essa veniva alimentata dalla Catena Calabride; successivamente ha costituito un cuneo di accrezione oligocenico originariamente ubicato al confine tra le due catene.

Si tratta di un'alternanza di argille grigie e di arenarie arcosiche grigio-giallastre (**Oia**) di età Eocene superiore-Oligocene inferiore. Sono state distinte varie facies (CARMISCIANO *et alii*, 1981; CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 2000; CARBONE, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2010b) un tempo in eteropia e attualmente in scaglie sovrapposte, per cui le facies prossimali, conglomeratico-sabbiose (**Oi** - **Oic**), tendono a sovrascorrere su quelle argilloso-arenitiche più distali e coeve (fig. 7).

La formazione affiora in genere in contatto per faglia con le vulcaniti e rimane al margine del settore nord-orientale dell'edificio vulcanico, tra il versante in destra del F. Alcantara e il versante in sinistra del Vallone Fogliarino.

formazione di Reitano

Si tratta di un'alternanza di arenarie micacee giallastre o grigio-avana e di argille marnoso-siltose grigie o verdastre (CARBONE & GRASSO, 2012; SERV. GEOL. D'IT., 2012). Le arenarie hanno composizione variabile da vulcanoareniti ad arcose, che testimoniano comunque l'appartenenza a un bacino impostatosi su unità sicilidi già deformate e delimitato verso l'interno dalle unità cristalline calabridi.

Tale formazione post-data i ricoprimenti tra le Unità Sicilidi e il flysch numidico – sottounità di Nicosia, mentre assieme alle precedenti avrebbe partecipato al trasporto sugli orizzonti post-langhiani dei settori numidici più esterni.

La formazione relativamente all'area della Carta Geologica allegata non affiora.

marne di Gagliano

In discordanza sui termini apicali del flysch numidico della sottounità M. Salici poggiano le marne di Gagliano (AMORE, 1969) del Miocene medio affioranti esclusivamente in sinistra del F. Salso a est di Gagliano Castelferrato.

La formazione è costituita da marne siltose di colore grigio-azzurro a frattura subconcoide.

Tale formazione pre-data il ricoprimento delle sottounità di Troina e di Nicosìa sul flysch numidico – sottounità di M. Salici.

La formazione relativamente all'area della Carta Geologica allegata non affiora; tuttavia non è escluso che possa trovarsi anche nel substrato etneo.

1.1.2.3. – Catena Calabro-Peloritana (CCP)

Unità Calabridi

Compongono parte del dominio orogenico e si estendono dal confine calabro-lucano al nord-Africa attraverso l'Arco Calabro-Peloritano. Questo viene interpretato come l'effetto della migrazione verso SE di un sistema arco-fossa ed è sovrapposto alla CAM lungo il margine sommerso del Mar Ionio.



Fig. 7 – Litofacies arenaceo-pelitica (a) della formazione di Piedimonte; particolare (b). Loc.: V.ne Zambataro a NE di Piedimonte.
- Arenaceous-pelitic lithofacies (a) of the Piedimonte Formation; detail (b). Loc.: V.ne Zambataro NE of Piedimonte village.





Fig. 8 - Colonne stratigrafiche delle coperture meso-cenozoiche delle Unità Calabridi più profonde. Unità di Capo S. Andrea: m1 – metamorfiti paleozoiche; UCv – Verrucano (Lias inf.); UC – successione condensata giurassicocretacica; UCs – Scaglia (Cretacico-Eocene inf.). Unità di Longi-Taormina: m2 - metamorfiti paleozoiche: UTv – Verrucano (Hettangiano); UT – calcari e dolomie (Lias inf.); UTm – Medolo (Lias sup.); UTa: Rosso Ammonitico e Radiolariti (Lias sup.-Malm); UTc – Biancone (Titonico-Neocomiano); UTs – Scaglia (Cretacico sup.-Eocene inf.); OMc – conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene sup.-Burdigaliano inf.). (da LENTINI, 2000).

- Stratigraphic columns of the Meso-Cenozoic cover of the deepest Calabridi Units. Capo S. Andrea Unit: m1 – Variscan low-grade metamorphics; UCv – Verrucano (Lower Lias); UC-Jurassic-Cretaceous condensed succession; UCs – Scaglia (Cretaceous-Lower Eocene). Longi-Taormina Unit: m2 - Variscan low-grade metamorphics: UTv – Verrucano (Hettangian); UT – limestones and dolomites (Lower Lias); UTm – Medolo (Upper Lias); UTa: Ammonitico Rosso and Radiolarites (Upper Lias-Malm); UTc – Biancone (Tithonian-Neocomian); UTs – Scaglia (Upper Cretaceous-Lower Eocene); OMc – Flysch di Capo d'Orlando conglomerates (Upper Oligocene-Lower Burdigalian). (after LENTINI, 2000). Si tratta di varie falde di basamento sovrapposte, alcune delle quali con resti delle originarie coperture sedimentarie meso-cenozoiche (fig. 8). Le unità tettoniche più profonde sono costituite da epimetamorfiti varisiche e dalle relative coperture mesozoico-terziarie e sono strutturate in falde di ricoprimento separate da superfici suborizzontali, distinguibili soprattutto in funzione della differente evoluzione della loro copertura sedimen- taria (LENTINI & VEZZANI, 1975).

L'Unità di Capo S. Andrea (**UC**) è la più profonda e affiora solamente nel versante ionico tra Capo S. Andrea e Gallodoro. In essa sulle epimetamorfiti (**m1**) poggia una successione prevalentemente carbonatica lacunosa e condensata, estesa dal Lias inferiore all'Eocene (fig. 8).

L'Unità Longi-Taormina (**UT**) invece è caratterizzata da un basamento epimetamorfico (**m2**) e da una successione sedimentaria molto più potente (circa 1000 m), che testimonia un "annegamento" della piattaforma liassica con transizione a depositi bacinali (figg. 9, 10).

L'Unità S. Marco d'Alunzio è rappresentata da un potente basamento epimetamorfico (**m3**) e da una copertura carbonatica condensata mesozoico-terziaria, quest'ultima non affiorante nell'area della Carta.

Questo complesso epimetamorfico è ricoperto tettonicamente dall'Unità Fondachelli-Novara (CARBONE *et alii*, 2011; MESSINA *et alii*, 2013), caratterizzata da un basamento paleozoico derivante da un'originaria successione pelitico-arenacea con intercalazioni di vulcaniti basiche, e affetto da un metamorfismo varisico di BT in facies di scisti verdi. La copertura sedimentaria è costituita da de-



Fig. 9 - Isola Bella e Capo Taormina sono costituiti da dolomie e calcari di piattaforma del Lias inferiore (UT), poggianti in discordanza su metamorfiti varisiche (m₂). - Isola Bella and Taormina Cape are composed of Lower Liassic dolomite and limestone of platform facies (UT) uncomformably lying over Variscan metamorphites (m₂).



Fig. 10 – Piega nelle calcilutiti bianche con noduli di selce nera della F.ne Biancone. Loc.: tra M. Petraro e Castelmola.
 Fold in the white calcilutites with black cherty nodules of "Biancone" Fm. Loc.: between M. Petraro and Castelmola village.

positi giurassici di piattaforma, passante a depositi pelagici dell'Aptiano e chiusa in alto da un conglomerato rosso di età eo-oligocenica.

La successione tettono-stratigrafica prosegue verso l'alto con metamorfiti di basso grado metamorfico con lembi residui della copertura sedimentaria mesozoico-terziaria. Il basamento è stato interessato da un metamorfismo varisico da facies in scisti verdi di BT a facies anfibolitica (unità di Mandanici e di Piraino).

Il basamento dell'Unità del Mela, priva di copertura sedimentaria, è caratterizzato da una sequenza paleozoica, interessata da un metamorfismo eo-varisico in facies eclogitica, seguito da uno anfibolitico di tipo Barroviano, con una riequilibrazione in facies di scisti verdi di AT.

L'Unità di Alì è caratterizzata da un intervallo Permo-Triassico, seguito da una successione del Giurassico inferiore–Cretacico superiore, ed è stata interessata da un metamorfismo alpino di anchizona. Essa marca il contatto tettonico tra l'Unità di Mandanici e l'Unità dell'Aspromonte. Quest'ultima, priva anch'essa di copertura sedimentaria, consiste in un basamento metamorfico e plutonico del paleo-meso - proterozoico, interessato da un metamorfismo Pan-Africano in facies granulitica di AT, intruso da una serie tardo - Pan-Africana. Lo stesso basamento ha subito una riequilibrazione metamorfica, e mostra intrusioni di plutoniti da basiche ad acide, oltre che una sovra impronta alpina. Coperture terrigene terziarie del cuneo Europeo Le coperture terrigene calabridi affiorano nel settore calabro-peloritano e spaziano in età dall'Eocene superiore al Miocene inferiore. Una parte di esse, come il flysch di Frazzanò, è presente alla sommità delle successioni mesozoico-terziarie, con il significato di "precursore" della fase tettonica che portò alla messa in posto delle unità cristalline. Tale fase è perfettamente definita, in quanto il flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore–Burdigaliano inferiore) sutura i contatti di ricoprimento. Questo flysch è stato interpretato come un deposito di *thrust top basin*, coinvolto poi nelle successive fasi tettoniche.

Unità tettonica Antisicilide

Forma una falda di ricoprimento nord-vergente sull'edificio calabro-peloritano, ma apparteneva originariamente alle Unità Sicilidi della CAM. Si tratta di argille varicolori (**AS**) (figg. 11, 12), che ricoprono il flysch di Capo d'Orlando e, localmente, i basamenti cristallini delle unità dell'Aspromonte e del Mela. L'età della messa in posto di tale unità è ben definita dalle soprastanti calcareniti di Floresta (CARBONE *et alii*, 1993), non affioranti nell'area etnea, la cui base, ascrivibile al Burdigaliano superiore, sutura i contatti fra l'Unità Antisicilide e il flysch di Capo d'Orlando.

Coperture terrigene neogenico-quaternarie

Le successioni neogenico-quaternarie della CAM sono prevalentemente rappresentate da depositi di avanfossa e di bacini-satellite. Man mano che la deformazione procedeva, le aree di sedimentazione venivano progressivamente coinvolte nel cuneo orogenico. La migrazione dell'orogene verso il sistema avanfossa-avampaese è stata regi-



Fig. 11 – Unità delle Argille Scagliose Antisicilidi, costituite da argille varicolori a tessitura caotica con livelli di diatomiti biancastre. Affiorano estesamente sul versante in sinistra della valle del F. Alcantara nei pressi di Moio Alcàntara. Sullo sfondo il paese di Malvagna

 Antisicilide Scagliose Clay Unit, composed of chaotic varicoloured clays with whitish diatomitic levels. They extensively crop out on the left flank of the Alcàntara Valley near Moio Alcàntara village. On the background the Mahagna village. strata dal diacronismo dei depositi silicoclastici, che diventano progressivamente più giovani procedendo verso l'esterno; le coperture terrigene mioplioceniche quindi permettono di ben definire le tappe dell'evoluzione geodinamica. Essa si è svolta attraverso i tre stadi principali: Eo-Alpino, Balearico e Tirrenico (v. oltre).

In Sicilia centrale il "Bacino di Caltanissetta" è costituito da una depressione strutturale, il cui asse è orientato da ovest (Valle del F. Platani) verso est fino a interessare il bordo occidentale dell'Etna. Le coperture sedimentarie mio-plioceniche, che compaiono attorno all'area etnea, sono ascrivibili a depositi di bacini satellite sovrapposti ai sistemi a *thrust* della Catena Appenninico-Maghrebide, e solo in parte si tratta dei depositi di avanfossa, ubicati a sud dell'edificio vulcanico nell'Avanfossa Gela-Catania.

Le aree sorgenti di tali bacini satellite del Miocene superiore erano costituite dalle Unità Calabridi e in particolare dai basamenti cristallini, attualmente collassati nel bordo meridionale tirrenico (v. Alto di Solunto), che nel Mio-Pliocene giocavano il ruolo di un cuneo di accrezione (GUARNIERI *et alii*, 2002; GUARNIERI & CARBONE, 2003).



Fig. 12 - Alternanza di argille policrome e di diatomiti all'interno dell'Unità tettonica Antisicilide. Loc.: versante in sinistra della valle del F. Alcàntara nei pressi di Moio Alcàntara.
 - Alternation of varicoloured clays and diatomites within the Antisicilide tectonic Unit. Loc.: left flank of the Alcàntara Valley near Moio Alcàntara village.

formazione di Castellana Sicula (**Mm**)

Si tratta di depositi terrigeni sinorogeni, costituiti da argille marnose con sottili intercalazioni di sabbie e arenarie quarzose. Il contenuto micropaleontologico è ascrivibile alle biozone a *Praeorbulina glomerosa* s.l. BIZON & BIZON e *Globorotalia acostaensis* BLOW, che assegnano un'età serravalliana.

Affiora in limitati lembi a est di Maniace e lungo l'alto corso del T. della Saracena, e con spessore fino a 200 m circa, in destra del F. Simeto a ovest di Paternò (CARBONE *et alii*, 2010; SERV. GEOLOG. D'IT., 2010a).

formazione Terravecchia (Ma - Ms)

Discordante su terreni diversi giace un deposito argilloso-sabbioso (fig. 13) con lenti di conglomerato poligenico e di spessore variabile fino a circa 300 m. A volte si osservano intercalazioni lentiformi di argille brecciate brune, costituite da olistostromi (**Ab**) originatisi da risedimenti in massa all'interno dello stesso bacino di sedimentazione. Le associazioni faunistiche della biozona a *Globigerinoides obliquus extremus* BOLLI & BERMUDEZ permettono una datazione al Tortoniano superiore.

Limitati lembi della litofacies argillosa (**Ma**) affiorano nell'area di Giardini Naxos, sulla costa ionica; spessori superiori ai 300 m, compresa la litofacies sabbiosa quarzarenitica (**Ms**), affiorano lungo il versante sud-occidentale dell'edificio etneo, tra Adrano e V.ne Salato su ambedue le sponde del basso corso del F. Simeto. evaporiti messiniane

Nell'area etnea sono rappresentate da Calcare di Base (**Mc**), di colore biancastro con aspetto massivo, raramente con strutture varvate, e da gessi (**Mg**) sia primari che secondari. Tali litofacies sono presenti nel substrato sedimentario del vulcano e influenzano talora la composizione chimica delle acque in falda.

