

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 cro-

sta 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

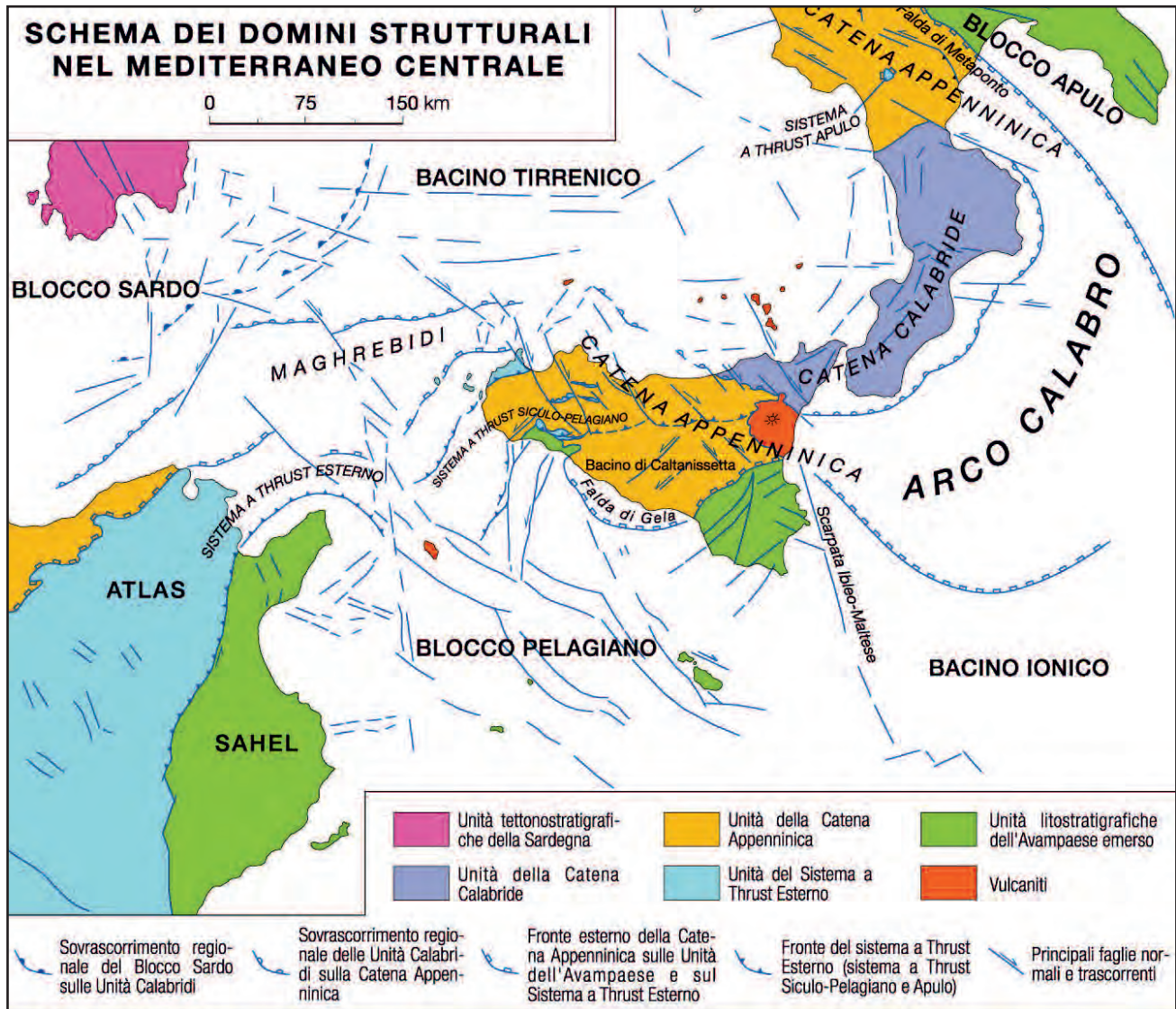


Fig. 1 – Domini strutturali nel Mediterraneo Centrale (da LENTINI *et alii*, 1994, modificato).
 - Structural domains in the Central Mediterranean area (after LENTINI *et alii*, 1994, modified).

