

meridionale e quelle E-O delle Maghrebidi siciliane, e corrisponde al tratto di massima distorsione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide (fig. 286, v. anche fig. 1). La segmentazione dell'orogene, la torsione dell'ACP e la sua migrazione verso SE sono connesse all'apertura del Bacino Tirrenico (con velocità ed entità di espansione massima nella parte meridionale), alla rotazione antioraria della penisola italiana e alla subduzione della placca ionica (FINETTI *et alii*, 2005a; LENTINI *et alii*, 2006, e bibliografia in essi citata).

Alla CKC *sensu* LENTINI *et alii* (1994), in seguito indicata Catena Calabride (CC), sono state attribuite tutte le falde di basamento cristallino pre-paleozoico e paleozoico, alcune delle quali con resti delle originarie coperture meso-cenozoiche, fra loro impilatesi in età paleogenica e suturate da un deposito terrigeno sintettonico (flysch di Capo d'Orlando di età Oligocene superiore-Miocene inferiore). Questo edificio successivamente si è accavallato sulla Catena Appenninico-Maghrebide (CAM), con una superficie di ricoprimento di primo ordine, affiorante lungo l'allineamento S. Fratello (costa tirrenica)-F. Alcàntara (costa ionica).

La composizione del flysch di Capo d'Orlando (MAZZOLENI, 1991) suggerisce una provenienza del detrito dalle aree del Blocco sardo-corso (LENTINI *et alii*, 1995b). I rapporti geometrici di questi depositi con il substrato testimoniano che la deposizione è avvenuta all'interno di depocentri controllati da scaglie tettoniche embricate, posteriori ai contatti di ricoprimento tra le unità cristalline, impostatesi nelle fasi finali della tettonica di *breaching* dell'edificio kabilo-calabride (CATALANO *et alii*, 1996).

La sedimentazione terrigena sintettonica è stata interrotta dall'arrivo in falda delle "argille scagliose antisicilidi" sui livelli burdigaliani del flysch di Capo d'Orlando. La messa in posto di questa falda coincide con la definitiva saldatura tra la CC e la CAM. Sulle "argille scagliose" poggiano le calcareniti di Floresta (OGNIBEN, 1960) del Burdigaliano superiore-Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993b), correlabili con i depositi clastici della formazione di Reitano sui settori interni delle maghrebidi siciliane.

A partire dal Miocene medio, un radicale cambiamento del regime tettono-sedimentario investe i settori occupati dalla CC, quale risposta all'inizio dell'apertura del Bacino Tirrenico. Questo evento, che è contraddistinto da una generale inversione delle direzioni di drenaggio e di trasporto del materiale detritico verso i nuovi depocentri in via di individuazione, determina la deposizione di altre unità sedimentarie (LENTINI *et alii*, 1995a), che affiorano prevalentemente lungo il bordo tirrenico ed alto ionico in un intervallo compreso tra il Miocene medio e il Pleistocene.

3. – UNITÀ CALABRIDI

(a cura di F. Lentini, A. Messina, S. Carbone)

3.1. – GENERALITÀ E DISTRIBUZIONE

I Monti Peloritani, insieme al Massiccio dell'Aspromonte, rappresentano la terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano (ACP) (AMODIO MORELLI *et alii*, 1976). L'ACP costituisce un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide esteso dall'Appennino al Nord-Africa, caratterizzato da un edificio "*multilayer*" comprendente la Catena Kabilo-Calabride (CKC), quale elemento strutturale più elevato, e che si sviluppa dalla costa settentrionale dell'Africa (Kabylië) al confine calabro-lucano. Pertanto, l'ACP costituisce il raccordo tra le direttrici tettoniche NO-SE dell'Appennino

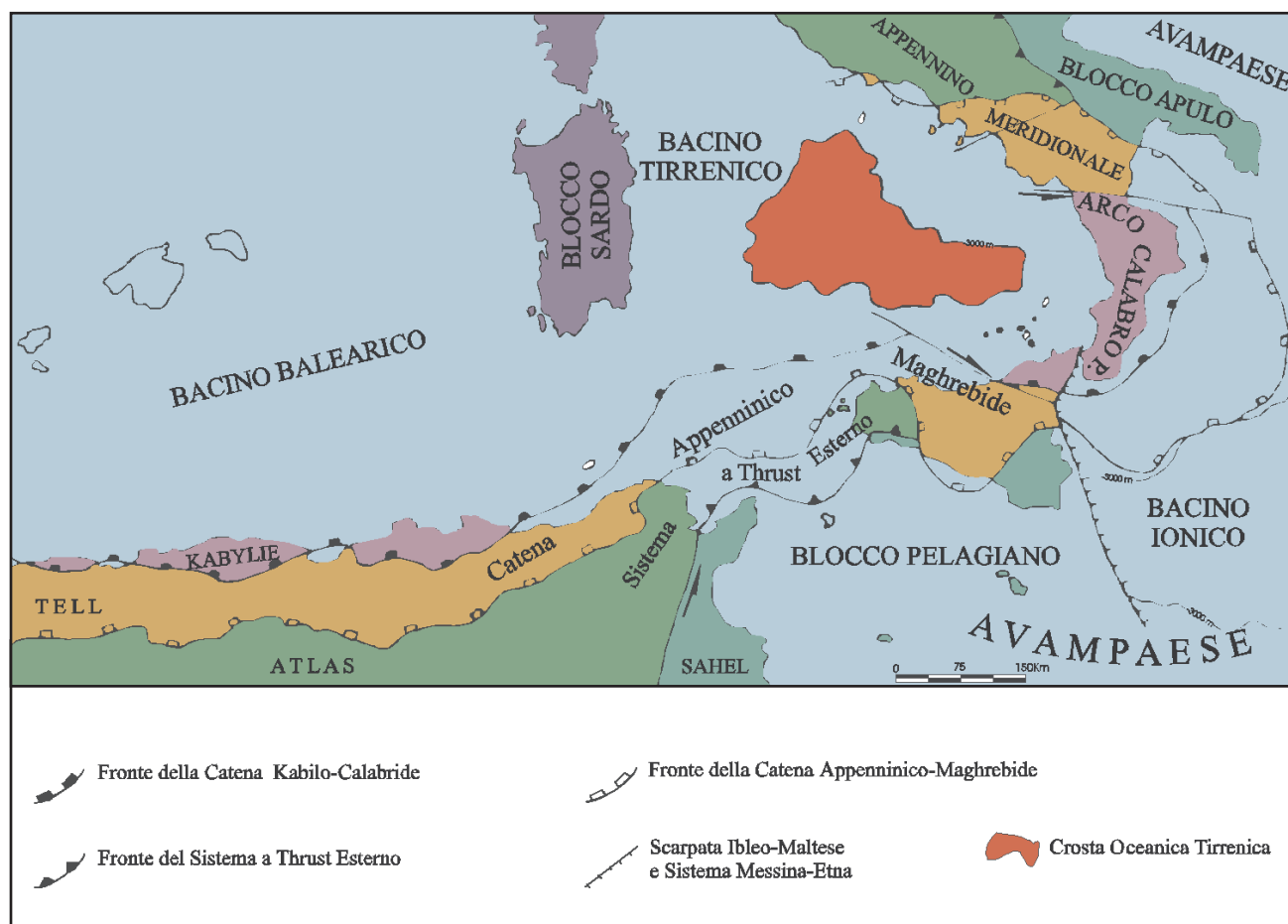


Fig. 286 - Schema tettonico semplificato del Mediterraneo centrale (da LENTINI *et alii*, 1995a, modificato).
 - Simplified tectonic sketch of the Central Mediterranean (after LENTINI *et alii*, 1995a, modified).

3.2. – STUDI PRECEDENTI E MODELLI INTERPRETATIVI SULLA STRUTTURA DELLA CATENA CALABRO-PELORITANA (A. Messina)

La cospicua letteratura su struttura, genesi ed evoluzione dell'Arco Calabro-Peloritano (ACP) risulta, a oggi, alquanto discordante, e sottolinea l'esistenza di due scuole di pensiero contrapposte, l'autoctonista e parautoctonista, e l'alloctonista, alle quali sono riconducibili tre modelli interpretativi:

- modello autoctonista o fissista.

È stato rappresentato da SEGUENZA (1873) con la prima Carta Geologica a scala 1:25.000 di parte dell'attuale Settore Meridionale, e da BALDACCIO (1886) con dell'Isola di Sicilia di supporto alla Carta Geologica a scala 1:100.000. Secondo questa concezione l'ACP è considerato come un massiccio autoctono, interessato durante l'orogenesi alpina da movimenti orizzontali, subsidenza, sollevamento e rotazioni (CORTESE, 1895; GÖRLER & GIESE, 1978);

- modello parautoctonista

Il "massiccio" Calabro-Peloritano è una strut-

tura ercinica, o un promontorio africano, soggetto nell'Alpino alla strutturazione di unità tettoniche radicate (QUITZOW, 1935; CAIRE *et alii*, 1960; GRANDJACQUET *et alii*, 1961; GLANGEAUD *et alii*, 1962; DUBOIS, 1970; LORENZONI & ZANETTIN LORENZONI, 1983; FERLA *et alii*, 1983; ACQUAFREDDA *et alii*, 1988);

- modello alloctonista o faldistico

LIMANOWSKY (1913), seguendo LUGEON & ARGAND (1906), ricostruisce nelle metamorfite e nei sedimenti mesozoici della Calabria e della Sicilia, un'enorme piega, radicata nel Tirreno, formante tre digitazioni: Serra S. Bruno, Aspromonte e Peloritani.

Questa ipotesi, successivamente sviluppata in modo analitico e scientifico (OGNIBEN 1960, 1973; TRUILLET, 1968), è quella in linea con i caratteri geologico-strutturali delle Catene Alpine del Mediterraneo centro-occidentale.

Comprovata la validità della concezione faldistica, paleogeograficamente le unità tettoniche sono interpretate come frammenti provenienti: dalla Tetide, quelle di crosta oceanica (BONARDI *et alii*, 1988, 1993), dal margine africano (ALVAREZ,

1976; AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976; GRANDJACQUET & MASCLE, 1978), o europeo (OGNIBEN 1973; LENTINI & VEZZANI, 1975; DURAND DELGA, 1980; DURAND DELGA & FONTBOTÉ, 1980; BOUILLIN *et alii*, 1986; KNOTT, 1987; DIETRICH, 1988), quelle di crosta continentale. L'ACP è considerato, quindi, un segmento di catena con evoluzione unitaria.