Limitati lembi di gessi affiorano tra Calatabiano e Trappitello (frazione di Giardini Naxos); calcari e gessi sono presenti più estesamente tra la confluenza F. Salso–F. Simeto e Monte S. Benedetto in destra del basso corso del F. Simeto.

Nella depressione di Caltanissetta sono stati riconosciuti due cicli delle evaporiti messiniane, separate da una discordanza regionale. Il ciclo inferiore è piegato e troncato da una discordanza intramessiniana.

Nell'ambito del Progetto CARG e per tutto il territorio nazionale i sedimenti relativi alla crisi di salinità del Messiniano sono stati emendati come Gruppo della Gessoso-Solfifera, il quale raggruppa diverse formazioni, relative ai differenti contesti paleogeografici e geodinamici. Nella Sicilia centro-occidentale il Gruppo della Gessoso-Solfifera è costituito dalla formazione di Cattolica, prettamente evaporitica, e dalla formazione di Pasquasia, prevalentemente clastica.

Trubi (**Pi**)

Le evaporiti passano bruscamente a calcari marnosi di colore bianco crema a frattura concoide, po-



Fig. 13 – Argille sabbiose bruno-giallastre con lenti di sabbie quarzose giallastre della f.ne Terravecchia (Tortoniano superiore) (Ma), sottostanti alle vulcaniti della f.ne S. Maria di Licodia. Loc.: a sud di Adrano.
 Brown-yellowish sandy clay with lenses of yellowish quartzose sand of the Terravecchia fm. (Upper Tortonian) (Ma), lying below the volcanics of the S. Maria di Licodia fm. Loc.: south of Adrano village.

tenti fino a 70 m, ricchissimi di microfaune planctoniche delle biozone a *Globorotalia margaritae* BOLLI & BERMUDEZ e *G. puncticulata* DESHAYES, che assegnano questa formazione al Pliocene inferiore.

A partire dal Pliocene medio⁽¹⁾ questa formazione ha subìto, insieme con le evaporiti messiniane, intense deformazioni in corrispondenza dei bacini satellite, impostatisi sui sistemi a *thrust* della Catena Appenninico-Maghrebide e pertanto come tali interessano il substrato etneo. Al di fuori, nel *Plateau* Ibleo i Trubi possono costituire dei depositi discordanti direttamente su formazioni più antiche, così come possono tappezzare il fondo dell'avanfossa. Più a nord oltre la dorsale peloritana e lungo il bordo tirrenico essa può ricoprire in discordanza termini più antichi ovvero seguire verso l'alto le evaporiti messiniane.

Un secondo ciclo del Pliocene medio-inferiore⁽¹⁾ è formato dalle argille marnose di Centuripe (**Pa**), argille marnose grigio-azzurre con intercalazioni arenacee, che nelle aree a ovest dell'edificio etneo passano verso l'alto e lateralmente a sabbie, arenarie e calcareniti; caratterizzano le colline di Centuripe e si estendono verso Agira e Leonforte. Esse sono correlabili con la successione a carattere regressivo, marne di Enna e calcareniti di Capodarso.

Un ulteriore ciclo, a carattere regressivo, databile al Pliocene superiore⁽¹⁾-Pleistocene inferiore, è rappresentato da marne e argille marnose grigioazzurre passanti a sabbie e arenarie (Ciclo di Geracello) (SERV. GEOL. D'IT., 2014).

Il contesto tettonico nel quale si verificò la deposizione della successione pliocenica e pleistocenica era caratterizzata da un'intensa mobilità del substrato, come dimostrano le varie discontinuità stratigrafiche. Solamente nella fascia meridionale della Sicilia, che rappresenta le aree esterne, l'intervallo del Pliocene-Pleistocene è espresso da un ciclo regressivo unico con successione relativamente continua (formazione Licata ovvero M. Narbone e calcareniti di Agrigento).

1.1.3. – Depositi marini e transizionali quaternari

Parecchi autori si sono occupati dei depositi marini pleistocenici che rappresentano parte del substrato etneo, analizzando gli aspetti litologici, sedimentologici, strutturali e il contenuto fossilifero (SCALIA, 1907; ACCORDI 1962; FRANCAVIGLIA, 1962; OGNIBEN, 1966; WEZEL, 1966, 1967; KIEF-FER, 1971; LOMBARDO, 1980; LANZAFAME *et alii*, 1999; DI STEFANO & BRANCA, 2002).

I depositi marini quaternari che compongono il substrato dell'Etna sono distribuiti su due aree: quella a NE dell'edificio vulcanico affiora in modo discontinuo dai dintorni di Fiumefreddo e cioè da quota mare fino a Vena a un'altitudine di 770 m s.l.m. (SERV. GEOL. D'IT., 2009a, 2010b); quella lungo il bordo meridionale del vulcano si estende dalla parte bassa della valle del F. Simeto a sud di Paternò fino a interessare parte dell'abitato di Catania e l'area di Aci Trezza (SERV. GEOL. D'IT., 2009b). Si tratta di sedimenti calcarenitico-sabbiosi e argillosi, di spessore variabile da poche decine di metri fino ad alcune centinaia di metri in corrispondenza dell'avanfossa, trasgressivi su vari termini del substrato etneo; essi sono caratterizzati da rapporti di parziale eteropia e riconducibili ad ambienti da litorali a infralitorali.

1.1.3.1. – Settore nord-orientale

In questo settore la successione inizia con un'alternanza di calcareniti bioclastiche, di argille sabbiose fossilifere e di sabbie grossolane di colore giallastro, nota in letteratura come calcareniti di Fiumefreddo (BRANCA *et alii*, 2009; SERV. GEOL. D'IT., 2009a). Lo spessore supera i 70 m. I livelli calcarenitici e sabbiosi sono fossiliferi, mostrano stratificazione incrociata e contengono microfaune a *Hyalinea baltica* SCHRÖTER e nannoflore delle biozone MNN19e e MNN19f, che conferiscono un'età Pleistocene inferiore *p.p.*-medio.

Le calcareniti passano verso l'alto e lateralmente alla formazione delle argille grigio-azzurre. Si tratta di argille marnose a stratificazione indistinta, da SEGUENZA (1873-77) studiate la prima volta e denominate "argille subetnee". Dai dati di sottosuolo è evidente che questa formazione poggia su termini della Catena Appenninico-Maghrebide ed è troncata in alto da un conglomerato eterogeneo d'ambiente continentale. Lo spessore è di circa 80 m. Le microfaune consistono in associazioni a Hyalinea baltica, Truncorotalia truncatulinoi*des excelsa* SPROVIERI e *Globorotalia inflata* (D'ORBIGNY). Le associazioni a nannofossili sono ascrivibili alla biozona MNN19e nei livelli basali e alla MNN19f nell'intervallo sommitali; ciò permette di estendere l'età dal Pleistocene inferiore *p.p.* al medio e di confermare i rapporti di sostanziale eteropia con le calcareniti.

1.1.3.2. – Settore meridionale

In quest'area sul versante meridionale del M. Etna i sedimenti quaternari sono rappresentati da una potente successione regressiva, riferita all'Avanfossa Gela-Catania da OGNIBEN (1966). In realtà tali coperture giacciono sulla Falda di Gela, andandosi a collegare senza soluzione di continuità

⁽¹⁾ Tutte le datazioni al Pliocene si riferiscono al pre-emendamento della base del Quaternario (FINNEY, 2010).

con i depositi dell'avanfossa, suturando il cuneo di accrezione appenninico-maghrebide.

Il settore meridionale del vulcano è bordato da una serie di colline, costituite da una successione regressiva rappresentata da argille marnose pleistoceniche, che passano gradualmente verso l'alto e lateralmente a sabbie d'ambiente litorale e a conglomerati poligenici continentali. La base non affiora in questa zona, ma è visibile più a ovest lungo il versante in sinistra della valle del F. Dittaino.

La deposizione della formazione delle argille grigio-azzurre è proseguita anche durante le prime fasi dell'attività eruttiva etnea, come evidenziato dall'età radiometrica delle lave sottomarine (circa 580 ka, GILLOT *et alii*, 1994) intercalate ad argille marnose nell'area di Aci Castello.

formazione delle argille grigio-azzurre

Costituiscono l'intervallo inferiore della successione marina pleistocenica e affiorano estesamente lungo le colline delle "Terreforti" tra Motta S. Anastasia e Catania, nell'area urbana di Catania e nella zona di Aci Trezza e Aci Castello. Si tratta di argille e argille marnose di colore grigio-azzurro a stratificazione indistinta (Qa), eccetto laddove si intercalano livelli siltosi o lenti discontinue di tufi. Esse sono particolarmente bene esposte nei calanchi di Portella dei Sieli, a sud e a sud-ovest dell'abitato di Misterbianco e attorno Motta S. Anastasia. Verso l'alto le argille si arricchiscono di una frazione calcarenitica bioclastica e siltoso-sabbiosa (Qc), che prelude al passaggio con le soprastanti sabbie di S. Giorgio. In questo intervallo sono presenti gusci di molluschi e cristalli di gesso di dimensioni centimetriche. Questi elementi, in accordo con KIEFFER (1971), sarebbero il preludio a un'evoluzione del bacino verso i termini continentali di chiusura (ghiaie di M. Tiritì, v. oltre), passando prima da condizioni di ambiente lagunare o comunque via via più ristretto (ambiente di pro-delta regressivo).

WEZEL (1966) aveva attribuito la formazione al Siciliano. L'età è soprattutto definita sulla base dei foraminiferi, tra i quali *Hyalinea balthica* SCHRÖTER, *Globorotalia truncatulinoides excelsa* RUGGIERI, SPROVIERI & UNTI e *Bolivinita quadrilatera* (SCHWAGER) e per la presenza, nella macrofauna, di *Arctica islandica* (KUSKJELL) e *Chlamys septemradiata* (MÜLLER).

L'analisi biostratigrafica si basa sullo studio quantitativo dei nannofossili, la cui associazione è dominata da individui del genere *Dictyococcites* spp., mentre *Coccolithus pelagicus* (WALLICH) e *Reticulofenestra* spp. sono presenti con percentuali comprese tra 9 e 15%. Altre forme presenti sono *Geminilithella rotula* (KAMPTNER), *Helicosphaera carteri* (WALLICH), *Calcidiscus leptoporus* (MURRAY & BLACKMAN), *Pseudoemiliania lacunosa* (KAMPTNER) e presentano percentuali inferiori al 4%. Nella porzione superiore delle argille compaiono, con percentuali massime del 3%, *Gephyrocapsa "medium-sized*" e *Gephyrocapsa* sp. 3 (*sensu* RIO *et alii*, 1990). In tutti i campioni, infine, è piuttosto alta la percentuale di specie rimaneggiate.

sabbie di S. Giorgio

Le argille grigio-azzurre passano gradualmente verso l'alto alle sabbie di S. Giorgio (**Qs**), costituite da sabbie quarzose giallo-rossastre a grana da fine a grossolana con rare intercalazioni argilloso-sabbiose e conglomeratiche (fig. 14), queste ultime più frequenti vero l'alto. Questa formazione è equivalente delle sabbie e ghiaie di Villaggio S. Giorgio di CARBONE *et alii* (2009, 2010). Buone esposizioni si trovano nei pressi del quartiere di San Giorgio (SERV. GEOL. D'IT., 2009b), dove presentano gli spessori maggiori.

Dalla zona di S. Giorgio, spostandosi verso sud, in direzione di S. Teodoro-Librino, malgrado la zona sia fortemente urbanizzata, si osserva il passaggio dalla formazione delle argille grigio-azzurre alle sabbie di S. Giorgio. Nell'affioramento di Poggio Cardillo il passaggio tra le "argille grigio-azzurre" e le sabbie è graduale e in concordanza; non si ossevano tra l'altro superfici e/o elementi di separazione netta fra i due litotipi. Non è da escludere, però, che in certe zone si possa osservare una certa discordanza, come segnalava tra l'altro WEZEL (1967) nei pressi del bivio Zia Lisa (oggi non più visibile) o come citava KIEFFER (1971) "En fait, la majorité des sables se révèle discordant sur les argiles", anche se quest'ultimo si riferiva a zone più a NO rispetto all'area del Foglio Catania. Nel bacino, tettonicamente molto attivo, anche per le contemporanee fasi iniziali di formazione dell'Etna (fase pre-etnea), non è da escludere che si formassero delle discordanze intraformazionali, tant'è che alla base di alcuni livelli sabbiosi, oltre alla presenza di un piccolo letto di ghiaie a grana fine, si ritrovano talvolta clay-chips derivanti dalla formazione delle argille grigio-azzurre. Tra l'altro facies



 Fig. 14 – formazione delle sabbie di S. Giorgio: alternanza sabbioso-siltosa con sottili lenti di conglomerati. Loc.: quartiere di Librino, periferia ovest di Catania.
 - S. Giorgio formation: sandy-silty alternance with thin lenses of conglomerate. Loc.: Librino quarter, on the western suburb of Catania.

prossimali, come quelle in questione, sono estremamente "sensibili" nel registrare anche piccoli movimenti tettonici e/o eustatici.

ghiaie di M. Tiritì

Si tratta di ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa (\mathbf{Qg}) (fig. 15), debolmente cementati, di colore giallastro a struttura caotica e con lenti di argille e sabbie a stratificazione obliqua. I clasti, arrotondati e sferici, sono di dimensione variabile dal ciottolo al blocco di 50 cm. Gli elementi sono rappresentati da prevalenti quarzareniti (circa 90%, derivanti dal flysch numidico e/o dal flysch di Monte Soro), da calcari e marne, da subordinate metamorfiti di vario grado ($\mathbf{Qg_1}$), e da rari ciottoli vulcanici fortemente alterati classificabili come basalti tholeiitici.

L'unità litologica è riferibile a un ambiente transizionale di piana alluvio-deltizia.

Gli affioramenti migliori si trovano nei dintorni di Motta S. Anastasia, tra Piano Tavola, M. Tiritì e Femmina Morta a nord, e tra il borgo Mondianello e Poggio Mendolo a sud.

Raggiunge lo spessore massimo di 70 m circa nell'omonimo colle.