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 fessurato verso nord; la copertura mesozoica 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 trassensivo 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 CRISTOFOLINI *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 cretaci, 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.

Biocalcareni 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-

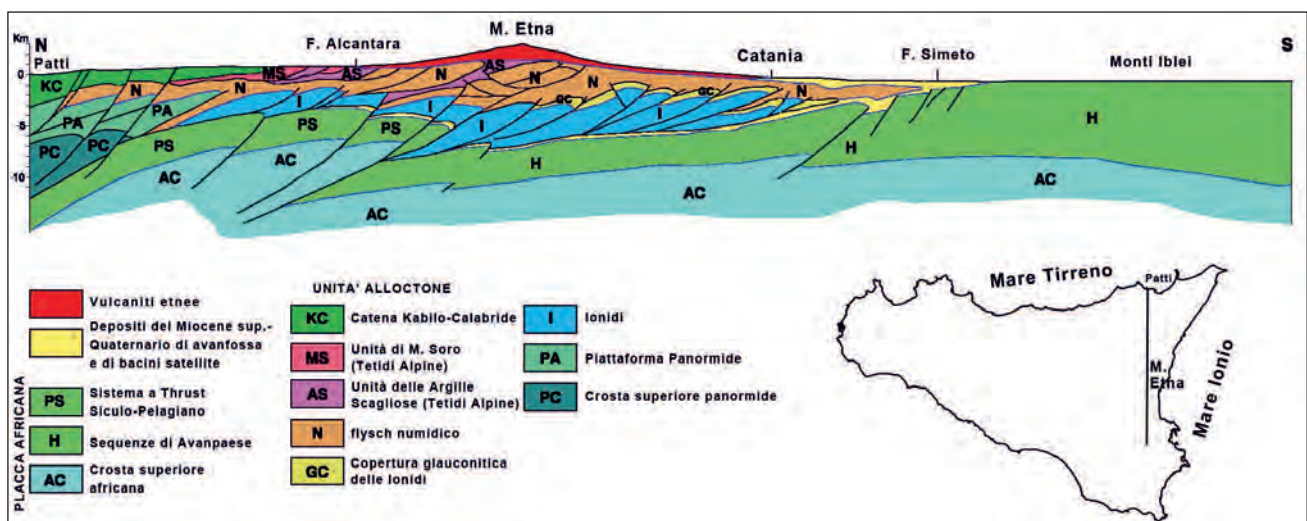


Fig. 2 – Sezione crostale schematica attraverso il M. Etna, dalla costa tirrenica agli Iblei, mostrante l'architettura regionale della Sicilia orientale (da LENTINI *et alii*, 2007, modificato).

- 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 sud-occidentale 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, pre-

sente 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 sud-occidentale 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'Aquitano-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 Burdigaliano 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 cretacea, 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 (**Om₁**) (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 quartzose 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 arcose 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-avane 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 testimo-

niano 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 Nicosia 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.

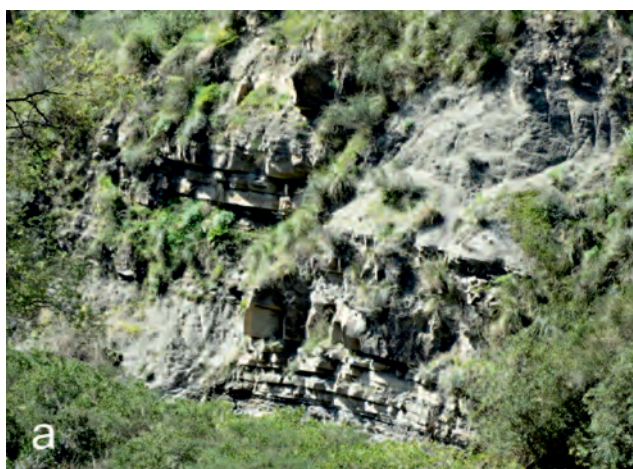


Fig. 7 – Litofacies arenaceo-pelitica (a) della formazione di Piedimonte; particolare (b). Loc.: V.ne Zambataro a NE di Piedimonte.
- Arenaceous-pelitic lithofacies (a) of the Piedimonte Formation; detail (b). Loc.: V.ne Zambataro NE of Piedimonte village.