OGNIBEN (1960, 1969, 1970, 1973) definisce uno schema geologico dei Monti Peloritani e della Calabria meridionale, modificato poi da ATZORI & VEZZANI (1974) e ATZORI *et alii* (1975), nel quale vengono riconosciute quattro falde, impilatesi prima dell'Oligocene superiore, definite dal basso verso l'alto: Falda di Longi, costituita da un basamento semimetamorfico e da una successione sedimentaria evolvente al flysch di Frazzanò (Lias-Eocene); Falda di Galati, formata da semiscisti e da una copertura con calcari algali e depositi ruditici del Titonico; Falda di Mandanici, composta da filladi e resti di una copertura mesozoica di calcari a calpionelle del Cretacico inferiore; Falda dell'Aspromonte, affiorante anche in Calabria, costituita da metamorfiti di medio-alto grado con intrusioni granitiche. La pila di falde è ricoperta da un "flysch tardo-orogeno calabride" (flysch di Capo d'Orlando), con l'interposizione tettonica della Falda delle Argille Antisicilidi e del Complesso Postorogeno. Nel Tortonianiano il "Complesso Calabride" si sarebbe accavallato, insieme al "Complesso Liguride" (eugeosinclinale appenninica interna calabra), sui terreni del "Complesso Sicilide" (eugeosinclinale appenninica esterna sicula) e su quelli del "Complesso Panormide" (miogeoanticlinale).

TRUILLET (1961) riconosce nei Peloritani un'unica falda, rovesciata verso sud, di cata- fino a epimetamorfiti. TRUILLET (1968, 1970), DUÉE (1969) e CAIRE (1970) interpretano i Peloritani come una piega ercinica coricata, con un basamento di metamorfiti di medio-alto grado e intrusioni granitiche passante verso l'esterno a metamorfiti di basso grado e con successioni sedimentarie meso-cenozoiche. L'accavallamento di questo settore crostale, appartenente alla zona dei "flysch interni", sui "flysch esterni", è sin- e post tettonica alla fase ypreso-luteziana. TRUILLET (1968) distingue nella copertura carbonatica, dall'esterno verso l'interno e da sud verso nord, tre unità: *bordière*, suddivisa in due sub-unità, l'inferiore di Longi-Gallodoro, costituita da una successione carbonatica condensata di età meso-cenozoica, la superiore di Taormina, rappresentata da una successione carbonatica continua e subsidente; l'Unità di Ali con una successione simile a quella di Taormina; l'Unità di Novara, con dolomie e calcari del Titonico. Paleogeograficamente, le Unità di Taormina e di Ali rappresenterebbero la porzione centrale dell'originario bacino di sedimentazione, mentre le Unità di Novara e di

Longi-Gallodoro, rispettivamente, la parte settentrionale e meridionale.

FERLA (1972) distingue un Complesso Sud-Peloritano epimetamorfico ercinico di grado decrescente verso il basso, con coperture carbonatiche meso-cenozoiche, e un Complesso Nord-Peloritano polimetamorfico di medio-alto grado, caratterizzato da un evento pre-ercinico, una riequilibrio ercinica, una retrocessione termica tardo-ercinica per intrusioni plutoniche e, infine, un evento alpino responsabile del rovesciamento dell'intero complesso e della formazione di scaglie tettoniche e faglie.

LENTINI (1975) e LENTINI & VEZZANI (1975), ricostruiscono nei Peloritani meridionali, tra gli allineamenti di Sant'Agata di Militello-Taormina e di Capo S. Andrea-Novara di Sicilia-Raccuia, e dal basso verso l'alto, le Unità tettoniche di: Capo S. Andrea, formata da semiscisti e da una sequenza sedimentaria, per lo più carbonatica, lacunosa e discontinua, nell'intervallo Lias-Eocene; Taormina e Longi, con un basamento di semiscisti e porfiroidi e una copertura carbonatica continua, con livelli pelagici, del Lias medio; S. Marco d'Alunzio, con un basamento di semiscisti e una sequenza carbonatica, discontinua e poco spessa; Rocca Novara, costituita solo da una successione di piattaforma carbonatica del Malm, evolvente a facies pelagica nel Cretacico superiore-Eocene e da un conglomerato rosso eo-oligocenico. Al di sopra di tali unità seguono di Mandanici e la Falda dell'Aspromonte, con basamenti metamorfici, rispettivamente, di basso e di medio-alto grado. Su questi terreni poggia, in discordanza, il Flysch di Capo d'Orlando (Oligocene-Miocene), che assume il significato di deposito post-orogeno rispetto alle fasi tettoniche calabridi, ma pre-orogeno in relazione alle successive fasi deformative.

AMODIO-MORELLI *et alii* (1976) ricostruiscono uno schema tettonico dell'ACP costituito, dal basso verso l'alto, da: unità paleogeniche, austro-alpine, Africa-vergenti (Unità di Longobucco-Longi-Taormina); unità della Catena Alpina Europa-Vergente (Unità del Frido; Unità Ofiolitiche di Diamante-Terranova, Gimigliano, Malvito; Unità di Bagni-Fondachelli, Mandanici, Castagna, Polia-Copanello); unità *Incertae Sedis* (Unità di M. Gariglione e Stilo). Al di sopra di tutte queste unità si trovano i terreni trasgressivi del Messiniano e del Pliocene medio.

BONARDI *et alii* (1976), ridefiniscono l'assetto stratigrafico-strutturale dei Monti Peloritani costituito, dal basso verso l'alto dalle seguenti unità: Unità di Longi-Taormina, caratterizzata da una serie di scaglie tettoniche che includono un basamento pre-mesozoico di bassissimo grado, e una copertura sedimentaria meso-cenozoica (corrisponde alla Falda di Longi e in parte alla Falda di Galati di

OGNIBEN 1960, alla Falda di Longi di ATZORI & VEZZANI, 1974, e alle Unità di Longi-Gallodoro e di Taormina di TRUILLET, 1968); l'Unità delle Metabasiti dei Borghi, costituita da metadiabasi e da metasedimenti a scisti policromi, filladi, calcescisti; l'Unità di Fondachelli-Portella Mandrazzi, formata da filladi, scisti grafitici e calcari cristallini, metareniti e quarziti e localmente metabasiti; l'Unità di Ali, composta da una successione mesozoica clastico-evaporitica e carbonatico-siliceo-marnosa con un anchimetamorfismo alpino, affiorante in diverse scaglie tettoniche, e considerata probabile copertura dell'Unità di Fondachelli; l'Unità di Mandanici, costituita da filladi, raramente a granato e/o cloritoide, intercalate a metabasiti, quarziti e marmi; dell'Aspromonte formata da terreni metamorfici di medio-alto grado; l'Unità Novara, composta da brecce calcaree e calcari, a luoghi dolomitici, del Giurassico superiore-Cretacico inferiore (coincide con l'Unità di TRUILLET, 1961, 1968) e considerata (BONARDI *et alii*, 1982c) come un megaolistolite inglobato nei livelli basali della Formazione di Stilo-Capo d'Orlando. Al di sopra del suddetto complesso tettonico poggiano i depositi post-orogeni terziario-quadernari.

Negli anni '80 nell'ACP vengono riconosciuti due Settori, Settentrionale e Meridionale, a nord e a sud dell'allineamento Soverato-Valle del Mesima, divenuti cinematicamente indipendenti nell'eo-alpino (Cretacico superiore-Paleogene), differenziati per evoluzione tettono-metamorfica alpina (BONARDI *et alii*, 1980, 1982a,b; BONARDI & GIUNTA, 1982; SCANDONE, 1982; TORTORICI, 1983; BOCCALETTI *et alii*, 1984; BONARDI *et alii*, 1984; DERCOURT *et alii*, 1985; BONARDI *et alii*, 1991, 1996).

MESSINA (1995, 1998a,b, 2002), BONARDI *et alii* (2004) e MESSINA *et alii* (2004a,b), in seguito al riconoscimento di due nuove unità tettoniche alpine, l'Unità del Mela (MESSINA *et alii*, 1997; COMPAGNONI *et alii*, 1998) e l'Unità di Piraino (MESSINA *et alii*, 1998; CECCA *et alii*, 2002), ricostruiscono un nuovo schema strutturale dell'intero settore, secondo il quale nei Monti Peloritani sono presenti, dal basso verso l'alto: l'Unità di Longi-Taormina, costituita da un basamento paleozoico (Cambriano-Carbonifero inferiore) interessato da un metamorfismo varisico di bassa P, variabile dalla *subgreenschist* facies alla facies scisti verdi, zona a clorite, e da depositi clastici continentali, carbonati di piattaforma e pelagici meso-cenozoici; l'Unità di Fondachelli, formata da un basamento paleozoico affetto da un metamorfismo varisico di bassa P, in facies scisti verdi, zona a clorite, e da una copertura mesozoica silicoclastico-calcareo; l'Unità di Ali, caratterizzata da un basamento paleozoico (Devoniano-Carbonifero inferiore) interessato da metamorfismo sia varisico sia alpino, ambedue in *subgreenschist* facies,

e da una copertura del Triassico superiore-Cretacico (depositi clastico-evaporitici, carbonati di piattaforma e pelagici) affetta da un metamorfismo alpino in *subgreenschist* facies; l'Unità di Mandanici, formata da un basamento paleozoico interessato da un metamorfismo varisico di bassa P, variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona ad almandino-oligoclasio, e da una copertura silicoclastica e calcarea mesozoica; l'Unità di Piraino, composta da un basamento paleozoico caratterizzato da un metamorfismo varisico di medio-bassa P, variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona a staurolite-oligoclasio e da una copertura silicoclastica e calcarea del Giurassico inferiore-medio; l'Unità del Mela, costituita da un basamento paleozoico, con un primo evento eo-varisico, relitto, in facies eclogitica e un secondo varisico, di tipo Barroviano variabile da metamorfiti di medio-alta P in facies anfibolitica, zona a cianite-staurolite-granato, a metamorfiti di bassa P in facies scisti verdi, zona ad albite-biotite-andalusite; l'Unità dell'Aspromonte, formata da un basamento pre-paleozoico e paleozoico, composto da relitti granulitici e plutoniti orogeniche pre-varisici, affetti da un metamorfismo varisico, responsabile di una zoneografia di bassa P, di tipo Bosost, variabile dalla zona a cordierite-K-feldspato-sillimanite della facies granulitica alla zona a staurolite-oligoclasio-andalusite della facies anfibolitica, e da plutoniti varisiche post-tettoniche peralluminose (Carbonifero-Permiano), il tutto localmente interessato da una sovrinpronta alpina di medio-alta P, variabile dalla facies scisti verdi fino a quella anfibolitica.

L'ACP, successivamente, viene considerato come "terrane" composito, prodotto dall'amalgamazione di tre (VAI, 1992) o di due "subterrane" (BONARDI *et alii*, 2001, 2004).