Il passaggio alle sottostanti sabbie di S. Giorgio è in parte eteropico, ed è marcato frequentemente da contatti erosivi, da imputare alla forte energia che accompagnava la messa in posto dei corpi sedimentari grossolani durante le fasi di piena (KIEFFER, 1971). Nella periferia occidentale di Catania, le poche aree risparmiate dall'urbanizzazione mostrano i contatti erosivi dei corpi conglomeratici sulle sabbie e ciò li può fare interpretare come depositi terrazzati più recenti discordanti (CATALANO *et alii*, 2004), anziché la porzione sommitale della successione pleistocenica. La presenza di ciottoli di basalti della fase tholeiitica più antica e l'assenza di paleosuoli alla base dei corpi conglomeratici fa escludere si tratti di terrazzi. Infatti, poiché tali depositi sono sterili, sembra che la datazione, basata sui ciottoli vulcanici presenti nelle ghiaie, sia l'unico metodo di datazione sufficientemente attendibile. KIEFFER (1971) assegna questo deposito alla parte terminale del Pleistocene medio, sulla base della presenza di ciottoli vulcanici costituiti solamente dalle lave subaeree e della serie sub-alcalina (tholeiiti) che affiorano fra Adrano e Paternò (BRANCA *et alii*, 2004). Poiché tali manifestazioni vulcaniche tholeiitiche hanno un'età radiometrica di 315 \pm 50 ka - 262 \pm 18 ka (GILLOT *et alii*, 1994), mentre i primi prodotti alcalini etnei s.s. sono datati a 172 \pm 10.5 ka (GILLOT *et alii*, 1994), l'età della formazione è compresa in questo *range* temporale e pertanto è Pleistocene medio, parte alta.

Depositi marini terrazzati

Depositi terrazzati d'origine marina (**Tm**), costituiti da sabbie giallastre a grana da fine a grossolana e ghiaie eterometriche con matrice sabbiosa. Gli elementi sono costituiti in prevalenza da metamorfiti e da vulcaniti etnee.

1.1.4. – Depositi continentali quaternari

Depositi alluvionali antichi terrazzati

Si tratta di ghiaie eterolitologiche alternate a livelli limoso-sabbiosi (**bn**), distribuiti sui versanti vallivi.

Depositi di travertino

Si tratta di un deposito carbonatico di precipitazione chimica (**f1**), spesso fittamente stratificato e concrezionato, costituito da livelli clastici e da precipitato salino (per lo più CaCO₃). Attualmente è in formazione in corrispondenza delle sorgenti che scaturiscono nei pressi del corso del F. Simeto, al contatto tra le lave e il substrato sedimentario impermeabile.

Il deposito è presente nei pressi dell'abitato di Paternò (fig. 16), con uno spessore in affioramento di 1-2 m circa, dove copre la porzione basale del



Fig. 15 - formazione delle ghiaie di M. Tiriti del Pleistocene medio (Qg). Loc.: quartiere di Librino, periferia ovest di Catania.
Middle Pleistocene M. Tiriti gravel formation (Qg). Loc.: Librino quarter, on the western suburb of Catania.



Fig. 16 – Deposito di travertino affiorante sull'apparato eruttivo di Paternò. - Deposit of travertine rock cropping out on the eruptive apparatus of the Paternò village.

cono di scorie della formazione Simeto. In quest'area è caratterizzato da due livelli. Quello inferiore è ben consolidato, da massivo a stratificato con concrezioni di carbonato di calcio di origine secondaria e contenente resti fossili di gasteropodi. L'intervallo superiore è scarsamente consolidato, altamente poroso, con all'interno lenti di argilla di dimensioni centimetriche, e frammenti subangolari di lave provenienti dal cono di scorie di Paternò. Questo livello rappresenta il materiale colluviale dilavato, di derivazione vulcanica, e cementato dal travertino.

Depositi lacustri

Si tratta di sabbie, limi e argille nerastri (e) con abbondante frazione organica depositatisi in aree depresse acquitrinose, o in anse abbandonate, come quelli presenti alla confluenza Canale Lenzi Guerrera–F. Dittàino.

Depositi alluvionali recenti

Si tratta di limi sabbiosi e lenti di ghiaie (**bb**), distribuiti lungo i corsi d'acqua o le piane costiere; talora riempiono depressioni morfologiche a monte di sbarramenti lavici o formano piccole conoidi alluvionali.

Depositi eolici

Sabbie fini quarzose ben classate (d) che formano piccole dune costiere.

Depositi litorali

Sabbie da medie a grossolane e ghiaie a elementi vulcanici, sedimentari e metamorfici ben arrotondati (**g2**).

Depositi di alluvioni attuali

Costituisce il deposito (**b**) in formazione in alveo, continuamente rimodellato dalle piene dei corsi d'acqua a regime perenne, anche se fortemente influenzati dai cicli stagionali e dagli interventi antropici. Infatti su tutti i corsi che ricadono nell'area della Carta sono state effettuate opere di regimentazione che hanno comportato la sottrazione di considerevoli quantitativi di materiale sabbioso e ciottoloso a valle dei corsi, per la costruzione delle dighe di ritenuta a monte.

Il deposito alluvionale attuale è presente lungo l'asse dei principali fiumi e dei valloni ed è costituito da ghiaie eterometriche a prevalenti clasti sedimentari spigolosi, metamorfici di vario grado appiattiti e/o arrotondati, clasti mineralici di quarzo, lavici smussati (F. Simeto); da ghiaie eterometriche a prevalenti clasti sedimentari arrotondati e ghiaie sabbiose (F. Dittàino); oltre a limi argillosi sempre presenti nei due corsi fluviali.

Lo spessore di questi depositi è generalmente modesto e solo a valle, allo sbocco dei valloni principali, e nelle aree di confluenza dei corsi principali, raggiunge probabilmente potenze dell'ordine della decina di metri.

Sono privi di coltivazioni e di copertura vegetale, a eccezione di qualche arbusto.

Negli anni '50 il corso del F. Simeto è stato costretto all'interno di argini artificiali, che dall'attuale foce risalgono per tutto il corso d'acqua. Questi argini sono costituiti da materiali fini derivanti dai depositi della stessa pianura alluvionale e da blocchi prevalentemente lavici. La cresta dell'argine si eleva mediamente 3–4 m rispetto alla pianura circostante e una decina di metri rispetto all'attuale *talweg* del fiume. All'interno e a ridosso degli argini sono presenti due ripiani realizzati seguendo in parte e talvolta rettificando e rimodellando la morfologia degli ultimi due ordini di terrazzi. La costruzione degli argini oltre a costringere il corso del fiume dentro un percorso prestabilito in qualche modo condiziona il ruscellamento superficiale.

Salinelle

Si tratta di caratteristici vulcani di fango alti fino a un metro, formatisi nell'intorno dei punti di emissione di soluzioni ipersaline e materiale fangoso (\mathbf{s}) derivanti da manifestazioni di acqua fortemente mineralizzata.

La temperatura delle acque ipersaline, nelle diverse bocche eruttive, è compresa tra 16° e 19° C nei periodi di quiescenza (CARVENI & BENFATTO, 2008), sale fino a 48° C durante un'attività parossistica (SILVESTRI, 1879a) o in concomitanza di emissione di acido solfidrico (CUMIN, 1954b). Le fasi parossistiche possono avere durata di diversi mesi e sono intervallate da più lunghi periodi di stasi o debole emissione. Da dati di letteratura il chimismo delle acque è praticamente rimasto costante in oltre un secolo di osservazioni e misure.

Sono situati nei pressi dell'abitato di Paternò (pro-



Fig. 17 – Salinelle dei Cappuccini - San Marco. Loc.: periferia occidentale del l'abitato di Paternò, sul versante settentrionale della collina dei Cappuccini o collina di San Marco (foto G. Garfi).

 Salinelle dei Cappuccini - San Marco. Loc.: western suburb of the town of Paterno, on the northern slopes of the Cappuccini or the San Marco bill (photo G. Garĵi). vincia di Catania) a una quota di circa 210 m, vicino lo stadio comunale, dove circondano la zona della Sorgente Acqua Grassa e tra Casa Guido e Casa Felice (fig. 17), a quota di circa 100 m, a poche centinaia di metri dall'attuale corso del Simeto (fig. 18). Altre emergenze, ancora più spettacolari e "pulite" in quanto più distanti da centri abitati, sono presenti nel comune di Belpasso (provincia di Catania), a sudovest di Poggio Guardia (fig. 19), a circa 200 m di quota; in questa località le manifestazioni idriche sono responsabili delle sorgenti del Vallone Salato.

I vulcani di fango sono edifici tronco-conici con cratere centrale o con cavità sub-circolari, originati dall'emissione in superficie di fluidi, generalmente freddi, di genesi profonda. Tali fluidi sono costituiti da miscele di gas (metano e anidride carbonica), acque salate fossili, fango e anche idrocarburi liquidi, che risalgono attraverso strutture tettoniche "permeabili" (KOPF, 2002) o preesistenti condotti mag-



Fig. 18 – Salinelle del Fiume. Loc.: sulla sponda sinistra del F. Simeto a una distanza di 500 m dall'alveo del fiume e a 2,3 km a ovest dal centro abitato di Paternò (Catania) (foto A. Pistorio).
Salinelle del Fiume. Loc: on the left flank of the F. Simeto at a distance of 500 m from the riverbed and 2.3 km west from the town of Paternò (Catania) (photo A. Pistorio).



Fig. 19 – Salinelle del Vallone Salato o di S. Biagio. Loc.: circa km 7,0 a sud dell'abitato di Belpasso (Catania) (foto S. Carbone).
Salinelle del Vallone Salato or of S. Biagio. Loc.: approximately 7.0 km south of the town of Belpasso (Catania) (photo S. Carbone).

matici, spesso in concomitanza con eventi sismici (SILVESTRI, 1879a; CARVENI & BENFATTO, 2008).

A seconda della densità dei fluidi possono formarsi edifici conici con pareti più o meno acclivi, colate di fango o depressioni sub-circolari. La morfologia di questi corpi è effimera e instabile, e in brevi periodi possono subire profonde trasformazioni: trattandosi infatti di edifici costituiti prevalentemente da fango essi sono molto "sensibili" alle escursioni termiche giornaliere e stagionali, agli agenti esogeni e al "rimodellamento" a seguito di nuove attività eruttive.

Detrito di versante e frane

Il detrito di versante (a) è costituito da clasti spigolosi di dimensione variabile immersi in matrice sabbiosa ed è distribuito alla base di versanti e in corrispondenza delle pareti laviche della Valle del Bove.

Le frane (a1) sono rappresentate da materiale caotico prevalentemente argilloso-sabbioso con elementi lapidei a spigoli vivi e di diversa natura.

1.2. - Evoluzione paleogeogrfica e paleotettonica del substrato etneo

I dati ottenuti da studi multidisciplinari permettono di ricostruire l'assetto paleogeografico precedente alle fasi orogeniche (LENTINI *et alii*, 2006). Il Paleobacino Ionico, apertosi nel Permo-Triassico all'interno della placca afro-adriatica, separava il Blocco Pelagiano dal Blocco Apulo (fig. 20) e ospitava successioni mesozoiche a carattere prevalentemente bacinale, unità lagonegresi nell'Appennino meridionale, unità imeresi, sicane e di M. Judica in Sicilia, raggruppate nel termine di Ionidi.

Gli studi geologici indicano che il Paleobacino Ionico si chiudeva sia in direzione dell'attuale Appennino centrale che verso la Sicilia occidentale. Il Blocco Panormide, che ospitava le omonime piattaforme carbonatiche meso-cenozoiche, e l'analoga crosta continentale dell'Appennino meridionale si saldavano pertanto alle placche afro-adriatiche (LENTINI *et alii*, 2006; LENTINI & CARBONE, 2014).

La ricostruzione paleogeografica lungo un transetto dalla Sardegna al Canale di Sicilia (v. fig. 499 in LENTINI & CARBONE, 2014) mostra che durante il Giurassico superiore la placca europea e quella afro-adriatica erano separate dal bacino della Tetide Alpina, che ospitava le unità alpino-tetidee (note in gran parte come Unità Sicilidi). Nello Stadio Eo-Alpino durante il Cretacico-Eocene la subduzione della crosta oceanica Alpino-Tetidea avveniva in direzione dell'attuale sud o SE al disotto della Placca Afro-Adriatica. A partire dall'Oligocene (Stadio Balearico) si può ricostruire una subduzione verso NO di ciò che rimane della Tetide Alpina. Lo Stadio Balearico, che seguiva



Fig. 20 – Schema paleogeografico semplificato relativo al Giurassico superiore, dal quale emerge che il Blocco Panormide separava il Paleobacino Ionico, a crosta oceanica, apertosi all'interno della placca afro-adriatica a partire dal Permo-Triassico, e la Tetide Alpina a sua volta prossima alla crosta europea e originatasi a partire dal Giurassico. La convergenza Europa-Africa produrrà la chiusura del Bacino Alpino-Tetideo (Stadio Balearico) e successivamente, una volta raggiunta la collisione, la parziale consumazione della crosta del Bacino Paleoionico (da LENTINI & CARBONE, 2014).

- Palaeogeographic simplified scheme related to the Late Jurassic, which shows that the Panormide Block separated the Ionian Palaeobasin, characterized by an oceanic crust, opened since Permo-Triassic within the Africa-Adria plate, and the Alpine Tethys, in turn close to the European crust and originated since the Jurassic. The Europe-Africa convergence will produce the closure of the Alpine-Tethys Basin (Balearic Stadium) and then once it reaches the collision, the partial consumption of the crust of the Ionian Palaeobasin (after LENTIN & CARBONE, 2014).

quello Eo-Alpino, produsse una fascia orogenica con vergenza opposta, cioè verso il Blocco Afro-Adriatico e la collisione della placca Europea con la crosta Panormide contemporaneamente alla rotazione antioraria del Blocco Sardo-Corso e all'apertura del Bacino Balearico di retroarco. Tale stadio termina al limite Burdigaliano-Langhiano.