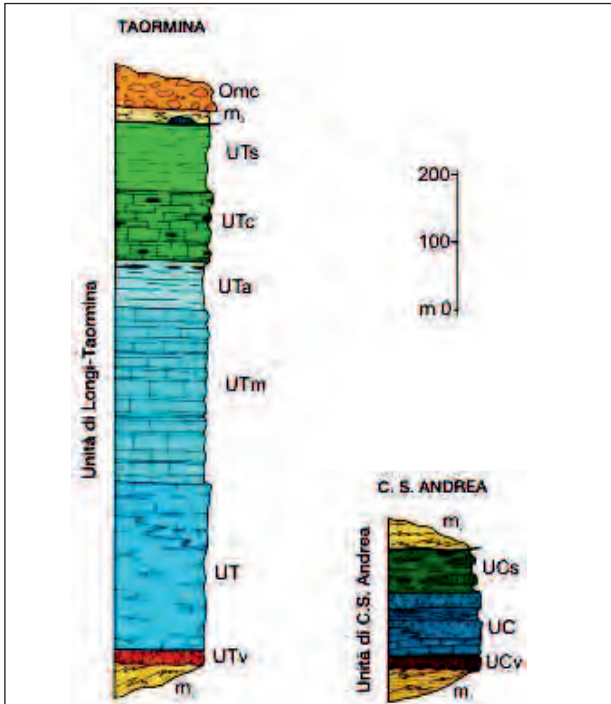


Fig. 8 - Colonne stratigrafiche delle coperture meso-cenozoiche delle Unità Calabridi più profonde. Unità di Capo S. Andrea: m1 – metamorfiti paleozoiche; UCv – Verrucano (Lias inf.); UC – successione condensata giurassico-cretacea; UCs – Scaglia (Cretacico-Eocene inf.). Unità di Longi-Taormina: m2 - 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 (Titonian-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 sedimentaria (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) unconformably 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 riequilibrio in facies di scisti verdi di AT.

L'Unità di Ali 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 riequilibrio 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-quadernarie

Le successioni neogenico-quadernarie 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. Alcántara nei pressi di Moio Alcántara. 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 Alcántara Valley near Moio Alcántara village. On the background the Malvagna village.*

strata dal diacronismo dei depositi silicoclastici, che diventano progressivamente più giovani procedendo verso l'esterno; le coperture terrigene mio-plioceniche 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. Alcántara nei pressi di Moio Alcántara.
 - *Alternation of varicoloured clays and diatomites within the Antisicilide tectonic Unit. Loc.: left flank of the Alcántara Valley near Moio Alcántara 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 glomerata* 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 lenti-formi 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 Calcere 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 subito, 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 grigio-azzurre 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; KIEFFER, 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 truncatulinoides 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. Tiriti, 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 *Geminitibella 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 verso 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 osservano 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. Tiriti

Si tratta di ghiaie e conglomerati a matrice sabbiosa (**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 (**Qg₁**), 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. Tiriti 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.



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.

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-alcina (tholeiiti) che affiorano fra Adrano e Paternò (BRANCA *et alii*, 2004). Poiché tali manifestazioni vulcaniche tholeiitiche hanno un'età radiometrica di 315 ± 50 ka - 262 ± 18 ka (GILLOT *et alii*, 1994), mentre i primi prodotti alcalini etnei s.s. sono datati a 172 ± 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 (**fl**), spesso fittamente stratificato e concrezionato, costituito da livelli clastici e da precipitato salino (per lo più CaCO_3). 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. 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, formati nell'intorno dei punti di emissione di soluzioni ipersaline e materiale fangoso (**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 dell'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 Paternò, on the northern slopes of the Cappuccini or the San Marco hill (photo G. Garfi).

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 sud-ovest 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-

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.



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).