FINETTI *et alii* (2005a) e LENTINI *et alii* (2006) ascrivono le unità calabridi dei Monti Peloritani alla delaminazione del margine europeo, originariamente localizzate sul bordo interno della Tetide Alpina, a sua volta originatasi a partire dal Giurassico.

Uno dei più recenti modelli ascrive le unità di crosta continentale a domini paleogeografici localizzati su una microplacca, il Mesomediterraneo, collocata nella Tetide durante il Giurassico-Cretacico, tra le placche europea e africana e le altre minori di Ragusa, Apulia e Adria (MARTÍN-ALGARRA *et alii*, 1992; GUERRERA *et alii*, 1993; PERRONE, 1996; FRIZON DE LAMOTTE *et alii*, 2000; BONARDI *et alii*, 2001, 2004; MICHARD *et alii*, 2002; PERRONE *et alii*, 2006).

Una sistematica revisione cartografica delle coperture è stata prodotta con geologica della Provincia di Messina a scala 1:50.000 (LENTINI, 2000) e relativa nota (LENTINI *et alii*, 2000).

CARBONE *et alii* (2008), nell'ambito del Progetto CARG (Foglio 601 Messina – Reggio di Calabria, SERV. GEOL. D'It., 2008), ripropongono nei Monti Peloritani lo schema strutturale di MESSINA *et alii* (2002, 2004a,b) e SOMMA *et alii* (2005a), con l'eccezione rappresentata dalla posizione geometrica dell'Unità di Ali, che viene posta al di sopra di quella di Mandanici.

MESSINA & MACAIONE (2010), CARBONE *et alii* (2011), SERV. GEOL. D'It. (2011a), MESSINA *et alii* (2013) aggiornano lo stato delle conoscenze, su basi petrologiche e cartografiche, definendo un ultimo schema strutturale, secondo il quale il Settore Meridionale dell'ACP consta di dodici unità. Geograficamente, da nord verso sud, e geometricamente, dall'alto verso il basso, risultano essere le Unità di: Stilo, Aspromonte, Cardeto e Africo, in Calabria; Aspromonte, Mela, Piraino, Ali, Mandanici, Fondachelli, San Marco d'Alunzio, Longi-Taormina e Capo Sant'Andrea, in Sicilia; inoltre considerano la successione dell'Unità di Rocca Novara, di LENTINI & VEZZANI (1975), copertura dell'Unità di Fondachelli, come proposto da CARBONE *et alii* (2011), e ridefinita da MESSINA *et alii* (2013) Unità di Fondachelli-Rocca Novara.

3.3. – TETTONO-STRATIGRAFIA DELLE UNITÀ CALABRIDI

3.3.1. – Basamenti metamorfici varisici e coperture meso-cenozoiche profonde

3.3.1.1. – Premessa

Le unità tettono-stratigrafiche più profonde della Catena Peloritana, quali le Unità di Capo S. Andrea, Longi-Taormina e S. Marco d'Alunzio, sono costituite da basamenti provenienti da differenti livelli di un'unica crosta continentale superiore varisica (MESSINA *et alii*, 2013), originata da sequenze pelitico-arenaceo-carbonatiche e vulcaniche del Cambriano–Carbonifero superiore (CARBONE *et alii*, 2011, e bibliografia citata), su cui giacciono, discordanti, successioni sedimentarie di margine continentale. Queste unità formano l'apparato frontale della catena e si estendono in sottosuolo dal settore meridionale dei Monti Peloritani fino al margine tirrenico siciliano (Unità di S. Marco d'Alunzio e di Longi-Taormina), e appartengono a orizzonti strutturali sovrapposti con andamento suborizzontale. Differente per posizione strutturale e grado metamorfico (CARBONE *et alii*, 2011), il basamento delle tre unità mostra analogia evoluzione tettono-metamorfica, marcata da quattro fasi deformative (Dv₁ – Dv₄), di cui le prime tre sin-metamorfiche e la quarta responsabile di effetti crenulativi. Le rocce mostrano la foliazione varisica

principale Sv₂ (l'Unità di S. Marco presenta un metamorfismo in facies scisti verdi; l'Unità di Longi-Taormina, condizioni termobariche intermedie tra la *subgreenschist* facies e la facies scisti verdi; l'Unità di Capo S. Andrea, un metamorfismo in *subgreenschist* facies), e caratteri della copertura meso-cenozoica (fig. 287) consistenti in un diverso sviluppo verticale e marcati da facies di bacino (Medolo), che si contrappongono a depositi di piattaforma pelagica (*open-shelf*).

A partire dagli anni '90 del secolo scorso, le aree di affioramento delle coperture sedimentarie relative a queste unità tettoniche sono state oggetto di revisione cartografica, a varie scale, e stratigrafica, relativamente agli intervalli cretaceo-miocenici (CARBONE *et alii*, 1993a,b, 1994, 1998; LENTINI *et alii*, 1996c, LENTINI, 2000). Studi a scala regionale sui relativi basamenti sono stati intrapresi nell'ambito del Progetto CARG, a partire dagli anni 2000 (SERV. GEOL. D'It., 2008, 2010b, 2011a, 2012c).

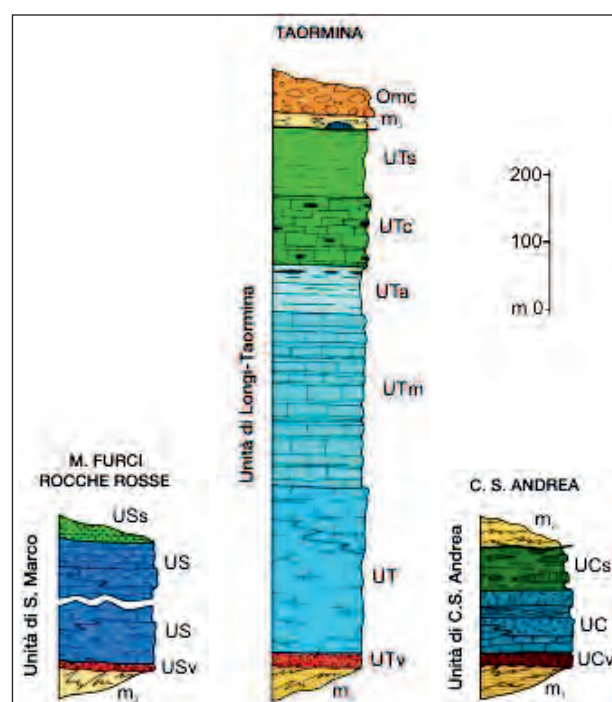


Fig. 287 - Colonne stratigrafiche delle coperture meso-cenozoiche delle Unità Calabridi più profonde. Unità di Capo S. Andrea: m1 – metamorfiti paleozoiche; UCv – Verrucano; UC – successione condensata giurassico-cretacea; UCs – Scaglia. Unità di Longi-Taormina: m2 – metamorfiti paleozoiche; UTv – Verrucano; UT – calcari e dolomie; UTm – Medolo; UTa: Rosso Ammonitico e Radiolariti; UTc – Biancone; UTs – Scaglia. Unità di S. Marco d'Alunzio: m3 – metamorfiti paleozoiche; USv – Verrucano; US – calcari e dolomie; USs – Scaglia. Omc – conglomerati del Flysch di Capo d'Orlando (da LENTINI, 2000).

- Stratigraphic columns of the Meso-Cenozoic cover of the deepest Calabrid Units. Capo S. Andrea Unit: m1 – Variscan low-grade metamorphics; UCv – Verrucano; UC – Jurassic-Cretaceous condensed succession; UCs – Scaglia. Longi-Taormina Unit: m2 – Variscan low-grade metamorphics; UTv – Verrucano; UT – limestones and dolomites; UTm – Medolo; UTa: Ammonitico Rosso and Radiolarites; UTc – Biancone; UTs – Scaglia. S. Marco d'Alunzio Unit: m3 – Variscan low-grade metamorphics; USv – Verrucano; US – limestones and dolomites; USs – Scaglia. Omc – Flysch of Capo d'Orlando conglomerates (after LENTINI, 2000).

3.3.1.2. – Unità di Capo S. Andrea

Rappresenta l'Unità Calabride strutturalmente più profonda e affiora esclusivamente nel versante ionico peloritano, lungo una fascia con direzione circa nord-sud, estesa da Capo S. Andrea (fig. 288) fino a Gallodoro.

Basamento

Il basamento varisico (m1) (LENTINI *et alii*, 2000) è caratterizzato da metamorfiti in *subgreenschist* facies (MESSINA & MACAIONE, 2010). Sono presenti alternanze plurimetriche di *slate*, metareniti e metabrecce di colore da grigio-verdastro per alto contenuto in clorite, a grigio-nerastro se ricche in grafite, con abbondanti amigdale di quarzo, e intercalazioni di porfiroidi rosati a clasti millimetrici feldspatici, metavulcaniti basiche di colore violaceo e metacalcari rosati, a sericite, clorite e quarzo. La grana varia da fine a medio-fine, la tessitura è fortemente scistosa e a bassissimo grado di cristallinità.

L'unità presenta piani di *shear* alpini, accompagnati da cataclasi e fenomeni di retrocessione, a milonisi, con stiramento della foliazione regionale, fino a locali processi idrotermali con rimobilizzazioni e/o depositi di solfuri, ossidi e idrossidi.

Copertura mesozoico-paleogenica

Trattasi di una successione sedimentaria estremamente lacunosa e condensata, estesa dal Lias inferiore al Cretacico-Eocene, costituita, dal basso verso l'alto, da conglomerati e arenarie rosse in facies di "Verrucano" (Lias inferiore), passanti a calcari massicci a brachiopodi, cui seguono calcari a crinoidi con *Arietiaceras*, lumachelle a *Bositra buchi* e

Rosso Ammonitico calcareo (Giurassico medio-superiore), e infine calcari bianchi tipo "Maiolica" (Cretacico inferiore) e marne verdi e rosse in facies di "Scaglia" (Cretacico superiore-Eocene inferiore) (fig. 289).

All'interno di quest'ultima (a sud di M. Ziretto, nel Vallone S. Antonio) (fig. 290) si rinvencono blocchi, anche di notevole dimensione e lenti metriche, di calcari mesozoici, interpretati da TRUILLET (1968) come "*klippen* sedimentari", cioè litoni originariamente franati nel bacino di sedimentazione della "Scaglia"; secondo CARBONE *et alii* (1994), LENTINI (2000) e LENTINI *et alii* (1996c, 2000) trattasi di scaglie e di trucioli tettonicamente intercalati, originati da una tettonica di scollamento, accompagnata da intense laminazioni e ripetizioni, che hanno interessato la Scaglia stessa. Lo spessore totale della successione è circa 300 m.