La prima evidenza dell'inizio dell'apertura tirrenica si deduce anche dall'analisi dei sedimenti del Miocene medio-superiore posti ai margini del Bacino Tirrenico, come quelli del versante settentrionale dei M. Peloritani (LENTINI *et alii*, 1995), ma la vera e propria oceanizzazione avviene a partire dal Pliocene. Attualmente la subduzione della crosta oceanica ionica interessa l'Arco Calabro-Peloritano e l'arretramento verso SE dello *slab* produce la migrazione verso SE del sistema orogenico e lo sviluppo di fasci di faglie trascorrenti a componente destra orientate NO-SE (Sistema Sud-Tirrenico), coevo con lo stato collisionale riconosciuto più a ovest tra il Blocco Panormide e quello Pelagiano (FINETTI *et alii*, 2005a).

1.3. - CARATTERI STRUTTURALI

In Sicilia l'architettura regionale è rappresentata dagli edifici alloctoni della Catena Calabro-Peloritana (CCP) e della Catena Appenninico-Maghrebide (CAM), che consistono in sistemi a *thrust* totalmente sradicati e tettonicamente sovrapposti a un Sistema a *Thrust* Esterno (STE), originatosi dalla deformazione del margine interno dell'Avampaese Nord-Africano.

Il profilo schematico di figura 2 mostra l'estensione della crosta nord-africana verso nord e il passaggio a una zona deformata, rappresentata dal Sistema a Thrust Siculo-Pelagiano sepolto sotto il versante settentrionale dell'Etna. La figura 163 in LEN-TINI & CARBONE (2014), tratta da FINETTI (2005b), compilata sulla base delle linee sismiche del margine meridionale tirrenico, rende il quadro più completo, mostrando l'estensione fino oltre la linea di costa tirrenica della crosta nord-africana, il progressivo assottigliamento e la transizione a uno slab, residuo di un'originaria crosta paleoionica, più o meno totalmente subdotta al disotto della crosta panormide. Il profilo di figura 2 mostra anche le relazioni tra le varie unità del Dominio Orogenico. Al disopra del STE la Catena Appenninico-Maghrebide con la soprastante Catena Calabro-Peloritana forma un edificio alloctono, totalmente sradicato (fig. 21). L'Etna giace sulle unità della CAM e la risalita del magma dal mantello interessa le unità del dominio orogenico, a eccezione della CCP, come dimostrano anche gli xenoliti sedimentari inclusi talora nei prodotti lavici.

Le piattaforme carbonatiche Panormidi, che, all'inizio dell'apertura tirrenica (Stadio Tirrenico), si scollano dal loro basamento, andando a ricoprire tettonicamente le Unità Imeresi, rimangono tuttavia arretrate senza interessare il sottosuolo etneo.

Al Miocene superiore risale la sovrapposizione delle Ionidi al disopra del Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (STSP), cui segue la definitiva sovrapposizione di quest'ultimo sul bordo del sistema avanfossa-avampaese.

L'odierno assetto strutturale è riconducibile in prevalenza allo Stadio Tirrenico, cominciato nel Miocene medio-superiore contemporaneamente all'inizio dello sviluppo del bacino di *back-are* tirrenico.

L'evidenza in superficie dell'assetto collisionale a ovest del Golfo di Patti è il Sistema Sud-Tirrenico (SST), che consiste in un sistema di faglie trascorrenti destre, orientate NO-SE, e accompagnate da faglie antitetiche sinistre orientate NE-SO e da sistemi distensivi con direzione N-S. L'intero sistema, compatibile con un campo di stress principale orientato N-S, non caratterizza soltanto l'*offshore*, ma è diffuso anche nell'entroterra siciliano (LENTINI & CARBONE, 2014) e verosimilmente interessa i margini dell'edificio vulcanico.



Fig. 21 - A nord-ovest di Moio Alcàntara affiora il contatto di ricoprimento (r) delle Unità Calabridi sulle Unità Appenninico-Maghrebidi. Le prime sono costituite dall'Unità di Longi-Taormina; che inizia in basso con blocchi di calcari di piattaforma del Lias inferiore (A), passanti verso l'alto al "Medolo" (B) e termina con

and office (i), passant version and versi

Tra le faglie del Sistema Sud-Tirrenico assume notevole importanza la "Faglia di Vulcano" (v. FINETTI et alii, 2005a), orientata NNO-SSE. Essa taglia l'arcipelago eoliano, separando le isole con attività vulcanica (Vulcano, Panarea, Stromboli) da quelle occidentali e rappresenta il limite tra l'area collisionale e quella con subduzione attiva verso est.

Un sistema a carattere trascorrente destro orientato NO-SE è riconoscibile (LENTINI & CARBONE, 2014) su tutto il territorio siciliano ed è accompagnato da rotazioni orarie di assi di pieghe (p. es. sinclinale di Nicosia), deviazioni dei corsi d'acqua (p. es. F. Dittaino) e andamento sigmoidale delle culminazioni (p. es. dorsale di Rocca Busambra).

Osservazioni morfostrutturali permettono di individuare due lineamenti strutturali orientati NO-SE, che nel dettaglio si disperdono in elementi minori, ma che delimitano i versanti nell'area sudoccidentale e nord-orientale del vulcano.

Ulteriori esempi di tettonica trascorrente dell'area etnea sono presenti nei depositi pleistocenici a SO di Misterbianco (CATALANO et alii, 2004) e nelle aree sommerse al largo di Aci Trezza, dove i prodotti delle Isole dei Ciclopi hanno subìto un rigetto orizzontale di circa 400 m (CHIOCCI et alii, 2011).

1.4. - Il vulcano etna nel contesto geodi-NAMICO

Considerato il chimismo alcalino-sodico dei prodotti emessi, il vulcano Etna appare localizzato in una posizione anomala al margine esterno di una fascia orogenica, quella appenninico-maghrebide, originatasi dalla convergenza delle croste afro-adriatica e ionica con quella europea, e attualmente compresa tra due croste oceaniche, quella ionica in subduzione attiva e quella tirrenica in espansione.

Il vulcano Etna si è sviluppato a partire da circa 500.000 anni fa (GILLOT et alii, 1994) sul settore esterno della Catena Appenninico-Maghrebide e al confine con il margine occidentale del Bacino Ionico, bordato dal sistema di faglie della Scarpata Ibleo-Maltese e caratterizzato da crosta oceanica e da sedimenti bacinali, databili a partire dal Permo-Triassico.

L'occorrenza del vulcanismo etneo nel contesto

geodinamico della Sicilia orientale è stata interpretata in passato in diversi modi:

1) come un effetto dell'intersezione di tre zone di faglia principali, orientate ENE-OSO, NNO-SSE e ONO-ESE (RITTMANN, 1973; CRISTOFOLINI *et alii*, 1979; LO GIUDICE *et alii*, 1982);

2) quale risultato di processi di taglio lungo un sistema di faglie trascorrenti destre orientate NNO-SSE (LO GIUDICE & RASÀ, 1986; LANZAFAME & BOUSQUET, 1997);

3) come correlazione con processi gravitativi superficiali (McGUIRE & PULLEN 1989; McGUIRE *et alii*, 1990; BOUSQUET & LANZAFAME, 2001; LO GIUDICE & RASÀ, 1992) o profondi (BORGIA *et alii*, 1992; TIBALDI & GROPPELLI, 2002);

4) come originato da un *hot spot* (TANGUY *et alii*, 1997; CLOCCHIATTI *et alii*, 1998);

5) come il risultato di processi estensionali correlati o con *rifting* attivo (TAPPONNIER, 1977; ELLIS & KING, 1991; MONACO *et alii*, 1997, 2005) o con movimenti verticali di materiale astenosferico al bordo sud-occidentale della placca ionica in subduzione e arretramento sotto la litosfera tirrenica (HIRN *et alii*, 1997; GVIRTZMAN & NUR, 1999; DOGLIONI *et alii*, 2001).

Prescindendo dall'interpretazione geodinamica (*rifting* o cuneo astenosferico) e tenendo conto (1) dell'occorrenza periodica di magmatismo in Sicilia sud-orientale durante gli ultimi 200 milioni di anni legata a condizioni favorevoli di melting nel mantello (HIRN et alii, 1997), (2) dell'età del vulcanismo etneo, (3) dell'ubicazione del vulcano al letto di un sistema regionale di faglie normali (ELLIS & KING, 1991; HIRN et alii, 1997), (4) dei caratteri morfotettonici e sismotettonici del fianco orientale del vulcano (MONACO et alii, 1995, 1997, 2005; GRESTA et alii, 1997; Azzaro, 1999; Azzaro & Barbano, 2000), il vulcanismo dell'Etna può essere considerato come una diretta conseguenza dell'estensione regionale orientata ONO-ESE, attiva dal Pleistocene medio in Sicilia orientale.

La collocazione dell'Etna nel quadro geodinamico è stata oggetto di varie ipotesi e non ha trovato soluzioni univoche, poiché il campo di stress appare notevolmente complesso in quanto coesistono strutture compressive e distensive e ciò spiega perché molti dati di letteratura risultano contraddittori o parziali. L'ipotesi dell'origine da *hot spot*, così come l'invocato processo di *rifting* asimmetrico non sembrano sostenibili; le interpretazioni debbono basarsi su un quadro strutturale costruito su dati geologici, geofisici e vulcanologici in una ricerca interdisciplinare, che possa tener conto dei vincoli geologici e restringere al massimo le ipotesi sostenibili. Gli elementi strutturali, responsabili dell'origine e dell'evoluzione del vulcano, vanno ricercati nei rapporti fra Arco Calabro-Peloritano e Catena Appenninico-Maghrebide, nella subduzione attiva della crosta oceanica ionica al disotto dell'arco e nel rapporto fra il bordo occidentale del bacino ionico e l'Avampaese Ibleo (Scarpata Ibleo-Maltese).

I sedimenti pleistocenici affioranti sul versante orientale dell'Etna, ubicati a circa 770 m s.l.m., sono la dimostrazione di una tettonica compressiva, che da origine al sistema a *thrust*, ben visibile al di fuori dell'area vulcanica. I sedimenti coevi affioranti nella fascia meridionale si trovano a quote attorno ai 250-300 m, e ciò dimostra che approssimandosi al cuneo frontale della catena il sistema si deprime. All'interno dell'area urbana di Catania e nella zona di Aci Trezza gli affioramenti di argille pleistoceniche sono originati da sistemi di *thrust* sepolti sotto le coperture laviche con fronti orientati circa E-O e vergenti a sud.

D'altro canto la presenza di faglie distensive, considerate la prosecuzione verso nord della Scarpata Ibleo-Maltese, sono state ampiamente descritte in letteratura (v. MONACO *et alii*, 2010; BRANCA *et alii*, 2014). Tali elementi estensionali si collegano in profondità e rappresentano l'espressione superficiale di una zona di taglio crostale determinata dai rapporti tra Blocco Pelagiano e crosta oceanica ionica.

L'interpretazione del quadro strutturale e dell'evoluzione geodinamica, proposta nei capitoli precedenti, e in particolare il sistema di taglio destro, espresso dal Sistema Sud-Tirrenico, connesso ai rapporti tra le catene siciliane e l'Arco Calabro, sembrano avere un ruolo fondamentale nel contesto strutturale della Sicilia in generale e dell'edificio etneo in particolare.

Interessanti appaiono le considerazioni di LAGMAY *et alii* (2000), che analizzano l'influenza della tettonica trascorrente su alcuni vulcani (Filippine e Mt. S. Helens) e mostrano analogie con il quadro morfostrutturale del M. Etna. Ciò suggerirebbe di sviluppare in tale direzione ulteriori ricerche.

Carta Geologica del Vulcano Etna - Geological Map of Etna Volcano

2. - La storia della cartografia geologica dell'Etna

- Geological maps of Etna volcano along the history

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

Il primo testo scientifico in assoluto che descriveva i fenomeni vulcanici del M. Etna è stato pubblicato da BORELLI (1670), un fisico che scrisse un dettagliato resoconto della grande eruzione laterale del 1669. Durante il XVIII secolo, numerosi studiosi analizzarono il vulcano Etna e le sue eruzioni, cominciando a fare le prime considerazioni geologiche (per maggiori dettagli cfr. il paragrafo 14 di CHESTER et alii, 1985). I primi studi riguardanti la geologia del vulcano furono realizzati nella prima metà del XIX secolo sull'Etna. In particolare, DE BEAUMONT (1836) pubblicò il primo tentativo di una ricostruzione geologica dell'edificio vulcanico. In questo periodo, furono sviluppate analisi geologiche sistematiche per opera di un numero di eminenti scienziati europei, come CHARLES LYELL (1859) e SARTORIOUS VON WALTERSHUASEN (1880), in aggiunta al naturalista e geologo siciliano CARLO GEMMELLARO (1858). I tre scienziati eseguirono i primi studi sulla stratigrafia della successione vulcanica esposta lungo le maestose pareti interne della vasta depressione conosciuta come Valle del Bove. Dalle loro prime osservazioni geologiche, dedussero che il vulcano Etna rappresentava il risultato finale di una storia evolutiva complessa dovuta alla sovrapposizione spaziale e temporale di almeno due centri eruttivi principali (fig. 22). Sulla base della ricostruzione geometrica della stratificazione delle vulcaniti affioranti lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove, Lyell, Waltershausen e Gemmellaro identificarono la presenza di un antico centro vulcanico situato in questa porzione della valle. Gli studiosi ritennero che il sistema di alimentazione di questo antico vulcano fosse localizzabile sul fondo valle in corrispondenza della località denominata Piano del Trifoglietto dalla quale esso ha preso il nome: Trifoglietto. L'attuale centro vulcanico, chiamato Mongibello, era stato riconosciuto come sovrapposto al Trifoglietto (fig. 22). In particolare tra il 1836 e il 1843, Waltershausen eseguì un rilevamento geologico del vulcano per redigere la prima



 Fig. 22 - Sezione geologica realizzata da Waltershausen in cui è evidenziata la struttura poligenetica dell'edificio Etneo, caratterizzato dalla sovrapposizione di due strato-coni vulcanici denominati Trifoglietto e Mongibello (da WALTERSHAUSEN, 1880).
 - Geological cross-section of Waltershausen that evidences the polygenetic structure of Etna edifice characterized by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the Trifoglietto one (modified from transported by the Mongibello volcano superimposed the transported by the Mongibello WALTERSHAUSEN, 1880).