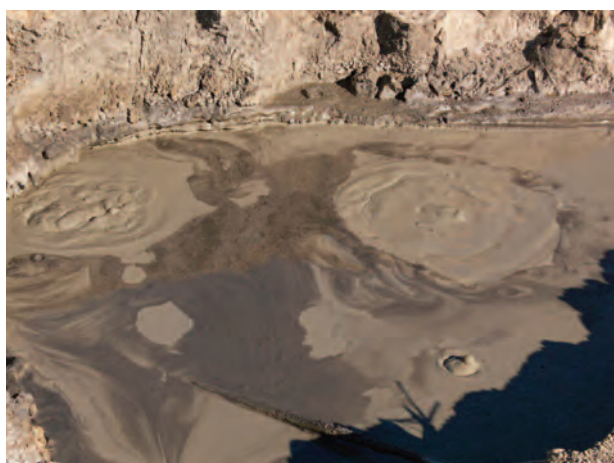


Fig. 19 – Salinelle del Vallone Salato o di S. Biagio. Loc.: circa km 7,0 a sud dell'abitato di Belpasso (Catania) (foto S. Carbone).

- Salinelle del Vallone Salato or of S. Biagio. Loc.: approximately 7.0 km south of the town of Belpasso (Catania) (photo S. Carbone).

1.2. - EVOLUZIONE PALEOGEOGRAFICA 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 Permio-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-Tetidee avveniva in direzione dell'attuale sud o SE al di sotto 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

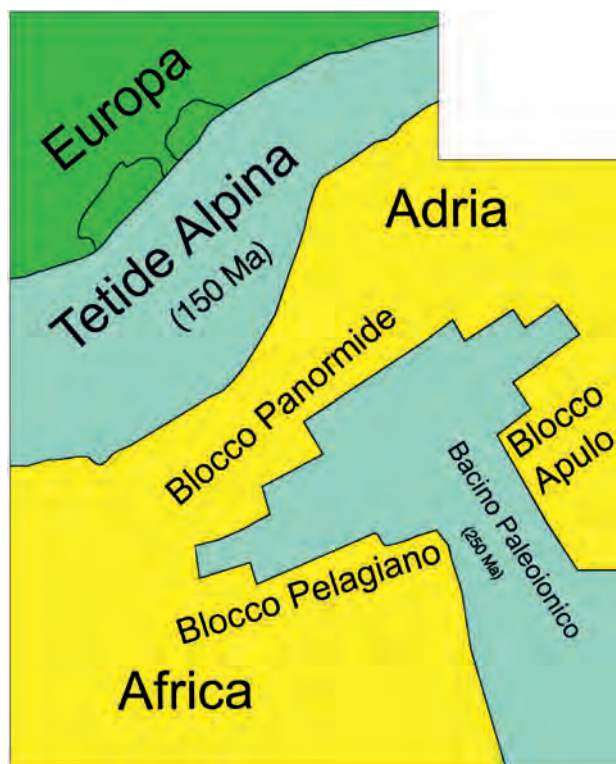


Fig. 20 – Schema paleogeografico semplificato relativo al Giurassico superiore, dal quale emerge che il Blocco Panormide separava il Paleobacino Ionico, a crosta oceanica, apertosi all'interno della placca afro-adriatica a partire dal Permo-Triassico, e la Tetide Alpina a sua volta prossima alla crosta 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 Paleoiónico (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 LENTINI & 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 fasce 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 LENTINI & 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 sovrastante 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-arc* 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 potenti corpi conglomeratici discordanti, riferibili alla base del flysch di Capo d'Orlando (C). Le Unità Appenninico-Maghrebidi sono rappresentate dalle Argille Scagliose Superiori (D).

- NW of Moio Alcàntara crops out the frontal wedge of the Calabride Units, tectonically overlying (r) the Apenninic-Maghrebic Units. The former consists of the Longi-Taormina Unit, composed of blocks of Early Liassic platform limestones (A), which pass upwards to the Medolo fm. (B) The succession ends at the top with thick bodies referred to the basal level of the Capo d'Orlando Flysch (C) unconformably resting on the Medolo. The latter are represented by the Argille Scagliose Superiori fm. (D).

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 sud-occidentale 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 Acì Trezza, dove i pro-

dotti delle Isole dei Ciclopi hanno subito un rigetto orizzontale di circa 400 m (CHIOCCI *et alii*, 2011).

1.4. - IL VULCANO ETNA NEL CONTESTO GEODINAMICO

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 & GROPELLI, 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'Avampese 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 Acì 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.