3.3.1.3. – Unità di Longi-Taormina

L'Unità di Longi-Taormina (ULT) affiora estesamente lungo il bordo meridionale dei Monti Peloritani, da S. Agata di Militello-Alcara Li Fusi-Longi, sul versante tirrenico, fino a Taormina-Giardini su quello ionico, passando per Roccella Valdemone e Malvagna (*Chaine bordière* dei geologi francesi). Gli affioramenti più significativi sono ubicati sulla dorsale Taormina-Castelmola (v. fig. 287), nei dintorni di Malvagna e in un'ampia fascia dalla zona di Tortorici fino a S. Fratello.

DUÉE (1961) raggruppa nell'Unità di "Longi-Gallodoro" gli elementi strutturali più profondi dei Peloritani occidentali e orientali. LENTINI (1975), privilegiando i caratteri stratigrafici che forniscono



Fig. 288 – Panoramica di Capo S. Andrea e di Isola Bella. La successione sedimentaria, che forma il promontorio, è estremamente condensata e lacunosa, poichè si estende dal Lias inferiore all'Eocene ed è ricoperta dalle metamorfiti dell'Unità di Longi-Taormina. Isola Bella è costituita dalle dolomie liassiche dell'Unità di Longi-Taormina.

- Overview of Capo S. Andrea and Isola Bella. The sedimentary sequence, which forms the promontory, is extremely condensed, as it extends from the Lower Liassic up to Eocene and underthrusts the metamorphic basement of the Longi-Taormina Unit. Isola Bella is made by Liassic dolomite of the Longi-Taormina Unit.



Fig. 289 – La successione stratigrafica della Unità di Capo S. Andrea è costituita (da destra a sinistra) da conglomerati e arenarie in facies di Verrucano (Lias inferiore) (al disotto del livello del mare), calcari liassici ad *Arieticeras* (A), lumachella a *Bositra buchi* e Rosso Ammonitico (Giurassico medio-superiore) (B), calcari tipo “Maiolica” (Cretacico inferiore) (C), Scaglia con blocchi di calcari in facies di Medolo e di Rosso Ammonitico superiore (Cretacico superiore–Eocene) (D).
 - The stratigraphic succession of the Capo S. Andrea Unit consists of (from right to left) conglomerates and sandstones of Verrucano facies (Lower Liassic) (below sea level), Liassic limestones with *Arieticeras* (A), *lumachella* with *Bositra buchi* and Ammonitico Rosso (Middle-Upper Jurassic) (B), “Maiolica” facies limestone (Early Cretaceous) (C), Scaglia with blocks of limestones composed of Medolo and Upper Ammonitico Rosso facies (Upper Cretaceous–Eocene) (D).

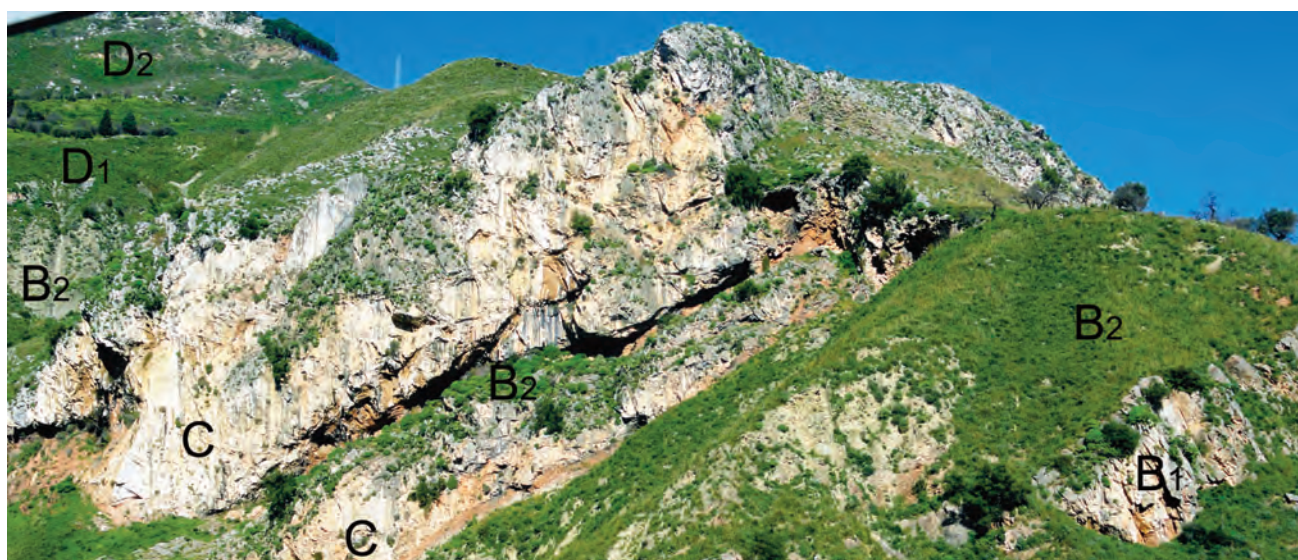


Fig. 290 – La copertura sedimentaria dell’Unità di Capo S. Andrea, affiorante sul versante meridionale di M. Ziretto, poggia sul basamento metamorfico varisco di bassissimo grado (m1 - A) ed è costituita da una successione molto condensata di calcari liassici (B₁), e di Scaglia cretacio-eocenica (B₂), che involupa enormi blocchi di calcari giurassici (C). Questa successione è ricoperta da metamorfiti varisiche di basso grado (m2 - D₁) e da dolomie liassiche (D₂) dell’Unità di Longi-Taormina.

- The sedimentary cover of the Capo S. Andrea Unit, exposed in the southern flank of M. Ziretto, overlies the Variscan very low-grade metamorphic basement (m1 - A) and is composed of a very condensed succession of liassic limestone (B₁) and of Cretaceous-Eocene Scaglia (B₂), involving enormous blocks Jurassic in age (C). This sequence underthrusts variscan low grade metamorphics (m2 - D₁) and Liassic dolomites of the Longi-Taormina Unit.

indicazioni sugli originari bacini di sedimentazione, unisce in un unico orizzonte strutturale la successione di Longi con quella di Taormina, perché ambedue caratterizzate da un significativo sviluppo verticale (gli spessori raggiungono gli 800-1000 m) e, in particolare, dalla facies di Medolo e cioè da una sequenza medio-liassica subsidente. Cosicché, l’unità più profonda della zona ionica è quella di Capo S. Andrea, che comprende anche gli affioramenti dei dintorni di Gallodoro (equivalente in parte all’Unità di Longi-Gallodoro dei geologi francesi); mentre, nel settore tirrenico, dove manca un’unità strutturale equivalente, la più profonda risulta essere l’ULT. Infatti nella zona di Longi essa

è direttamente sovrapposta alle Unità Appenninico-Maghrebidi, in prevalenza al flysch di M. Soro, come dimostrano alcune finestre tettoniche visibili nel fondovalle della Fiumara di Longi e altre a NE di Torrenova sulla costa tirrenica. La geometria del contatto di ricoprimento sulle Unità Appenninico-Maghrebidi è evidente nelle carte geologiche realizzate nella zona (LENTINI *et alii*, 2000; CARBONE *et alii*, 1998); esso è esposto soltanto nel settore centro-occidentale dei Monti Peloritani, e consiste, spesso, nella diretta sovrapposizione dei termini alti della successione tettono-stratigrafica sulle unità tettoniche del flysch di M. Soro o sulle Argille Scagliose Superiori.

Lo stile strutturale che domina la copertura sedimentaria dell'ULT è quello di una tettonica di scollamento, caratterizzata da delaminazioni e raddoppi, che portano a notevoli differenze di spessore, soprattutto in corrispondenza delle formazioni Scaglia e Medolo. Talora, i campioni prelevati danno un'età eocenica già alla base della Scaglia, mentre negli intervalli medio-alti si alternano livelli contenenti faune cretatiche ed eoceniche verso l'alto. Per lo stesso motivo i *klippen* sedimentari degli autori francesi sono invece interpretabili come "trucioli" tettonici.

Basamento

Il basamento varisico (m2) (LENTINI *et alii*, 2000) è rappresentato da una sequenza paleozoica con tracce di fossili devoniani, costituita da metamorfiti in facies da *subgreenschist* a scisti verdi di BP e BT. Nell'area da Castelmola a Taormina sono presenti livelli ad Acritarchi che datano al Cambriano-Ordoviciano inferiore (SOMMA *et alii*, 2005b, e bibliografia citata). I litotipi più comuni sono alternanze policrome di *slate*, filladi, metareniti (fig. 291) e metabrecce, da grigio-verdastre se ricche in clorite, a nerastre se grafitose. Presentano grana fine, tessitura fortemente scistosa e bassissimo grado di cristallinità. Comuni sono le vene di quarzo. Sono intercalati a questi litotipi corpi metrici di quarziti, a grana minuta, tessitura foliata, ricchi in sericite (bianco-grigiastre) e/o clorite (grigio-verdastre), e metacalcari rosati in banchi plurimetrici, poco foliati, contenenti sericite e quarzo.

Nella parte alta della sequenza (zona di M. Purreta-Petralia) sono presenti porfiroidi bianco-giallastri (fig. 292) a grana media e tessitura porfiroclastica orientata che, alla microscala, mostra clasti millimetrici feldspatici in una matrice fine sericitico-cloritica. Dette metavulcaniti costituiscono una serie dacitico-riolitica ad affinità calcalkalina, e sono datati Ordoviciano inferiore (475



Fig. 291 – Metareniti rosate varisiche dell'Unità di Longi-Taormina (m2), affioranti nella zona di Mazzarò, a NO di Capo S. Andrea.
- Variscan pink metarenites of the Longi-Taormina Unit (m2), cropping out in the area of Mazzarò, NW of Capo S. Andrea.



Fig. 292 – Porfiroidi bianco-giallastri varisici nel basamento dell'Unità di Longi-Taormina. Loc.: a NE di Castelmola.
- Variscan white-yellowish porphyroids in the basement of the Longi-Taormina Unit. Loc.: NE of Castelmola village.

Ma, U/Pb su zircone; TROMBETTA *et alii*, 2004). Sono anche presenti metabasiti picritiche (MESSINA *et alii*, 2004b) dal colore violaceo, a tessitura microporfiroclastica, in corpi di spessore decametrico (zona di Mongiuffi-Melia) a carattere da Na-alkalino a Alcalino-Transizionale, ascritti al Cambriano-Ordoviciano, per la presenza di Acritarchi nelle filladi associate (BOUILLIN *et alii*, 1986) e metavulcaniti basiche di colore verde-scuro, in filoni metrici, a grana fine e tessitura per lo più aciculare.