^(*) 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)

carta geologica dell'Etna, che rappresenta anche la prima carta geologica al mondo di un grande vulcano attivo (fig. 23). La carta geologica è formata da 13 fogli a scala 1:50.000 pubblicati tra il 1843 e il 1861, inseriti insieme a carte topografiche e numerosi disegni di strutture geologiche dell'Etna all'interno della collezione di tavole "Atlas des Aetna" (WALTERSHAUSEN, 1843-1861). Nella carta geologica, l'Autore individuò cinque unità vulcaniche principali (tab. 1): la più vecchia, chiamata "Basalti", raggruppa vulcaniti di origine sottomarina e corpi subvulcanici affioranti tra gli abitati di Aci Trezza e Aci Castello. L'unità superiore, denominata "Formazione Centrale", comprende i prodotti del vulcano Trifoglietto. Infine, le tre unità più giovani includono le vulcaniti eruttate dal vulcano Mongibello suddivise in colate laviche di età sconosciuta, di età medioevale e di età moderna. La carta geologica dell'Etna permise a Waltershausen di ricostruire l'evoluzione geologica del vulcano che è stata pubblicata postuma nel volume Der Aetna (WALTERSHAUSEN, 1880). Alcuni anni dopo, nel 1884, è stata pubblicata una carta geologica dell'Etna a scala 1:100.000 comprendente quattro fogli all'interno della raccolta delle carte geologiche d'Italia (fig. 24). Il rilevamento di campagna è stato realizzato tra il 1877 e il 1882 dal corpo degli ingegneri minerari sotto la direzione scientifica di G.G. Gemmellaro (MAZZETTI, 1884; CORTESE & MAZZETTI, 1884; TRAVAGLIA, 1885; MAZZETTI & TRAVAGLIA, 1885). In queste carte geologiche l'assetto stratigrafico delle unità vulcaniche antiche è stato semplificato rispetto a quanto proposto da Waltershuasen, e le colate laviche storiche sono



Fig. 23 - Il foglio alla scala 1:50.000 denominato Cratere pubblicato nel 1848 da Waltershausen che descrive per la prima volta la geologia dell'aerea sommitale dell'Etna e della Valle del Bove.
The sheet, at 1:50,000 scale, named Cratere published in 1848 by Waltershausen that describes for the first time the geology of the summit region of Mt Etna and the Valle del Bove.

Tab. 1 - Schema comparativo della stratigrafia del vulcano Etna proposto da vari autori a partire dal XIX secolo (modificato da BRANCA et alii, 2004a). Gli asterischi nella colonna "CHESTER et alii, 1985" sono riferiti ai centri eruttivi identificati da MCGUIRE (1982). SGI F 625 Acireale (2009) si riferisce solo alla stratigrafia del versante orientale del Vulcano Etna.
Comparative frame of Etna's stratigraphy proposed by several authors since 19th century (modified from BRANCA et alii, 2004a). Asterisks in CHESTER et alii column refer to centers identified by MCGUIRE (1982). SGI F 625 Acireale (2009) refers only to the eastern flanck stratigraphy of Etna Volcano.

		. ,	•		0 1		
Waltershausen, 1843-1861	Rittmann, 1973	Romano, 1982	CHESTER <i>et alii</i> , 1985	Kieffer & Tanguy, 1993	BRANCA <i>et alii</i> , 2004a	SGI, F. 625- Acireale 2009	BRANCA et alii, 2011
Lave Moderne Lave del Medioevo Lave senza epoca (Mongibello)	Mongibello	Recent Mongibello Acient Mongibello Leone volcano Ellittico volcano	Recent Mongibello Acient Mongibello Leone volcano Belvedere volcano Guvigghiuni volcano* Varalaci volcano	Mongibello Moderne Mongibello Recent Mongibello Ancien	Stratovolcano phase Mongibello volcano Elliittico volcano	II Piano Syntem Mongibello volcano Concazze Syntem Ellittico volcano	Stratovolcano Supersyntem II Piano Syntem Mongibello volcano Concazze Syntem Ellittico volcano
Formazione Centrale (Trifoglietto)	Trifoglietto II volcano	Trifoglietto Unit Serra Giannicola Piccola volc. Vavalaci-Belvedere volcano Zoccolaro volcano Trifoglietto II volcano	Trifoglietto: Trifoglietto II lavas* Trifoglietto II Pyrockastics*	Cuvigghiuni Vavalaci Zoccolaro Trifoglietto II serie effusive Trifoglietto II serie pyrociastique	Valle del Bove centres phase Curigghiuni volcano Salifizio volcano Giannicola volcano Trifoglietto volcano Rocche volcano Tarderia volcano	Girolamo Synthem Cuviggbinni volcano Zappini Synthem Salifizio, Giannicola, volcanoes Acireale Syntem Trifoolietto, Rocche	Valle del Bove Supersynthem Zappini Synthem Cavigghiuni, Salifizio, Giannicola, Monte Cerasa volcanoes Croce Menza Sinthem Trifoglietto, Rocche, Tarderia volcanoes
	Trifoglietto I volcano Calanna volcano	Ancient Alkaline Centres Trifoglietto/volcano Calanna volcano Monte Po volcano	Pre-Trifoglietto: Trifoglietto I volcano Calanna volcano Tardaria volcano	Trifoglietto I Calanna Etna Ancien	Timpe phase	Tarderia volcanoes Timpe Synthem	Timpe Supersynthem S. Alfio Syntem Acireale Syntem
Basalti	Pre-Etnean volcanic activity	Basal Subalkaline Lavas	Basal Tholeitic Volcanics	Premieres eruptions de l'Etna	Basal Tholeiitic phase		Basal Tholeiitic Supersyntem Adrano Syntem Aci Trezza Syntem

state raggruppate per secolo a partire dal 1300 d.C. (tab. 1). Nello stesso periodo SCIUTO PATTI (1872) realizzò una carta geologica dettagliata della città di Catania e dintorni a una scala inusuale di 1:21.276 all'interno della quale l'Autore fornì la prima evoluzione geologica di dettaglio di una parte periferica del vulcano Etna.

È trascorso circa un secolo prima che una nuova e aggiornata ricostruzione geologica dell'Etna fosse pubblicata nel 1973 da A. Rittmann, considerato uno dei padri europei della vulcanologia moderna, che fondò nel 1969 a Catania l'Istituto Internazionale di Vulcanologia (IIV) del Consiglio Nazionale delle Ricerche. In particolare, Rittmann suddivise l'evoluzione geologica del vulcano Etna in cinque periodi evolutivi (tab. 1) che furono definiti sulla base di nuovi studi geologici realizzati per lo più all'interno dell'area della Valle del Bove da KLERKX (1963; 1968a e b). La ricostruzione dell'evoluzione del vulcano esposta da RITTMANN (1973) si rivelò uno stimolo per un gruppo di scienziati italiani e inglesi, che sotto la supervisione di R. Romano, un giovane ricercatore dell'IIV, iniziarono nel 1972 il rilevamento geologico dell'Etna alla scala 1:25.000 allo scopo di redigere la nuova carta geologica. Nel 1979, più di un secolo dopo la carta geologica di Waltershausen, venne pubblicata la nuova carta a scala 1:50.000 (fig. 25). In questa carta i prodotti vulcanici sono distinti, sulla base delle loro caratteristiche petrografiche e geochimiche, in 14 unità che

delineano per la prima volta un assetto stratigrafico dettagliato delle vulcaniti dell'Etna. I dati geologici della carta del 1979 consentirono a ROMANO (1982) di sintetizzare l'evoluzione geologica del vulcano in quattro fasi principali (tab. 1). La fase più antica (Lave Subalcaline di Base) raggruppa i prodotti vulcanici sottomarini ad affinità tholeiitica, situati lungo la costa ionica da Aci Castello ad Aci Trezza, e le successive colate laviche tholeiitiche, affioranti lungo la sponda sinistra della valle del fiume Simeto alla base del fianco sud-occidentale dell'Etna. La seconda fase (Centri Alcalini Antichi) corrisponde alla transizione tra i prodotti subalcalini e alcalini, che marca un cambio di stile da eruzioni fissurali a centrali. Secondo ROMANO (1982), l'emissione di colate laviche da centri monogenici all'inizio di questa fase edificò probabilmente un primitivo vulcano a scudo che si estendeva dal fiume Alcantara al Simeto. In seguito, tre centri vulcanici (Monte Pò, Calanna e Trifoglietto I) si svilupparono in corrispondenza delle attuali Val Calanna e Valle del Bove (tab. 1). La terza fase marca lo sviluppo di un complesso stratovulcano, denominato unità Trifoglietto, attraverso la sovrapposizione di alcuni piccoli centri vulcanici situati nella porzione sud-occidentale della Valle del Bove (Serra Giannicola Piccola, Trifoglietto II, Zoccolaro, Vavalaci e Belvedere). L'ultima fase comprende la formazione di un vasto stratovulcano (unità Mongibello) situato sul fianco nord-occidentale del vulcano Trifoglietto. L'attività



Fig. 24 - Il foglio 262 Monte Etna alla scala 1:100.000 della Carta Geologica d'Italia pubblicato nel 1884.
 The sheet 262 Monte Etna, at 1:100,000 scale, of the Carta Geologica d'Italia published in 1884.

vulcanica dello stratovulcano Mongibello è stata divisa in due periodi: Mongibello Antico, composto da due distinti centri eruttivi (Ellittico e Leone), e Mongibello Recente, che racchiude tutte le vulcaniti eruttate negli ultimi 3-5 ka (ROMANO, 1982). In merito al Mongibello Recente, le colate laviche preistoriche sono state mappate in due unità sulla base soprattutto del loro stato di conservazione morfologica: 1) lave e coni di scorie con una superficie morfologica degradata e limiti di colata poco definiti (lpn); ii) lave e coni di scorie con una superficie morfologica ben conservata (lpd). Per quel che riguarda le colate laviche storiche, queste sono state mappate in quattro unità: i) colate laviche non datate (lpr); ii) colate laviche dal XII al XVII secolo; iii) colate laviche dal XVIII al XIX secolo; iiii) colate laviche del XX secolo fino all'eruzione del 1974 (la colata lavica più recente riportata nella carta).

Durante le tre decadi dopo la pubblicazione della carta geologica, sono stati effettuati alcuni studi geologici e strutturali di dettaglio, riguardanti soprattutto l'area della Valle del Bove e il fianco orientale del vulcano. Negli anni '80, alcuni autori inglesi e francesi hanno proposto differenti ricostruzioni stratigrafiche del vulcano riportate in McGUIRE (1982), CHESTER *et alii* (1985) e KIEFFER & TANGUY (1993). In particolare, l'assetto geologico proposto da CHESTER *et alii* (1985), basato sulla stratigrafia della parete sud-occidentale della Valle del Bove, appare leggermente diverso da quello proposto da ROMANO (1982) (cfr. tab. 1). CHESTER *et alii* (1985), sulla base anche di analisi geologiche eseguite da MCGUIRE (1982), suggerivano una diversa evoluzione per i centri eruttivi messi in posto dopo il Trifogliettio II. La ricostruzione stratigrafica realizzata da KIEFFER & TANGUY (1993) era, invece, basata principalmente sugli studi geologici condotti da KIEFFER (1985). Kieffer dedusse la presenza di un vasto stratovulcano (Etna Antico) durante il primo periodo dell'attività alcalina che precedette lo sviluppo dei centri vulcanici della Valle del Bove e della Val Calanna. Di conseguenza, KIEFFER & TANGUY (1993) proposero una differente ricostruzione stratigrafica dell'area della Valle del Bove rispetto a ROMANO (1982) e CHESTER *et alii* (1985) (cfr. tab. 1).

Dalla fine degli anni '80, alcuni ricercatori dell'IIV e dell'Università degli Studi di Milano iniziarono a mappare in dettaglio le vulcaniti affioranti lungo le pareti interne della Valle del Bove. Questo lavoro è stato considerato come esempio per organizzare le linee guida per il rilevamento della



Fig 25 - Stralcio della Carta Geologica del Monte Etna alla scala 1:50.000 pubblicata nel 1979 da ROMANO et alii (1979) che mostra la zona sommitale e la Valle del Bove. - The geology of the summit area and the Valle del Bove of the Carta Geologica del Monte Etna, at 1:50.000 scale, published in 1979 by ROMANO et alii (1979).

nuova carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000 (PASQUARÉ et alii, 1992) nell'ambito del Progetto di Cartografia Geologica Nazionale (CARG). I loro studi (CALVARI et alii 1994; COLTELLI et alii, 1994), per la prima volta basati esclusivamente su un approccio stratigrafico, utilizzarono unità litostratigrafiche e sintemiche (UBU di SALVADOR, 1987 e 1994). Successivamente la mappatura è stata estesa al fianco orientale del vulcano Etna per redigere il Foglio 625 Acireale (fig. 26) (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009a) come parte della Carta Geologica ufficiale d'Italia alla scala 1:50.000 (Progetto CARG). In seguito, la metodologia stratigrafica utilizzata per realizzare il Foglio 625 Acireale è stata estesa e applicata con successo nelle aree limitrofe del vulcano attraverso la realizzazione dei fogli n. 634 Catania (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009b), 633 Paternò (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010a) e 613 Taormina (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2010b). Tutti questi fogli hanno rappre-

sentato la base stratigrafica di partenza della Carta Geologica del vulcano Etna a scala 1:50.000 (fig. 27), pubblicata nel 2011 dall'Italian Journal of Geosciences (BRANCA et alii, 2011). I rilievi dei fogli CARG precedentemente citati sono stati rivisti e aggiornati oltre a essere estesi nelle aree dei settori occidentale e nord-occidentale del vulcano grazie ai rilevamenti realizzati durante le tesi di dottorato di DE BENI (2004), GARFÌ (2004), BELLOTTI (2009; cfr. pure BELLOTTI et alii, 2010) (cfr. schema dei rilievi sulla Carta Geologica allegata in tasca al presente volume). Infine, i dati stratigrafici sono stati integrati con un nuovo studio geocronologico di dettaglio della successione etnea (cfr. DE BENI et alii, 2011) e con la datazione di tutte le colate laviche degli ultimi 2000 anni (cfr. TANGUY et alii 2012). Ŝi tratta, pertanto, della terza Carta Geologica alla scala del vulcano, pubblicata circa 150 anni dopo il lavoro pionieristico di Waltershausen e qui presentata nella versione italiana.



Fig. 26 - Il foglio 625 Acireale, alla scala 1:50.000, della Carta Geologica d'Italia pubblicato nel 2009. - The sheet 625 Acireale, at 1:50,000 scale, of the Carta Geologica d'Italia published in 2009.



Fig. 27 - Stralcio della Carta Geologica del Vulcano Etna alla scala 1:50.000 pubblicata nel 2011 da BRANCA *et alii* (2011) che mostra la zona sommitale e la Valle del Bove. - The geology of the summit area and the Valle del Bove of the Geological Map of Etna Volcano, at 1:50.000 scale, published in 2011 by BRANCA *et alii* (2011).

Carta Geologica del Vulcano Etna - Geological Map of Etna Volcano 3. - Metodologia applicata alla realizzazione della nuova carta geologica del Vulcano Etna

- Methodological approach to the new geological map of Etna volcano

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

Il distretto vulcanico del M. Etna si è sviluppato attraverso la sovrapposizione di prodotti vulcanici principalmente effusivi e subordinatamente esplosivi. La successione vulcanica, che include anche depositi vulcanoclastici, registra le fasi costruttive e distruttive della storia geologica di questo vasto vulcano composito. Per ricostruire la complessa correlazione spaziale e temporale tra i prodotti vulcanici si è deciso di utilizzare differenti unità stratigrafiche, le cui relazioni sono descritte nello schema dei rapporti stratigrafici (fig. 28). Infatti lo schema stratigrafico proposto per il distretto vulcanico del M. Etna deriva dalla combinazione di tre differenti categorie di unità stratigrafiche: litostratigrafiche, sintemiche e litosomatiche. Ciascun tipo di unità stratigrafica si basa su una propria definizione in accordo con le linee guida dell'International Stratigraphic Guide (ISG) (SALVADOR, 1994). La litostratigrafia rappresenta il principale criterio stratigrafico usato per identificare le unità vulcaniche durante il rilevamento geologico. Inoltre, sono state adottate le unità sintemiche o a limiti inconformi (UBU), basate sul riconoscimento delle superfici di inconformità all'interno della successione vulcanica; ciò ha permesso di raggruppare diverse unità litostratigrafiche in differenti sintemi. Infine sono state utilizzate le unità litosomatiche, denominate vulcani, per meglio rappresentare la collocazione spaziale degli apparati eruttivi riconosciuti sulla base dei loro elementi morfostrutturali.

Per la realizzazione della carta geologica del vulcano Etna (BRANCA *et alii*, 2011a) la campagna di rilevamento geologico è stata realizzata alla scala 1:5.000 per quel che riguarda le pareti subverticali della Valle del Bove e alla scala 1:10.000 per i fianchi, meno acclivi, del vulcano. Per il rile-

vamento di campagna, sono state utilizzate carte topografiche alla scala 1:10.000 della Regione Siciliana e della Provincia Regionale di Catania e foto aeree a colori acquisite nel 1987 dalla Regione Siciliana, Assessorato del Territorio e dell'Ambiente. In aggiunta, la mappatura delle colate laviche storiche è stata ottenuta usando ortofoto RGB ad alta risoluzione (25 cm) e un DEM con 1 m di risoluzione realizzato dal Centro Aerospaziale Tedesco (DLR), Institute of Planetary Research di Berlino, in collaborazione con l'INGV Osservatorio Etneo (GWINNER et alii, 2006), a partire da dati digitali stereoscopici acquisiti nel luglio 2005 e aggiornati nella porzione sommitale nell'agosto del 2007. Inoltre è stato eseguito un confronto fra numerose foto aeree relative agli anni: i) 1954, 1967, 1983 e 1989 dell'I.G.M.; ii) 1979 dell'IIV; iii) 1987 della Regione Sicilia, e diverse ortofoto del 1999 della Provincia Regionale di Catania e del 2005 e 2007 (INGV-CT), allo scopo di migliorare la ricostruzione dei campi lavici sviluppatesi nella porzione più elevata del vulcano e all'interno della depressione della Valle del Bove.

3.1. - UNITÀ LITOSTRATIGRAFICHE

In questo lavoro sono state utilizzate le unità litostratigrafiche seguendo le procedure e gli standard proposti da SALVADOR (1994), riguardanti anche la denominazione di unità formali e informali. La successione vulcanica dell'Etna è stata organizzata in unità litostratigrafiche di diverso rango, dalle formazioni ai membri e, in alcuni casi, colate (cfr. la carta geologica). Per individuare la posizione delle unità litostratigrafiche all'interno della successione e la relazione tra le diverse unità rilevate nel corso del la-

^(*) 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	Intervallo di Incertezza startigrafi Intervallo denosizionale	
77	ntema Piano	vulcano Mongibello	Prodotti Prodotti Vulcanici Sedimentari 3 formazione Torre del Filosofo 3: 1971AD - Presente 2: 1669AD - 1971AD 1: 122 a.C 1669AD	Sepositionale	
sintema volcano	= Si		a) u membro Superiore: 3.9 ka - 122 BC membro Inferiore: 15 ka - 3.9 ka c membro Cubania (a) b membro Milo (b) membro Chiancone (c) formazione Portella Giumenta membro Ignimbrite Biancavilla-Montalto (c		
Super	Sintema Concazze	vulcano Ellittico			
			formazione Piano D'Aragona (a) formazione Piano Provenzana membro Tagliaborsa (b) membro Tripodo (a)	Я	
			Formazione Prizzi Deneri membro Superiore (b) membro Inferiore (a) Formazione Serra delle Concazze		
		vulcano Cuvigghiuni	Formazione Canalone della Montagnola formazione Serra Cuvigghiuni membro Laghetto (a)		
la /e	Sintema Zappini	vulcano Salifizio	formazione Acqua della Rocca Formazione Serra del Salifizio	1	
rsinter del Bov		Sinte Zapi	vulcano Giannicola	Formazione Valle degli Zappini Formazione Serra Giannicola Grande membro Belveders (a)	
Supe		vulcano Monte Cerasa	formazione Monte Fior di Cosimo Formazione Monte Scorsone	þ.	
	Sintema Croce Menza	vulcano Trifoglietto vulcano	formazione Piano del Trifoglietto	A	
		Rocche vulcano Tarderia	membro Rocca Palombe (a) formazione Contrada Passo Cannelli		
ema	Sintema S. Alfio		formazione Valverde formazione Moscarello	X _	
persint	٥٥		formazione Calanna a b formazione S. Maria Ammalati membro Timpa S. Tecla (a) membro Piano Carrubba (b)	74	
Su	Sinterr Acirea		membro Leucatia (c) membro Paternó (b) membro S. Maria la Scala (a) formazione Tinpa di Don Masi membro S. Calerina (b)		
itema basali	Sintema Adrano		formazione S. Maria di Licodia membro Motta S. Anastasia (a)	1	
Supersin Tholeiiti t	Sintema Sintera		Conglomerati di M. Tiriti Sabbie di San Giorgio formazione Aci Castello	X	

Fig. 28 - Schema dei rapporti stratigrafici ricostruiti per il distretto vulcanico del M. Etna. Nello schema non sono incluse le unità che non hanno relazioni stratigrafichi cheirette con il distretto vulcanico etneo (modificato da BRANCA *et alii*, 2011a).
- Scheme of the stratigraphic relationships reconstructed for Mt. Etna volcanic district. The units without direct relationships with those belonging to the Etnean district are absent.

voro di campagna sono state misurate e descritte numerose sezioni stratigrafiche lungo le ripide pareti della depressione della Valle del Bove (figg. 29, 30, 31 e cfr. Appendice 2) e lungo le scarpate di faglia della Timpa di Acireale, Timpa di S. Tecla e Timpa di Moscarello, dove affiorano le rocce vulcaniche appartenenti alle unità più antiche.

L'identificazione delle unità litostratigrafiche è fondamentale durante il rilevamento di campagna, poiché le caratteristiche litologiche e le relazioni stratigrafiche dei corpi rocciosi sono le uniche proprietà immediatamente riconoscibili sul terreno, mentre i dati di laboratorio (analisi petrografiche, geochimiche, radiometriche, etc.) permettono di caratterizzare più in dettaglio l'unità litostratigrafica. Seguendo le indicazioni dell'ISG, (SALVADOR, 1994) si è cercato di ridurre quanto più possibile il numero delle unità informali; dove era possibile riconoscere la completa successione, incluso i limiti inferiore e superiore, è stata definita un'unità formale (cfr. la legenda della CARTA GEOLOGICA e del SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009a).

L'estensione o l'incertezza temporale delle unità litostratigrafiche sono graficamente rappresentate nello schema dei rapporti stratigrafici (v. fig. 28) da una barra collocata sul lato destro di colore blu e rosso. Questa rappresentazione grafica è stata utilizzata per distinguere le due diverse cause dell'estensione verticale delle unità litostratigrafiche, dovute a prolungata deposizione e a incertezze temporali. La prima causa di indeterminazione, denominata "intervallo di deposizione" (barre blu), si riferisce a una durata prolungata nella messa in posto dell'unità, generalmente riferita a depositi rimaneggiati eteropici e distali, che risultano, quindi,



Fig. 29 - Ubicazione delle sezioni stratigrafiche di dettaglio lungo le pareti della Valle del Bove (modificato da BRANCA *et alii*, 2011a).
- Location of the stratigraphic sections along the Valle del Bove walls.

generalmente in eteropia con le formazioni vulcaniche. La seconda causa, denominata "intervallo di incertezza stratigrafica" (barre rosse), si riferisce all'indeterminazione temporale e/o stratigrafica dell'unità stessa, dovuta alla mancanza di rapporti geometrici diretti con le altre unità.

In aggiunta al rango formazione sono state applicate anche le unità litostratigrafiche di rango membro e colata; in particolare, a un corpo roccioso è stato attribuito il rango membro quando è stato possibile identificare un lito-orizzonte guida (per es. il litoorizzonte FS divide la formazione Pietracannone in un membro superiore e uno inferiore) o quando sono state individuate all'interno di una formazione notevoli differenze litologiche (ad es. per distinguere un corpo lavico subvulcanico da una successione di colate laviche appartenente alla stessa formazione, oppure per distinguere diverse successioni piroclastiche o epiclastiche dal resto della formazione) e, infine, per identificare un corpo roccioso con una precisa posizione stratigrafica all'interno della formazione.

Nella nuova carta geologica del vulcano Etna sono state identificate 27 formazioni, alcune delle quali includono membri e colate. La composizione dei prodotti vulcanici è basata sulle analisi petrografiche di campioni rappresentativi e sui dati geochimici di letteratura (CORSARO & POMPILIO, 2004; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009a). La maggior parte delle unità litostratigrafiche sono state datate utilizzando il metodo ⁴⁰Ar/³⁹Ar per le lave e il metodo C¹⁴ per i depositi di tefra (COLTELLI et alii, 2000; DE BENI & WIJBRANS, questo volume). Le formazioni vulcaniche e vulcanoclastiche sono state contrassegnate con un numero dall'1 al 27. Per i membri è stata aggiunta una lettera minuscola al numero della formazione (ad es. 26a). Il rango colata o strato è contrassegnato da due lettere.

Le formazioni più recenti, i cui prodotti vulcanici appaiono ben esposti lungo i versanti dell'Etna (formazioni Torre del Filosofo, Pietracannone, Monte Calvario e Piano Provenzana), sono state mappate utilizzando il rango colata, che comprende tutti i prodotti vulcanici generati durante un singolo evento eruttivo relativo a eruzioni laterali o sommitali. Per quanto riguarda queste formazioni sono stati ricostruiti i rapporti stratigrafici e l'areale di distribuzione di 430 colate laviche e dei relativi depositi piroclastici sulla base delle loro principali caratteristiche, quali litologia, morfologia, posizione delle bocche e altre informazioni aggiuntive riportate in Appendice. In particolare all'interno della formazione Torre del Filosofo sono state inserite 112 colate, 245 nella formazione Pietracannone, 15 nella formazione Monte Calvario e 58 in quella Piano Provenzana. Nella carta geologica, i prodotti vulcanici relativi a ciascuna colata sono graficamente distinti in 3 facies: i) depositi piroclastici di caduta prossimali (cono di scorie e/o bastione di scorie saldate); ii) depositi piroclastici di caduta distali; iii) colate laviche.

Il vulcano più recente (Mongibello) ricopre l'88% dell'intero edificio vulcanico etneo. L'unica discontinuità presente nei prodotti della successione vulcanica degli ultimi 15 ka, non associata a una variazione litologica, è relativa alla caldera de Il Piano, formata dall'eruzione pliniana del 122 a.C. L'associato deposito di caduta consente di identificare due formazioni, la formazione Pietracannone, inclusa tra le caldere dell'Ellittico e de Il Piano, e la formazione Torre del Filosofo, costituita dalle vulcaniti eruttate dopo il 122 a.C. All'interno della formazione Pietracannone (che ricopre il 54% dell'edificio dell'Etna) è possibile distinguere due membri (inferiore e superiore) sulla base di un lito-orizzonte rappresentato da un deposito di lapilli scoriacei di ricaduta di composizione basaltico-picritica disperso nel fianco orientale del vulcano (strato FS di COLTELLI *et alii*, 2000). Sem-



Fig. 30 - Correlazioni delle sezioni stratigrafiche della parete settentrionale della Valle del Bove (modificata da BRANCA *et alii*, 2011a). I numeri corrispondono a quelle delle unità litostratigrafiche riportate nella carta geologica: 26 = formazione Pietracannone; 25a = formazione Portella Giumenta - membro Osservatorio Etneo; 21a = Formazione Pizzi Deneri - membro inferiore; 21b = Formazione Pizzi Deneri - membro superiore; 20 = Formazione Serra delle Concazze; 12 = Formazione Monte Scorsone; 10b = formazione Rocche - membro Rocca Capra.