La sequenza è interessata da piani di *shear* alpini, che originano da cataclasi a milonisi con stiramento della foliazione regionale varisica e/o e localizzate mineralizzazioni a solfuri, ossidi e idrossidi, per processi idrotermali.

Copertura mesozoico-paleogenica

La successione sedimentaria dell'Unità di Longi-Taormina è bene esposta, oltre che nella zona di Taormina (v. fig. 287), lungo la F. di Rosmarino e la valle della F.ra di Longi, anche sul versante meridionale di Pizzo Risigna nei pressi di S. Basilio, frazione di Galati Mamertino (figg. 293, 294). Essa inizia con:

“Verrucano” (Hettangiano)

Conglomerati e arenarie rosse di ambiente fluvio-deltizio. Corrispondono alle “arenarie anagenitiche e conglomerati” di MAUGERI PATANÈ (1932), alle “anageniti” di CAMPISI (1960), alle “Arenarie di Longi” di COLACICCHI & FILIPPELLO (1966) e al “Verrucano” di DUÉE (1969).

BAUDELLOT *et alii* (1988) hanno riconosciuto nella zona di Longi un intervallo basale, costituito da conglomerati, arenarie e peliti rosse, di probabile età triassica, e uno superiore, dato da arenarie e argille grigie o giallastre con associazioni di pollini dell'Hettangiano inferiore. Nella zona di Taormina, lungo la dorsale calcarea di Castelmola e a M. Galfa, affiorano modesti e discontinui spessori di arenarie e conglomerati (CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 1996c, 2000; LENTINI, 2000). Lungo

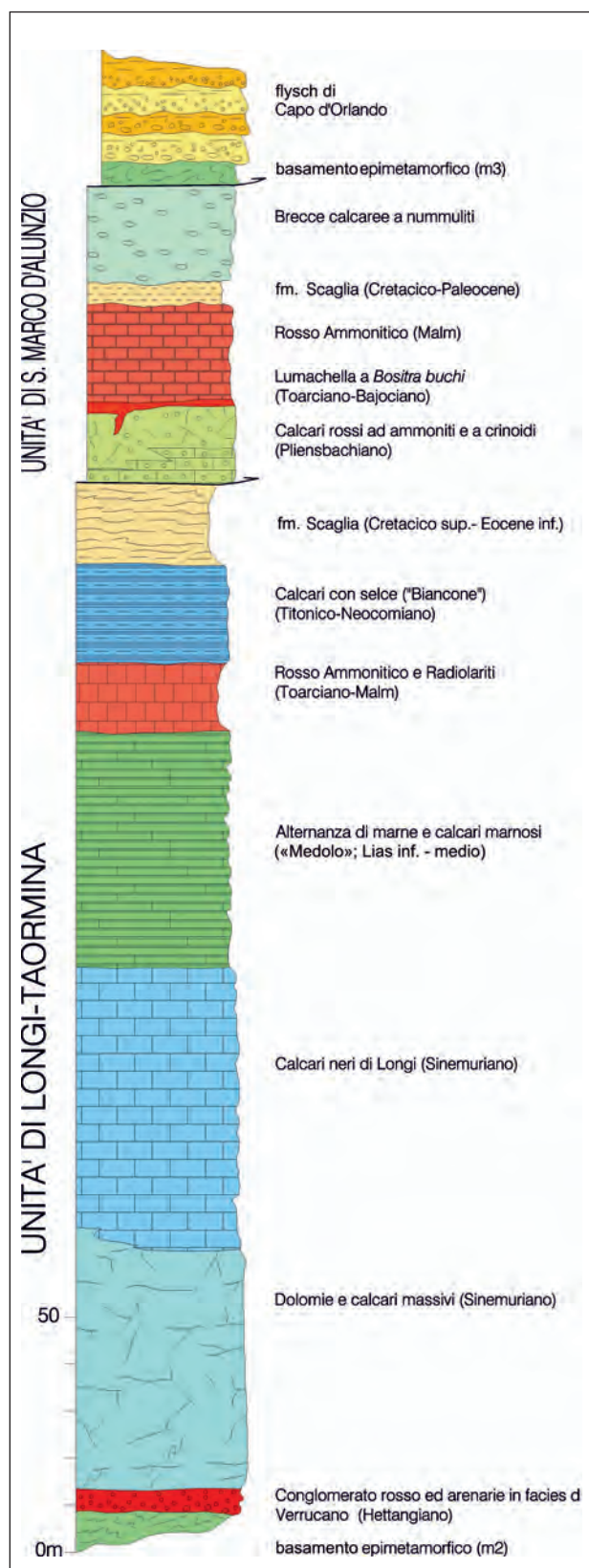


Fig. 293 – Successione stratigrafica delle Unità di Longi-Taormina e di S. Marco d'Alunzio ricostruite lungo il versante meridionale di Pizzo Risigna (Rocche Rosse) nell'area di S. Basilio, a sud di Galati Mamertino (da LENTINI, 1975, modificato).

- Stratigraphic succession of the Longi-Taormina and S. Marco d'Alunzio Units, reconstructed on the southern slope of Pizzo Risigna (Rocche Rosse) in the S. Basilio area, south of Galati Mamertino (after LENTINI, 1975, modified).

le Fiumare di Rosmarino e di Longi il “Verrucano” è costituito da conglomerati a clasti quarzosi e metamorfici di 0,5-3 cm di diametro e da arenarie rosse in grossi banchi alternati a sottili intercalazioni argillose rosse o giallastre (CARBONE *et alii*, 1998; LENTINI, 2000) (fig. 295). Lo spessore nella Fra di Longi varia da 0 a 500 m circa (v. fig. 294); ciò significa che il contatto di ricoprimento sulle Unità Sicilidi ha prodotto raddoppi o soppressione dei termini basali dell'Unità di Longi-Taormina.

Tracce di vegetali, frustoli carboniosi e, al passaggio con i soprastanti calcari, rari lamellibranchi quali *Pleuromya striatula* e *Cypricardia porrecta*, fanno ascrivere la formazione al Lias basale. Nei pressi di M. Ucina le arenarie contengono rari fossili, come *Pinna hartmanni*, riferibile all'Hettangiano (MAUGERI PATANÈ, 1932; LENTINI, 1973a).

calcari e dolomie (Sinemuriano-Carixiano)

Nei dintorni di Taormina a pochi metri di “Verrucano” (v. fig. 287) (CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 1996c, LENTINI, 2000) fa seguito un sottile intervallo carbonatico, costituito da un'alternanza di calcari detritici, oolitici e stromatolitici e di marne giallastre che fa transizione a dolomie saccharoidi ocracee. Queste a loro volta mostrano graduale passaggio laterale a calcari oolitici (fig. 296) e a calcari algali grigio-biancastri, irregolarmente dolomitizzati. Seguono in continuità calcari arenacei scuri, riccamente fossiliferi con *Spiriferina* sp., *Entolium heblui* e *Uptonia* cf. *jamesoni*. Tutto l'intervallo, visibile lungo la strada che da Capo Taormina va a Giardini, ha uno spessore di circa ed è riferibile all'intervallo Sinemuriano-Carixiano.

Lungo le Fre di Longi e di Rosmarino (CARBONE *et alii*, 1998; LENTINI, 2000; LENTINI *et alii*, 2000;) è presente una facies caratterizzata da calcari nerastri o grigio-bluastri, sottilmente stratificati in livelli di 10-30 cm con rare liste di selce (fig. 297; v. anche figg. 293 e 294), talora alternati a marne calcaree grigie a patina giallastra.

Il contenuto fossilifero è rappresentato da alghe, foraminiferi, ostracodi, piccoli gasteropodi e lamellibranchi e coralli individuali, oltre a lumachele a brachiopodi. Le rare ammoniti presenti permettono di ascrivere i calcari neri al Sinemuriano (LENTINI, 1973a). La medesima facies si rinviene, meno diffusamente, nel settore orientale dei Monti Peloritani, nei dintorni di Castelmola e di Roccaffiorita (M. Galfa) (CARBONE *et alii*, 1994; LENTINI *et alii*, 1996c).

Nella zona di Passo della Zita, a nord di Longi (LENTINI, 1973b, 1975), i calcari neri passano lateralmente e verso l'alto a calcari grigi massivi; che rappresentano una facies di margine della piattaforma al Lias inferiore (v. fig. 293; fig. 298). Al di sopra, la successione prosegue con il Medolo,

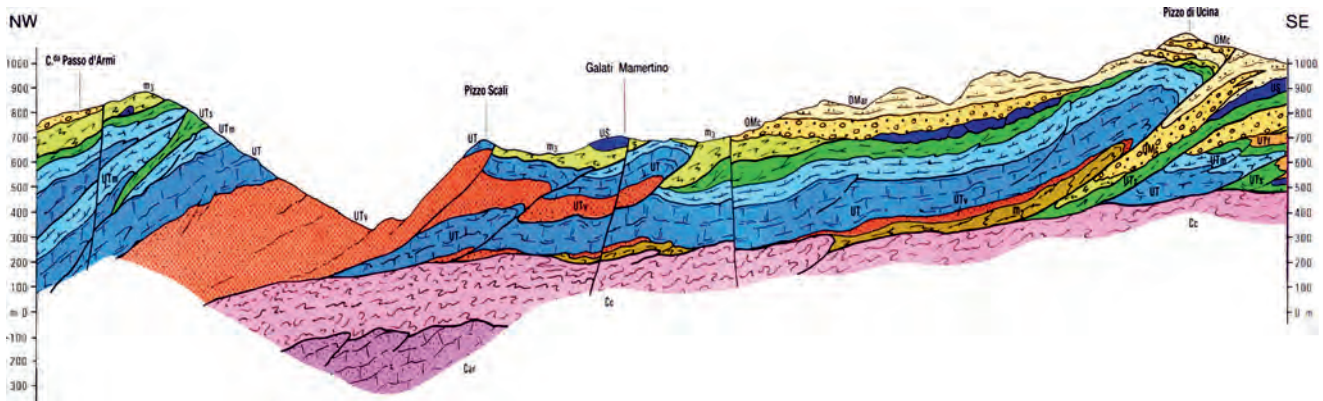


Fig. 294 – Profilo geologico orientato NO-SE, da Contrada Passo d'Armi (a sud di Frazzanò) a Pizzo di Ucina (a SE di Galati Mamertino), attraverso la "Stretta di Longi" (Monti Peloritani sud-occidentali) (da CARBONE *et alii*, 1998). Legenda: Unità Appenninico-Maghrebidi: Unità di M. Soro (Car), Unità delle Argille Scagliose Superiori (Cc). Unità Calabridi: Unità di Longi-Taormina: metamorfite (m2), Verrucano (UTv), Calcari e dolomie e/o "Calcari neri" (UT), Fne Medolo (UTm), Fne Scaglia (UTs), Flysch di Frazzanò (UTf); Unità di S. Marco d'Alunzio: metamorfite (m3), calcari rossi ad ammoniti e a crinoidi (US). Flysch di Capo d'Orlando (litofacies conglomeratica - OMc, litofacies arenitica - OMar). L'intervallo del Giurassico medio-sup. (Rosso Ammonitico e Biancone), lacunoso e condensato, non è raffigurato a causa del modesto spessore.

- NW-SE oriented geological profile, from Contrada Passo d'Armi (south of Frazzanò) to Pizzo di Ucina (SE of Galati Mamertino), through the "Stretta di Longi" (south-west Peloritani Mts.) (from CARBONE *et alii*, 1998). Legend: Apenninic-Maghrebian Unit: M. Soro Unit (Car), Argille Scagliose Superiori Unit (Cc). Calabride Unit: Longi-Taormina Unit: metamorphic (m2), Verrucano (UTv), limestones and dolomites and / or "Black Limestone" (UT), Medolo Fm. (UTm), Scaglia Fm. (UTs), Frazzanò Flysch (UTf); S. Marco d'Alunzio Unit: metamorphic (m3), red limestone with ammonites and crinoids (US). Capo d'Orlando Flysch (conglomerate lithofacies - OMc, arenitic lithofacies - OMar). The Middle-Upper Jurassic interval (Rosso Ammonitico and Biancone), very condensed, is not shown because of the small thickness.

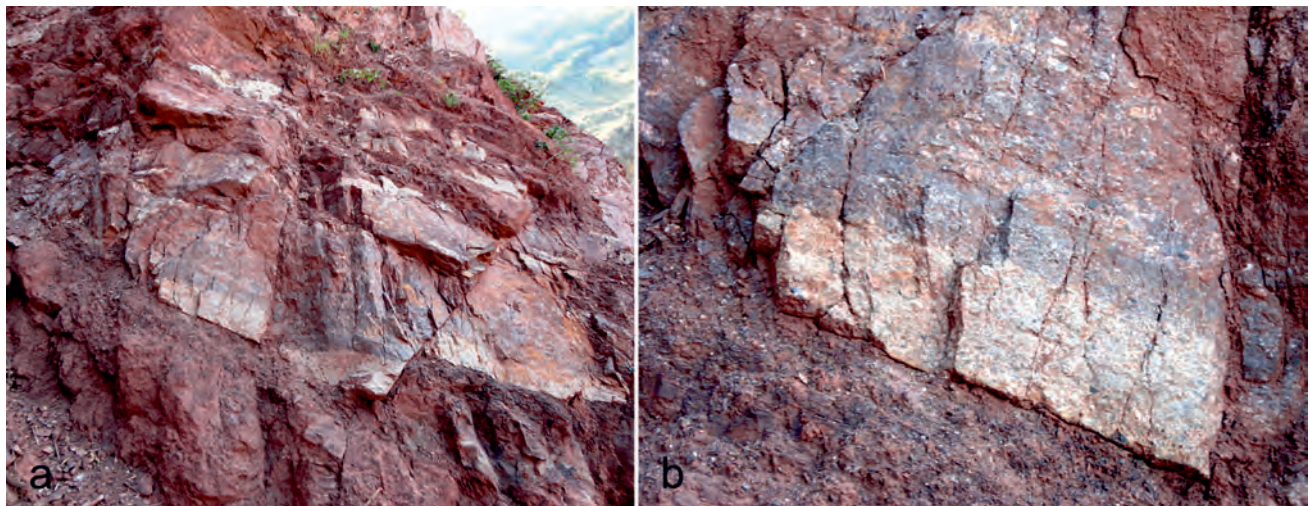


Fig. 295 – Alternanza di arenarie, conglomerati e siltiti di colore rosso in facies di Verrucano affioranti nella periferia nord di Longi (a) e particolare del microconglomerato ad elementi prevalentemente quarzosi (b).

- Alternation of red sandstones, conglomerates, and siltstones of Verrucano facies cropping out in the northern periphery of Longi village (a) and detail of the microconglomerate composed of mainly quartz elements.

lembi di Rosso Ammonitico, Scaglia, sulla quale giace in ricoprimento l'Unità di S. Marco d'Alunzio. Tale successione è interessata da *thrust* e superfici di scollamento, che determinano ripetizioni o assenze delle formazioni sopra citate, anche all'interno delle stesse, come avviene per la Scaglia, che presenta intervalli eocenici e cretaci rovesciati, ovvero ripetuti (v. fig. 294; fig. 299).

Gruppo Medolo (Lias inferiore-medio)

Nei pressi di Taormina la successione carbonatica di piattaforma passa gradualmente, attraverso

un intervallo di calcari colore ambra a *Koninckella* e ad ammoniti (*Coeloceras* e *Juraphyllites*) a una fitta alternanza di calcari marnosi e marne grigie, colore avana all'alterazione, a frattura concoide e in strati spessi 10-, corrispondente al "Domeriano" in facies di "Medolo" di FUCINI (1920-1935) (fig. 300a). Nella parte alta, una discreta fauna ad ammoniti permette di attribuire la formazione al Carixiano-Domeriano (Lias inferiore-medio). Lo spessore è circa 200 m (v. fig. 287). Da ultimo, i vari litotipi sono stati formalizzati dal SERV. GEOL. D'IT. (2000-2006) come Gruppo Medolo.

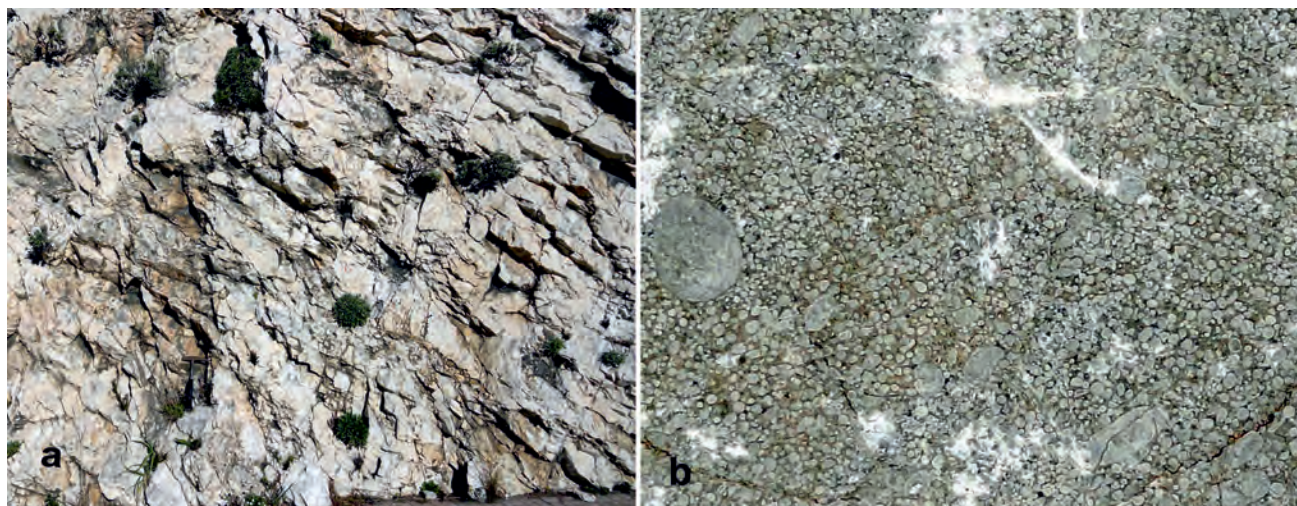


Fig. 296 – Dolomia saccaroide (a) e calcare oolitico (b) del Lias inferiore. Loc.: Capo Taormina.
- Lower Liassic saccharoidal dolostone (a) and oolitic limestone (b). Loc.: Capo Taormina.



Fig. 297 - Calcarei neri del Sinemuriano affioranti a SE di Longi.
- Sinemurian black limestone cropping out SE of Longi village.



Fig. 298 – Dalla località Passo della Zita fino alla Stretta di Longi la successione affiorante è costituita dal basso da Verrucano (A), “calcarei neri” (B) e da calcari grigi massivi (C), che si inspessiscono verso la Stretta di Longi, per effetto dei rapporti di parziale eteropia con i “calcarei neri”. Segue verso l’alto il “Medolo” (D), interessato da scaglie tettoniche. (v. anche figura 299).

- From Passo della Zita to Stretta di Longi the exposed succession is composed from the bottom of Verrucano (A), “calcarei neri” (black limestone) (B) and the massive grey limestone, which thicken towards the Stretta di Longi, partially heteropic with the “black limestone”. Upwards follows on the “Medolo” (D), affected by tectonic slices. (see also figure 299).

Facies identiche a quelle di Taormina affiorano nell’area di Galati Mamertino (v. fig. 293) e lungo la valle della Fra di Rosmarino. A ovest di Pizzo Ucina è ben esposta un’alternanza di calcari marnosi e marne grigi o grigio-bluastri a patina avana, talora con liste di selce scura, contenenti noduli limonitici, resti di fucoidi e impronte di ammoniti, queste ultime permettono un’attribuzione della formazione al Carixiano-Domeriano (LENTINI, 1975).

Nelle zone di S. Agata di Militello, S. Marco d’Alunzio e a Passo della Zita (Longi), la facies presenta aspetto leggermente differente: la stratificazione (10-30 cm) è più netta, e le marne sono meno frequenti; viceversa le liste di selce sono comuni. I fossili sono più rari, ma le poche tracce confermano l’età assegnata alla formazione (fig. 300b).

“Rosso Ammonitico”, radiolariti e calcari selciferi (Toarciano-Malm)

In continuità sopra il “Medolo” seguono marne rosse, grigie e verdi con sottili intercalazioni di calcari marnosi (“Rosso Ammonitico inferiore”), contenenti lamellibranchi pelagici e ammoniti, tra cui *Hildoceras bifrons* e *H. semipolitum*, che assegnano un’età toarciana.

Verso l’alto il “Rosso Ammonitico inferiore” passa a un sottile intervallo costituito da marne e calcari marnosi selciferi e da radiolariti rosse e verdi fittamente stratificate (fig. 301).