- Correlation of stratigraphic sections along the northern wall of the Valle del Bove (modified after BRANCA et al., 2011a). The numbers correspond with those of the lithostratigraphic units of the geological map: 26 = Pietracannone formation; 25a = Portella Giumenta formation - Osservatorio Etneo member; 21a = Pizzi Deneri Formation - Lower member; 21b = Pizzi Deneri Formation - Upper member; 20 = Serra delle Concazze Formation; 12 = Monte Scorsone Formation; 10b = Rocche formation - Rocca Capra member. CARTA GEOLOGICA DEL VULCANO ETNA



Fig. 31 - Correlazioni delle sezioni stratigrafiche della parete sud-occidentale della Valle del Bove (modificata da BRANCA *et alii*, 2011a). La sezione stratigrafica di Serra Giannicola Piccola, realizzata nel 1990, è stata coperta dall'attività eruttiva recente. I numeri corrispondono a quelle delle unità litostratigrafiche riportate nella carta geologica: 26 = formazione Pietracannone; 25a = formazione Portella Giumenta - membro Osservatorio Etneo; 21a = Formazione Pizzi Deneri - membro inferiore; 21b = Formazione Pizzi Deneri - membro superiore; 20 = Formazione Serra delle Concazze; 19 = Formazione Canalone della Montagnola; 18 = formazione Serra Cuvigghiuni, 17 = formazione Acqua della Rocca; 16 = Formazione Serra del Salifizio; 15 = Formazione Valle degli Zappini; 14 = Formazione Serra Giannicola Grande; 11 = formazione Piano del Trifoglietto.

- Correlation of stratigraphic sections along the south-western wall of the Valle del Bove (modified after BRANCA et alii, 2011a). The Serra Giannicola Piccola stratigraphic section (SGP), logged in 1990, is at present covered by more recent lava flows. The numbers correspond with those of the lithostratigraphic units of the geological map: 26 = Pietracannone formation; 25a = Portella Giumenta formation - Osservatorio Etneo member; 21a = Pizzi Deneri Formation - Lower member; 21b = Pizzi Deneri Formation - Upper member; 20 = Serra delle Concazze Formation; 19 = Canalone della Montagnola Formation; 18 = Serra Cuvigghiuni formation; 17 = Acqua della Roca formation; 6 = Serra del Salifizio Formation; 15 = Valle degli Zappini Formation; 14 = Serra Giannicola Grande Formation; 11 = Piano del Trifoglietto formation.

pre nella formazione Pietracannone sono state di fondamentale importanza le indagini tefrostratigrafiche condotte da COLTELLI *et alii* (2000) e DEL CARLO *et alii* (2004) per la ricostruzione stratigrafica delle colate laviche (fig. 32) attraverso l'identificazione di alcuni depositi piroclastici di caduta, estesi arealmente, che sono stati utilizzati come orizzonti stratigrafici (*marker bed*). In particolare, i livelli di tefra olocenici M1, TV, FL, FG di DEL CARLO *et alii* (2004) sono stati usati per le correlazioni stratigrafiche e le datazioni relative di colate laviche, altrimenti difficili a causa della loro limitata distribuzione areale. Le vulcaniti successive all'eruzione del 122 a.C. sono colate laviche e depositi piroclastici che, a seguito della loro limitata variabilità litologica e della loro quasi continua successione temporale, sono stati raggruppati in una sola unità litostratigrafica, chiamata formazione Torre del Filosofo, che ricopre il 34% dell'intero edificio etneo. Per quanto riguarda quest'ultima formazione si è posto un problema di rappresentazione cartografica che conciliasse la pratica stratigrafica con la leggibilità della carta e la preservazione delle informazioni raccolte durante il rilevamento. Infatti, benché la regola generale preveda di assegnare un unico co-



Fig. 32 - Correlazioni stratigrafiche dei depositi piroclastici dell'Etna e localizzazione delle sezioni (modificato da BRANCA *et alii*, 2011a). Le coordinate delle sezioni sono quelle della carta topografica alla scala 1:10.000 della Regione Siciliana. I livelli di tefra sono siglati con lettere e/o numeri (per dettagli cfr. DEL CARLO *et alii*, 2004)

- Stratigraphic correlation of Etna pyroclastic deposits and location of the stratigraphic sections (modified from BRANCA et alii, 2011a). The number of the sections is followed by the Italian National System Kilometric coordinates of the 10,000 scale topographic maps of Regione Siciliana. Tephra layers are labelled with letters and/or numbers (for detailed explanation see DEL CARLO et alii, 2004).

lore a ciascuna unità formazionale (fig. 33a) e vista anche l'impossibilità (e illeggibilità) di rappresentare tutte le colate con colori distinti (fig. 33b), è stata preferita una soluzione cartografica alternativa (fig. 33c) che raggruppasse le 112 colate in 3 intervalli temporali sulla base della loro relativa posizione stratigrafica. Pertanto sulla carta geologica le colate hanno una campitura in funzione dell'intervallo temporale, ma allo stesso tempo ciascuna colata viene rappresentata con i propri limiti che ne permettono la delimitazioni e tramite l'acronimo è possibile risalire al nome (Tabella 1 sulla carta geologica) e alla descrizione (in Appendice). La soluzione qui proposta ha permesso di ottenere un'accettabile rappresentazione della distribuzione spazio-temporale dell'attività eruttiva recente, che rappresenta uno degli obiettivi fondamentali della carta geologica dell'Etna fin da quella del WALTERSHAUSEN, (1843-61). Sebbene l'uso degli intervalli temporali non sia conforme con le procedure stratigrafiche standard, tuttavia si dovrebbe considerare in questo e in simili contesti come un pratico strumento per visualizzare in chiave geologica un complesso *data set* di colate laviche. Infatti, la suddivisione in intervalli temporali permette di raffigurare le colate laviche secondo il metodo litostratigrafico *standard*, rappresentando l'evoluzione temporale e spaziale dell'attività vulcanica recente per mezzo della differente gamma di colori. Gli intervalli temporali sono stati definiti attraverso l'individuazione dei



Fig. 33 - Vista 3D da est dell'Etna che mostra le differenti rappresentazioni cartografiche del rango colata della formazione Torre del Filosofo: a) i prodotti vulcanici sono rappresentati con un unico colore e le varie colate sono definite solo dai limiti stratigrafici; b) ogni colata è rappresentata da un colore diverso con il risultato che si ottiene una mappa illeggibile a causa dell'elevato numero di colate (112); c) gruppi di colate rappresentate con differenti colori secondo la suddivisione in intervalli temporali. In ogni intervallo temporale ogni colata è identificata dai propri limiti stratigrafici (modificato da BRANCA *et alii*, 2011a). - 3D eastern views of Etna from showing the different representations of the flow ranks belonging to the Torre del Filosofo formation: a) volcanics of Torre del Filosofo formation are displayed with a unique colour and each flow is represented only by its boundary; b) every flow is displayed with a different colour producing an illegible map because of the 112 different colour/flows reported; c) groups of flows are displayed with different colours according to the proposed subdivision into three time intervals and each flow is represented by its boundary.

principali eventi eruttivi che identificano i periodi più significativi dell'attività eruttiva degli ultimi 2 ka sulla base dell'attuale conoscenza della storia del vulcano. In particolare tali eventi sono: 1) la colata dell'eruzione laterale del 1669 d.C. che marca la fine di un periodo caratterizzato da numerose eruzioni con grossi volumi di lave emesse (HUGHES *et alii*, 1990); 2) la colata dell'eruzione laterale del 1971 che marca, nel periodo più recente, un importante aumento nella frequenza delle eruzioni sia laterali che sommitali (BRANCA & DEL CARLO, 2004 e 2005). I prodotti relativi a queste importanti eruzioni non potevano rappresentare i limiti di membri all'interno della stessa formazione a causa della somiglianza litologica tra le colate laviche di intervalli diversi e della mancanza di livelli guida di importanza litostratigrafica.

Per quanto riguarda l'attività eruttiva storica ap-

partenente all'intervallo temporale 1 della formazione Torre del Filosofo (dal 122 a.C. al 1669 d.C.), a ogni colata lavica è stato attribuito l'anno di eruzione solo nel caso di riferimenti geografici precisi e certi nella cronaca originale. In aggiunta, grazie alla collaborazione con Jean-Claude Tanguy, sono stati usati i dati delle datazioni archeomagnetiche e ²²⁶Ra-²³⁰Th pubblicate in TANGUY *et alii* (2007 e 2012) e presentati in BRANCA & TANGUY (questo volume), allo scopo di circoscrivere l'età delle colate laviche degli ultimi 2 ka per le quali non sono disponibili fonti storiche.

All'interno del deposito piroclastico di caduta accumulatosi in area sommitale dopo il 1971 d.C. (intervallo temporale 3), relativo agli eventi di fontana di lava eruttati dai crateri sommitali, sono stati distinti quelli verificatisi tra il 1999 e il 2001 da quelli più recenti tra il 2006 e maggio 2007. Infine, il cono sommitale dell'Etna è ricoperto da depositi piroclastici prossimali eruttati durante l'attività post 1971 d.C. (intervallo temporale 3). Questi depositi, generati da numerosissimi episodi eruttivi, non sono distinguibili in carta e pertanto sono indicati con la sigla generica (i³) di questo intervallo temporale.

Infine, sono stati distinti i depositi sedimentari vulcanoclastici da quelli vulcanici di origine primaria includendoli in proprie unità litostratigrafiche laddove era possibile, al fine di documentare la relazione tra l'attività vulcanica e i processi sedimentari di erosione e deposizione.

Le principali caratteristiche di ciascun unità litostratigrafica sono descritte nel capitolo successivo.

3.2. - UNITÀ SINTEMICHE

Le UBU sono state proposte da CHANG (1975) e il loro uso è stato raccomandato da SALVADOR (1987; 1994). PASQUARÉ et alii (1992) hanno sostenuto fortemente il loro utilizzo come strumento per una ricostruzione stratigrafica oggettiva di successioni vulcaniche e il loro suggerimento è stato adottato da diversi autori (CALVARI et alii 1994; COLTELLI et alii, 1994; LANZAFAME et alii 1994; MANETTI et alii, 1995a, b; ROSSI et alii, 1996; BELLUCCI et alii, 1999; CALANCHI et alii, 1999; BRANCA & CATALANO, 2000; TRANNE et alii, 2002a, b; LUCCHI et alii, 2003 e 2010; DE ASTIS et alii, 2006; GIANNANDREA et alii, 2006; FUNICIELLO & GIORDANO, 2008; SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA, 2009a, b; 2010a, b e in stampa; BELLOTTI et alii, 2010; DE RITA & GIORDANO, 2010; Groppelli & Norini, 2011).

All'interno delle successioni vulcaniche ci sono numerose inconformità, di diverso rango, dovute a differenti cause: periodi di quiescenza, fasi erosive, spostamento nello spazio del sistema d'alimentazione del vulcano, brusche variazioni dello stile eruttivo ed eventi vulcano-tettonici, come caldere o collassi laterali. Le inconformità nelle aree prossimali sono comunemente rappresentate da discontinuità angolari associate o meno a hiatus temporali e generate dallo spostamento del sistema d'alimentazione superficiale del vulcano o da importanti variazioni nella morfologia e/o struttura dei centri eruttivi (fig. 34). Al contrario, nelle aree distali le discontinuità sono principalmente rappresentate da superfici di erosione dovute alla riorganizzazione di reticoli fluviali come conseguenza dello spostamento del centro eruttivo o, a lungo termine, dovute a rilevanti deformazioni tettoniche regionali (Branca & CATALANO, 2000). L'identificazione di superfici di inconformità all'interno della successione vulcanica ha permesso di raggruppare le unità litostratigrafiche in sintemi, ciascuno di essi costituendo una ben definita fase nell'evoluzione geologica del vulcano. Per definire i sintemi, è necessario riconoscere le discontinuità più importanti in base all'estensione geografica (tracciabile almeno a scala dell'area vulcanica), alla durata dello hiatus e alla loro rilevanza geologica e geometrica. Inoltre bisogna escludere tutte le discontinuità geometriche secondarie o minori formate dalla pressoché continua e progressiva messa in posto delle vulcaniti lungo superfici leggermente discordanti e quindi prive di significato regionale a scala del vulcano e associate a un limitato hiatus temporale. In particolare, per la definizione dei supersintemi (sintemi di rango superiore) sono state utilizzate come limiti le discontinuità relative allo spostamento del sistema d'alimentazione del vulcano, talvolta collegate a uno hiatus deposizionale oppure a una brusca variazione dello stile eruttivo (per es. da eruzioni di tipo fissurale a centrale). Conseguentemente, i supersintemi possono essere riferiti alle principali fasi del vulcanismo che sono ipoteticamente collegate alle variazioni del regime tettonico regionale (BRANCA et alii, 2004a; BELLOTTI et alii, 2006). Infine, all'interno di ogni sintema rientrano anche i depositi sedimentari (sia quelli non vulcanici che quelli vulcanoclastici) in quanto rappresentano i processi deposizionali che marcano le discontinuità di tipo erosivo e deposizionale riconosciute all'interno della successione vulcanica e che quindi aiutano a definire il rango delle superfici di discontinuità.

Rispetto all'iniziale definizione delle UBU applicata alle successioni sedimentarie (CHANG, 1975; SALVADOR, 1987 e 1994), la loro applicazione in aree vulcaniche presenta alcuni problemi relativi alla scala (temporale e spaziale) dei fenomeni, in quanto gli *hiatus* che separano le differenti unità hanno solitamente una breve durata (generalmente da giorni ad alcune decine di migliaia di anni) e una limitata estensione areale rispetto a quello che si





Fig. 34 - Sezione geologica lungo la parete sud-occidentale della Valle del Bove dal Cratere di SE (NO) all'Acqua Rocca (SE) (modificata da BRANCA *et alii*, 2011a). È stato ricostruito il profilo delle unità litosomatiche (vulcani). I numeri corrispondono a quelle delle unità litostratigrafiche riportate nella carta geologica: 27) formazione Torre del Filosofo; 26) formazione Pietracannone; 21a) Formazione Piezi Deneri - membro inferiore; 21b) Formazione Piezi Deneri - membro superiore; 20) Formazione Serra delle Concaze; 19) Formazione Canalone della Montagnola; 16) Formazione Serra del Salifizio; 15) Formazione Valle degli Zappini; 14) Formazione Serra Giannicola Grande; 14a) Formazione Serra Giannicola Grande - membro Belvedere

- Geological cross section along the south-western wall of the Valle del Bove from the SE crater (NW) to Acqua Rocca locality (SE) (modified from BRANCA et al., 2011a). The paleomorphology of the main lithosomatic units (volcanoes) is reconstructed. The numbers correspond to those of the lithostratigraphic units of the geological map: 27) Torre del Filosofo formation; 26) Pietracannone formation; 21a) Pizzi Deneri Formation - Lover member; 21b) Pizzi Deneri Formation - Upper member; 20) Serra delle Concarze Formation; 19) Canalone della Montagnola Formation; 16) Serra del Salifizio Formation; 15) Valle degli Zappini Formation; 14) Serra Giannicola Grande Formation; 14a) Serra Giannicola Grande Formation - Pelvedere member.

verifica nelle successioni sedimentarie. Pertanto, le UBU sono di solito pertinenti soltanto a successioni vulcaniche locali, a meno che non venga identificata un'estesa inconformità che individua un'importante fase della storia geologica di una regione, come ad esempio le variazioni eustatiche del livello del mare (DE RITA *et alii*, 2002; LUCCHI *et alii*, 2004, 2007 e 2010; FUNICIELLO *et alii*, 2008; PALLADINO *et alii*, 2010).

Come spiegato precedentemente, nella nuova carta geologica del vulcano Etna sono stati usati due ranghi di UBU: sintema e supersintema (cfr. fig. 28). I sintemi più antichi sono separati da hiatus temporali associati a un periodo erosivo e a una discordanza angolare (Sintemi Aci Trezza, Adrano e Acireale). Successivamente le discontinuità diventano soprattutto angolari evidenziando un locale spostamento dell'attività eruttiva associato a limitate superfici di erosione (Sintemi Acireale, S. Alfio, Croce Menza e Zappini) (fig. 35). Infine un'importante discordanza angolare divide i Sintemi Zappini e Concazze evidenziando l'ultimo principale spostamento del sistema di alimentazione superficiale del vulcano che segna l'inizio dell'attività dei centri eruttivi maggiori (vulcani Ellittico e Mongibello) (fig. 35).

La discontinuità più recente definita sull'Etna separa i Sintemi Concazze e Il Piano ed è costituita da un collasso calderico avvenuto ca. 15 ka fa, i cui depositi rappresentano il livello *marker* di questa inconformità. Sebbene il collasso laterale della Valle del Bove, che avvenne circa 10 ka fa (CALVARI *et alii*, 1998; 2004), rappresenti la discontinuità morfologica più importante ed evidente dell'intero edificio etneo, non è stato possibile considerare tale inconformità come limite di sintema, perché essa non può essere estesa al di fuori della Valle del Bove. Infatti, il deposito vulcanoclastico associato alla formazione del collasso laterale (membro Milo della formazione Pietracannone) è caratterizzato da un'esposizione piuttosto limitata (solo 4.3 km² lungo il fianco orientale) e manca un qualsiasi orizzonte stratigrafico collegato a questo importante evento vulcano-tettonico all'interno della successione etnea. Neppure il più recente collasso calderico dell'Etna, avvenuto nel corso dell'eruzione pliniana del 122 a.C., è stato considerato come un



Fig. 35 - Ripresa aerea da est della parete sud-occidentale della Valle del Bove (da BRANCA *et alii*, 2011a) dove affiorano le discontinuità che delimitano i sintemi Il Piano (d), Concazze (c), Zappini (b) e Croce Menza (a).
- Aerial view from east of the south-western wall of the Valle del Bove (from BRANCA

 Aerial view from east of the south-western wall of the Valle del Bove (from BRANCA et alii, 2011a), where the unconformities that separate the Il Piano (d), Concazze (c), Zappini (b) and Croce Menza (a) synthems are exposed.

limite di sintema perché il periodo di tempo in cui l'attività eruttiva rimase all'interno della caldera sommitale è limitato a meno di 4 secoli (la prima eruzione laterale, che è stata identificata, avvenne nel 252 d.C.). Pertanto si tratta di un periodo di tempo troppo breve per generare una discontinuità erosiva in aree medie e distali e il deposito di caduta pliniano, ben esposto sul fianco sud-orientale, manca di una qualsiasi superficie di connessione con il resto dei versanti del vulcano.

Le principali caratteristiche di ciascun sintema e le relative discontinuità sono descritte nel capitolo successivo.

3.3. - Unità litosomatiche

Seguendo le indicazioni di PASQUARÈ et alii (1992), sono stati utilizzati i litosomi come unità stratigrafiche informali allo scopo di definire i centri vulcanici ancora morfologicamente identificabili. In questo modo in un'area vulcanica è possibile evidenziare e definire i principali centri eruttivi e, nel caso di un vulcano composito come l'Etna, alcune fondamentali strutture morfo-vulcaniche (ad es. stratoconi). Nella definizione originale (WHEELER & MALLORY, 1953), le unità litosomatiche sono adimensionali ed escluse dalla gerarchia. Esse rappresentano ammassi rocciosi uniformi definiti dalla combinazione di elementi litologici e morfologici che nell'insieme individuano un corpo geneticamente omogeneo a valore cartografico e caratterizzato da ben definiti rapporti geometrici con corpi adiacenti.

Nella carta geologica del vulcano Etna i lito-

somi, essendo unità adimensionali, sono stati identificati e attribuiti solo per quegli edifici la cui morfologia sia ancora ricostruibile e la cui attività poligenica abbia permesso la costruzione di un edificio di notevoli dimensioni, quali uno stratocono o stratovulcano. Dal punto di vista nomenclaturale, il litosoma è stato denominato con il termine "vulcano", seguito dal nome geografico. Questa soluzione ha anche permesso di mantenere i nomi storici assegnati ai centri eruttivi poligenici, come quelli riconosciuti per la prima volta da WALTERSHAUSEN (1880). Per i due supersintemi più antichi non è stato possibile identificare unità litosomatiche, poiché l'attività vulcanica perdurava a lungo formando principalmente centri vulcanici monogenetici di tipo fissurale e, successivamente, un primitivo vulcano a scudo il cui edificio è quasi completamente ricoperto dai prodotti vulcanici più recenti sulla terraferma, mentre il suo fianco orientale si trova al di sotto del livello del mare (CHIOCCI et alii, 2011). Al contrario, nel Supersintema Valle del Bove sono stati riconosciuti all'interno dell'area omonima sette stratoconi sovraimposti, chiamati Vulcano Tarderia, Rocche, Trifoglietto, Monte Cerasa, Giannicola, Salifizio e Cuvigghiuni. Infine, il Supersintema Stratovulcano comprende due estesi stratovulcani, i Vulcani Ellittico e Mongibello, che formano rispettivamente il principale volume dell'edificio etneo e il più giovane, e tuttora attivo, centro vulcanico etneo che mantella, con i suoi prodotti, gran parte dei precedenti edifici.

Le principali caratteristiche di ciascun litosoma sono descritte nel capitolo successivo.

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

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 prolungata 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-alcalino (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

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

^(*) 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	Produti Stadimentari Vulcanici Stadimentari formazione Torre del Filosofo 5.1971AD-Presente 4.1669AD-1971AD 3.122a.C.1669AD 2.3.91ka-122a.C. 1.15ka-3.91ka 0.0000 membro Cubania (a) membro Chiancone (c)		
Sintema Concazze	vulcano Ellittico	formazione Portella Giumenta membro Osservatoric Etneo (b) membro Ragabo (a) formazione Piano Provenzana membro Zoccolard (c) membro Zigilabona (b) membro		
Sintema Girolamo	vulcano Cuvigghiuni	Formazione Volta del Girolamo Formazione Canalone della Montagnola formazione Serra Cuvigghiuni membro Laghetto (a)		
Sintema Zappini	vulcano Salifizio vulcano Giannicola	formazione Acqua della Rocca Formazione Serra del Salifizio A Formazione Valle degli Zappini Formazione Serra Giannicola Grande membro Belvedere (a)		
Sintema Acireale	vulcano Trifoglietto vulcano Rocche vulcano Tarderia	formazione Piano del Trifoglietto formazione Rocche membro Rocca Capra (b) membro Rocca Palombo (a) formazione Contrada Passo Cannelli Calanna formation membro M. Calanna (a) formazione Moscarello formazione S. Maria Ammalati membro Sterna S. Biagio (b)		
Sintema Timpe		a b c formazione La Timpa memoro Leucatia (c) memoro Fondo Macchia (b) membro S. Maria la Scala (s) Formazione Simeto membro Paternô (a) formazione Timpa di Don Masi membro S. Catalias (b) membro S. Catalias (b)		
Sintema Adrano		Depositi alluvionali a formazione S. Maria di Licodia membro Molta S. Anastasia neck (a) Conglomerati di M. Tiriti Sabbie di San Giorgio		
	_	a b Formazione Aci Trezza membro Aci Castallo (a) membro Isole Ciclopi (b)		

Unità S	intemica	Unità Litosomatica	Unità Litostratigrafica		
tema cano	Sintema II Piano	vulcano Mongibello	Prodotti Vulcanici Prodotti Vulcanici Sedimentari 3 2 1 1971/AD -Presente 1 1971/AD -Presente 2 1689/AD -1971 AD 1 122 a.C. 1669/AD formazione Pietracannoe membro Informer: 15 ka -3.0 ka membro Informer: 15 ka -3.0 ka membro Milo (b) pertensente(c)		
Supersin Stratovol	Sintema Concazze	vulcano Ellittico	formazione Porteila Giumenta membro Ignimbria Biancavila-Montalto (c membro Ragabo (a) formazione Monte Calvario formazione Monte Calvario formazione Monte Calvario formazione Monte Calvario formazione Piano Provenzana membro Contrada Ragagia (b) membro Diano D'Aragona (a) formazione Piano Provenzana membro Tripodo (a) Formazione Pizzi Deneri membro Infenore (a) Formazione Serradelle Concazze		
		vulcano Cuvigghiuni	Formazione Canalone della Montagnola formazione Serra Cuvigghiuni membro Laghetio (a)		
ma	Sintema Zappini	vulcano Salifizio	formazione Acqua della Rocca Formazione Serra del Salifizio Formazione Valle degli Zappini		
Supersinter Valle del Bo		vulcano Giannicola vulcano Monte Cerasa	Formazione Serra Giannicola Grande membro Belvedere (a) formazione Monte Fior di Cosimo Formazione Monte Scorsone		
	Sintema Croce Menza	vulcano Trifoglietto vulcano Rocche vulcano Tarderia	formazione Piano del Trifoglietto formazione Rocche membro Rocca Capra (b) membro Rocce Palombe (a) formazione Contrada Passo Cannelli		
ntema be	Sintema S. Alfio		formazione Valverde formazione Moscarello formazione Calanna		
Supersi	Sintema Acireale		formazione S, Maria Ammalati membro Timpa S. Tecla (a) membro Laucatia (c) membro Laucatia (c) membro S. Maria la Scala (a) formazione Timpa di Don Masi membro S. Catorine (b)		
tema basali	Sintema Adrano		formazione San Placido formazione S. Maria di Licodia membre Motta S. Anastasia (a)		
Supersin Tholeiiti t	Sintema Aci Trezza		Conglomerati di M. Tiriti Sabbie di San Giorgio formazione Aci Castello membro Isole Ciciopi (a)		

Fig. 36 - Confronto tra gli schemi dei rapporti stratigrafici dei Fogli geologici relativi al progetto CARG (a sinistra) (SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALLA 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'ITALLA 2009a, b) and of the present geological map (right). Legend of the colour in backgroundi: red=new stratigraphic units; light blue=modified boundaries of stratigraphic units without changing stratigraphic position and stratigraphic position and/or rank of previously defined stratigraphic units; purple=new naming of previously defined 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 synthemic unit defined into the geological map of Mount Etna. 								
Nome		Discontinuità		unità superiore e inferiore	localizzazione geografica			
		superiore	superficie topografica attuale		Area sommitale e lungo i fianchi dell'edificio etneo			
			collasso calderico in area prossimale	Sintema Concazze	Punta Lucia and Pizzi Deneri			

CARTA GEOLOGICA DEL VULCANO ETNA Tab 2 - Limiti inferiore e suberiore di ciascuna unità sintemica identificata nella carta geologic

Supersintema Stratovulcano	Sintema Il Piano	superiore	superficie topografica attuale		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, Aci 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 pinch-out	Sintema Zappini	pareti interne della VdB
		inferiore	discordanza angolare e strati a pinch-out	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 Synthem	Nel basso versante SO e lungo la sponda sinistra del fiume Simeto
		superiore	forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	pareti interne ed esterne della VdB
Sove	C		discordanza angolare e strati a pinch-out	Sintema Concazze	pareti interne della VdB
ı Valle del B	Zappini	inferiore	discordanza angolare a volte associata a una fase erosionale	Sintema Croce Menza	pareti interne della VdB
		interiore	forte discordanza angolare, localmente superficie di erosione	Sintema S. Alfio	Val Calanna
ntem	Sintema	superiore	forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	base della VdB; piccoli affioramenti presso Tarderia
ipersi	Croce	superiore	forte discordanza angolare a volte associata ad una fase erosionale	Zappini Syntem	Lato orientale della parete nord della VdB; pareti sud e occidentale della VdB
Su	wienza	inferiore	Disconformità	Sintema S. Alfio	Località Moscarello (Cava Grande lito-orizzonte, non cartografabile)
	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)
impe		inferiore	forte discordanza angolare e superficie di erosione	Sintema Acireale	Località Moscarello e collina di Aci Trezza
ema T			superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema Aci Trezza	collina di Aci Trezza
ersinte			Nonconformity	basamento sedimentario	collina di Aci Trezza
Supe		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
	Sintema Acireale		forte discordanza angolare e superficie di erosione	Sintema S. Alfio	Località Moscarello e collina di Aci Trezza
			superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Adrano	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto
Supersintema Tholeiiti Basali			Nonconformity	basamento sedimentario	Collina di Aci Trezza, periferia nord di Catania, paese di S. Venera
		superiore	superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Il Piano	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto
	Sintoma		superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Concazze	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto
	Adrano		superficie di erosione e discordanza angolare	Sintema Acireale	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto
		inferiore	Nonconformity	basamento sedimentario	Lungo la sponda sinistra del fiume Simeto
	Sintema Acitrezza	superiore	superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema Il Piano	Acicastello e Aci Trezza
			superficie di erosione e forte discordanza angolare	Sintema S. Alfio	Collina di Aci Trezza
			Nonconformity	basamento sedimentario	Aci Castello e Aci Trezza
		inferiore	Nonconformity	basamento sedimentario	Aci Castello e Aci 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 brecce 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±85,8 ka a 496,1±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, brecce a *pillow* e brecce 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 "*pillon*" (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.