In alcuni casi, come sul versante meridionale di Pizzo Risigna (località nota come Rocche Rosse) e a Pizzo di Ucina a sud di Galati Mamertino, si osservano intervalli in facies di Rosso Ammonitico calcareo (Rosso Ammonitico superiore). Si tratta di calcari marnosi nodulari di colore rossastro o grigio-verde al taglio, grigio-biancastro in superfi-

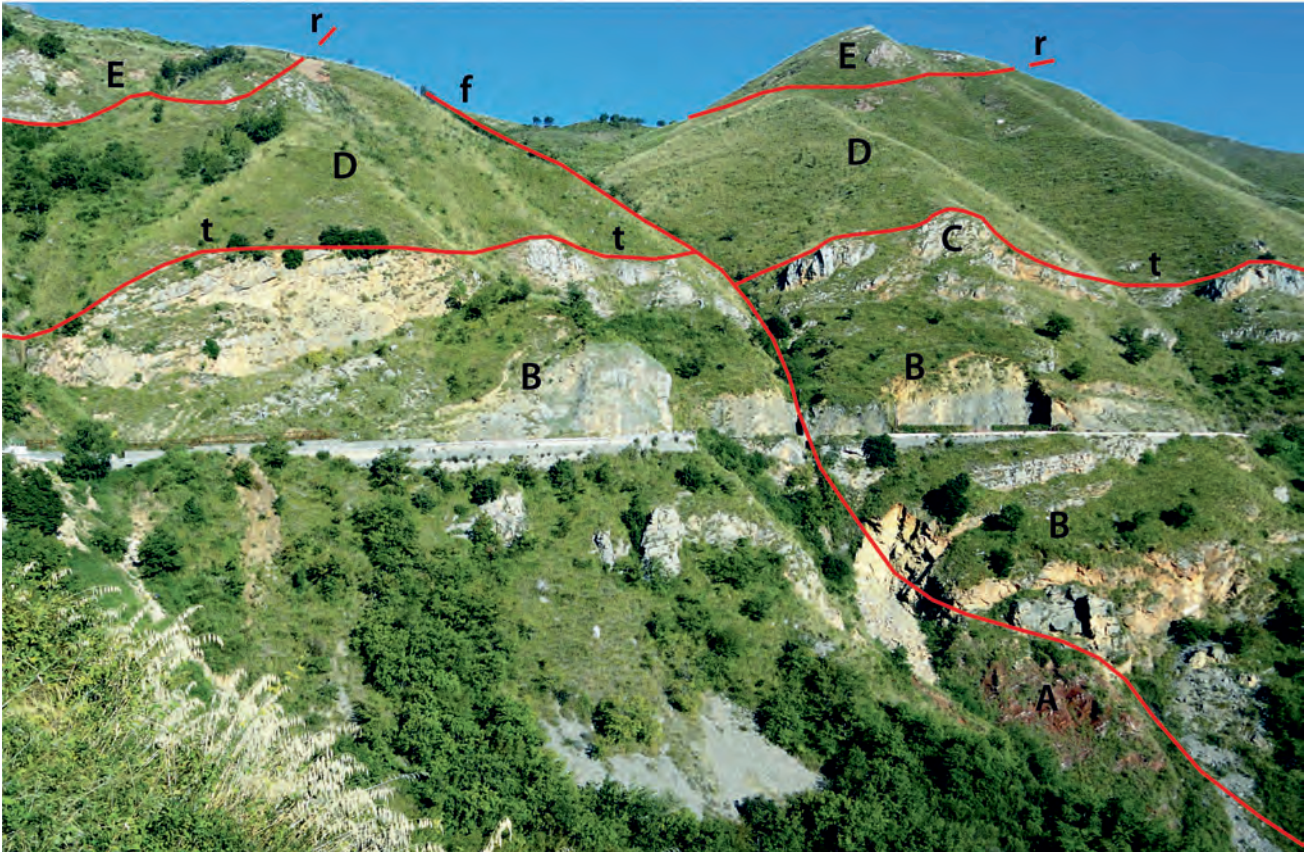


Fig. 299 – A Passo della Zita a nord di Longi affiorano, dal basso verso l'alto, conglomerati e arenarie rosse del Verrucano dell'Hettangiano (A), calcari neri del Sinemuriano (B) e calcari grigi massivi parzialmente eteropici (C). Su di essi poggia direttamente la Scaglia cretaceo-eocenica (D) con un contatto di scollamento e con lembi di "Medolo" e di Rosso Ammonitico. Alla sommità poggia, in ricoprimento, l'Unità di S. Marco d'Alunzio (E). t: thrust; r: ricoprimento; f: faglia.
- Near Passo della Zita north of Longi, from bottom to top, crop out Hettangian conglomerate and red sandstone of Verrucano (A), Sinemurian black limestone (B) and massive grey limestone partially heteropie (C). On these directly lies the Cretaceous-Eocene Scaglia (D) by a detachment contact, containing blocks of "Medolo" and "Ammonitico Rosso" Fms. At the top the S. Marco d'Alunzio Unit tectonically lies (E). t: thrust; r: overthrust; f: fault.



Fig. 300 – "Medolo": a) calcari marnosi grigio-giallastri affioranti a ovest di Castelmola; b) litofacies calcarea. Loc. Passo della Zita, a nord di Longi.
- "Medolo" Fm.: a) grey-yellowish marly limestone cropping out west of Castelmola village; b) calcareous lithofacies. Loc.: Passo della Zita, north of Longi village.

cie, potenti alcuni metri e contenenti aptici, belemniti, frammenti di ammoniti e microfaune a radiolari, a *Globochaete alpina* e a *Saccocoma*. L'età di tutti i termini sopra descritti dovrebbe comprendere il Giurassico medio e superiore, cioè dall'Aaleniano all'Oxfordiano. Lo spessore è di alcune decine di metri; nel profilo di figura 294, questo intervallo a causa dell'esiguo spessore non è rappresentato.

"Biancone" (Titonico-Cretacico inferiore)

Nell'area di Taormina lungo la dorsale da Villagonia a Tropiano affiorano calcilutiti biancastre in strati sottili, talora fortemente deformati (fig. 302a). Nei dintorni di Galati Mamertino, nella famosa sezione delle Rocche Rosse (COLACICCHI, 1960; DUÉE, 1969; STURANI, 1967; LENTINI, 1975) l'Ammonitico Rosso Superiore passa verso l'alto a



Fig. 301 – Calcari siliciferi e diaspri del Giurassico medio. Loc.: fra Tropiano e Castelmola.

- Middle Jurassic siliceous limestones and jaspers. Loc.: between Tropiano and Castelmola villages.

un banco di calcare massivo grigio-biancastro tipo “maiolica” contenente aptici, belemniti, *Pygope bouei* e *P. triangulus* e una microfauna a tintinnidi (*Calpionella alpina*, *C. elliptica*). L'età risulterebbe titonica (SIRNA, 1962; LENTINI, 1975).

La successione prosegue verso l'alto con calcari marnosi biancastri con selce nera in strati medio-sottili alternati a sottili giunti marnosi nerastri e contenenti aptici, belemniti e rari resti di ammoniti. Queste ultime hanno permesso a MAUGERI PATANÈ (1932) di attribuire la formazione all'Hauteriviano-Barremiano. Le associazioni a tintinnidi (*Tintinnopella carpathica* e *Remaniella cadischiana*) assegnano un'età berriasiana, confermando sostanzialmente la presenza del Cretacico inferiore (LENTINI, 1975). Nella zona di Pizzo Leo tra S. Domenica Vittoria e Floresta (fig. 302b) associazioni a nannofossili calcarei con *Watznaueria barnesae*, *Nannoconus steinmanni*, *Nannoconus* spp., *Braarudosphaera* spp., *B. batilliformis*, *Crucellipsis cuvielleri*, *Stradneria crenulata*, *Micrantholithus boshulzii*, *M. obtusus* indicano un'età compresa tra il Giurassico superiore (Titonico) e il Cretacico inferiore (Barremiano-Aptiano). La potenza si aggira sul centinaio di metri.

La formazione è diffusa da S. Fratello a Taormina, soprattutto lungo il “fronte” calabride, dove spesso si interpone tettonicamente tra esso e l'Unità delle Argille Scagliose Superiori. Lembi isolati si rinvencono lungo il “fronte” calabride a Punta Randazzo Vecchio, a C.da Grassetta e a ovest di M. del Moro (rispettivamente a sud e a SO di Floresta).

Si tratta di una formazione tipica dell'Italia settentrionale, in particolare del Veneto. In Sicilia essa è limitata alla Catena Calabride ed è stata attribuita a domini interni (margine europeo); nella Sicilia occidentale e nel *Plateau* Ibleo una formazione coeva e dalle spiccate analogie litologiche, è stata formalizzata come Lattimusa (PETTI in DELFRATI *et alii*, 2003e), ma riferita a domini paleogeografici esterni (Trapanese, Saccense, Ibleo e Sicano).

“Scaglia” (Cretacico superiore-Eocene inferiore)

Al “Biancone” seguono bruscamente marne e calcari marnosi rossi, verdi e giallastri in facies di “Scaglia”, estremamente scagliettati, con piani di scistosità sia paralleli alla stratificazione, sia obliqui. Tutto l'intervallo è interessato da superfici di scollamento, con sovrapposizione anomala sui termini liassici e può inglobare lembi di altre formazioni, che in passato (TRUILLET, 1968) sono stati attribuiti a “*klippen* sedimentari”. Tra i più famosi sono quelli delle Rocche Rosse del M. Ucina, nei pressi di Galati Mamertino.

Sulla base del contenuto fossilifero a Inocerami (MAUGERI PATANÈ, 1932), nella zona di Galati Mamertino e delle Globotruncane (SIRNA, 1962), l'età sarebbe turoniano-senoniana. Le microfaune sono rappresentate da *Contusotruncana contusa*, *C. plicata*, *Globotruncanella stuarti*, *G. stuartiformis*, *Globotruncanella petaloidea*, *Gannserina* sp. e *Racemiguembelina fructuosa*. Tra le nannoflore, molto scarse, sono presenti *Watznaueria barnesae* e *Micula decussata*, che indicherebbero il Cretacico superiore, tuttavia glo-

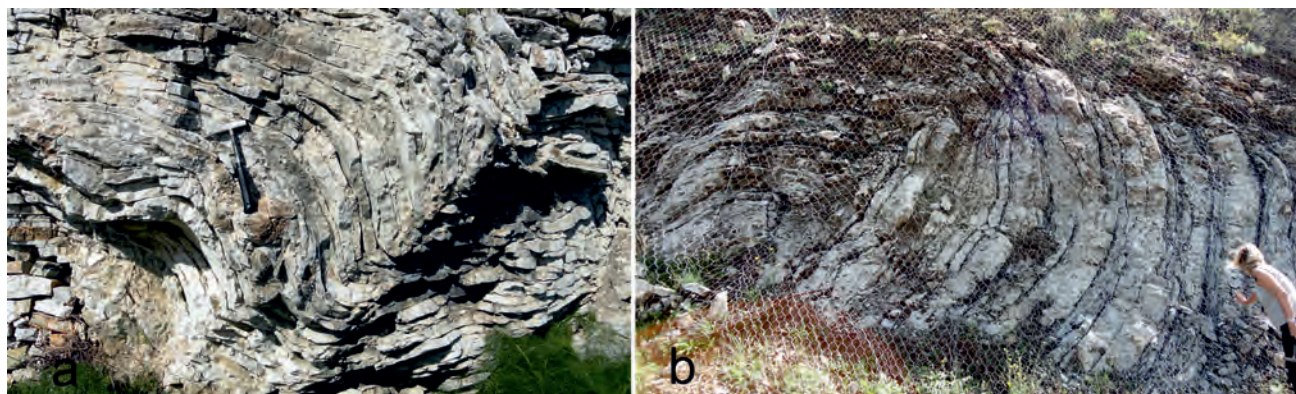


Fig. 302 – Calcilutiti bianche con noduli di selce nera del “Biancone”. Loc.: tra M. Petraro e Castelmola (a). Piega nel “Biancone” affiorante al fronte calabride lungo la SS 116 tra S. Domenica Vittoria e Floresta, versante SO di Pizzo Leo (b).

- White calcilutites with black cherty nodules of “Biancone” Fm. Loc.: between M. Petraro and Castelmola village (a). Fold in the “Biancone” Fm., cropping out at the Calabride front along the SS road 116 between S. Domenica Vittoria and Floresta, SW of Pizzo Leo (b).

borotalie di tipo paleocenico sono state riportate da DUÉE (1969) e associazioni eoceniche (*Morozzovella* cf. *rex*) sono state rinvenute da LENTINI (1975) nei livelli alti della successione, nei pressi di Longi, per cui tutta la formazione è riferibile al Cretacico superiore-Eocene inferiore (v. fig. 293).

flysch di Frazzanò (Eocene superiore-Oligocene inferiore)

Con tale termine OGNIBEN (1960) indicava una formazione terrigena stratigraficamente soprastante alla “Formazione calcescistosa di Militello”, equivalente della Scaglia, e col significato di un deposito preorogeno, cioè immediatamente precedente la messa in posto delle falde cristalline calabridi. Nella valle del F. Rosmarino e lungo la strada Terranova-S. Marco d’Alunzio, le marne rosse eoceniche passano gradualmente al flysch attraverso un incremento della frazione arenitica silicoclastica. Più spesso però la tettonica ha sconvolto i rapporti originari, riducendo la successione in ripetute scaglie sub-parallele alla stratificazione; fenomeni di scollamento hanno determinato appoggi della successione su termini più antichi. A monte dell’abitato di Longi intervalli flyschoidi ridotti in “trucioli” estremamente caoticizzati si sovrappongono direttamente ai calcari liassici.

Nei pressi dell’abitato di Frazzanò, la formazione affiora in lembi di modesto spessore, compresi tra la Scaglia e le metamorfiti dell’Unità di S. Marco d’Alunzio (m3), disposti in scaglie tettoniche ripetute; a NO di S. Marco d’Alunzio, lungo la strada di collegamento con la costa, la formazione, spessa circa 100 m, è chiaramente intercalata fra la “Scaglia” e le m3. Altri lembi affiorano tra S. Fratello e i monti di S. Agata di Militello compresi fra le unità cristalline calabridi e le Argille Scagliose

Superiori sicilidi.

Nel settore ionico il flysch di Frazzanò affiora in scaglie tettoniche all’interno delle m3 (CARBONE *et alii*, 1994), esclusivamente nei pressi di Graniti (Valle dell’Alcantara).

Trattasi di un’alternanza di arenarie torbiditiche grigio-giallastre gradate in strati di 10- e di argille siltose grigie (fig. 303), talora con livelli di arenarie a granulometria medio-grossa, che passano a conglomerati a elementi eterogenei spigolosi a struttura caotica (*debris flows*). Le arenarie evidenziano un’evoluzione composizionale (CARMISCIANO & PUGLISI, 1978), dal basso verso l’alto, da litareniti feldspatiche e da arcose litiche, particolarmente ricche di frammenti carbonatici ed epimetamorfici, ad arcose feldspatiche con frammenti cristallini di medio-alto grado. Queste ultime presentano spiccate analogie con le arenarie del soprastante flysch di Capo d’Orlando.

Lo spessore generalmente non supera il centinaio di metri. In assenza di microfaune indicative, l’età Eocene superiore-Oligocene inferiore della formazione viene definita tenendo conto del rapporto stratigrafico con la sottostante “Scaglia” e dai ricoprimenti delle varie unità cristalline suturate dal flysch di Capo d’Orlando.

3.3.1.4. – Unità di S. Marco d’Alunzio

L’Unità di S. Marco d’Alunzio (USM), definita da LENTINI & VEZZANI (1975) e corrispondente in gran parte alla Falda di Galati di OGNIBEN (1960), affiora nella parte meridionale dei Monti Peloritani, dall’alta valle della Fra d’Agrò, sulla costa ionica, a S. Marco d’Alunzio-S. Agata di Militello, sulla costa tirrenica, con spessore apparente fino a 600 m.



Fig. 303 – Alternanza medio-sottile di arenarie torbiditiche del flysch di Frazzanò in strati rovesciati tettonicamente sottostanti ai calcari liassici di M. San Fratello (Unità di S. Marco) (a). Particolare di un affioramento in loc. Crocetta a sud di Longi (b).

- Medium-thin turbidite sandstones alternating of the Frazzanò Flysch in overturned strata tectonically underlying the Liassic limestones of M. San Fratello (S. Marco Unit) (a). Detail of an outcrop in loc. Crocetta, south of Longi village (b).

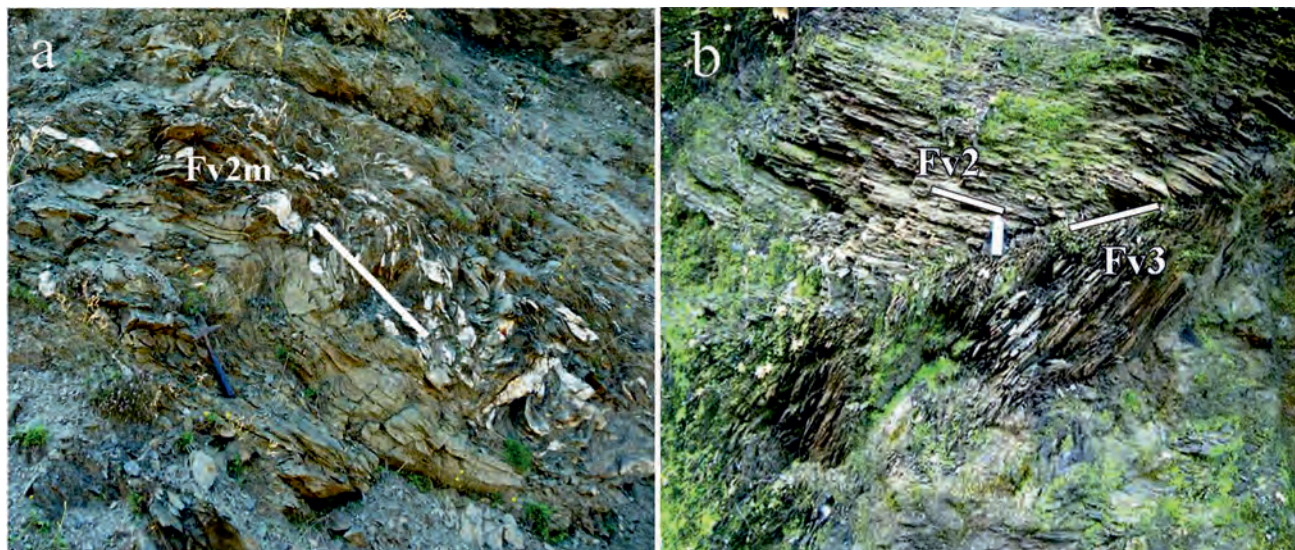


Fig. 304 – Unità di San Marco d'Alunzio: *slate* grigio-bluastri varisici ricchi in vene di quarzo, con piega isoclinal responsabile della foliazione principale varisica F_{v2m} , ulteriormente crenulata dalla D_{v3} (a); metareniti rosate con foliazione principale F_{v2m} tagliata dalla sottile e spaziata foliazione F_{v3} (b). Loc.: a sud di Monte Bammina (a NO di Novara di Sicilia).

- San Marco d'Alunzio Unit: Variscan grey-bluish slates, rich of quartz veins, with isoclinal fold responsible for the F_{v2m} main foliation, crenulated by the D_{v3} (a); pinkish metarenites with the F_{v2m} cut by the thin and spaced F_{v3} foliation (b). Loc.: south of M. Bammina (NW of Novara di Sicilia village).

È costituita da una sequenza vulcano-sedimentaria paleozoica, interessata da un metamorfismo varisico polifasico in facies scisti verdi di basse T e P, e da una copertura meso-cenozoica, condensata e lacunosa.

Basamento

Il basamento varisico (m3) (LENTINI *et alii*, 2000) è formato da alternanze policrome di meta-vulcaniti acide, con intercalazioni di *slate* grafitosi

(fig. 304), passanti a metareniti (fig. 305), e a quarziti, con lenti di metabasiti e talcoscisti (fig. 306). L'evoluzione varisica (CARBONE *et alii*, 2011; MESSINA *et alii*, 2013) è caratterizzata, alla microscala, da quattro fasi deformative (D_{v1} - D_{v4}), di cui le prime tre accompagnate da metamorfismo in facies scisti verdi, zona a clorite. La D_{v1} è responsabile di una foliazione F_{v1} , raramente evidente, definita da mica bianca+clorite+quarzo+albite+grafite. Statiche post- F_{v1} sono ilmenite+clorite. La D_{v2} produce la foliazione principale F_{v2m} (che spesso cancella la precedente), delineata dagli stessi minerali della F_{v1} , e dalla trasposizione dell'ilmenite. Localmente, negli *slate* si sviluppa cloritoide post-



Fig. 305 – Unità di S. Marco d'Alunzio: porfiroidi rosa varisici con foliazione F_{v2m} , fortemente ripiegata, interessati da effetti cataclastici alpini. Loc.: nord di Pizzo Melia (a ovest di Mandanici).

- S. Marco d'Alunzio Unit: Variscan pink porphyroclasts, with strongly folded F_{v2m} main foliation, affected by Alpine cataclase. Loc.: north of Pizzo Melia (west of Mandanici village).

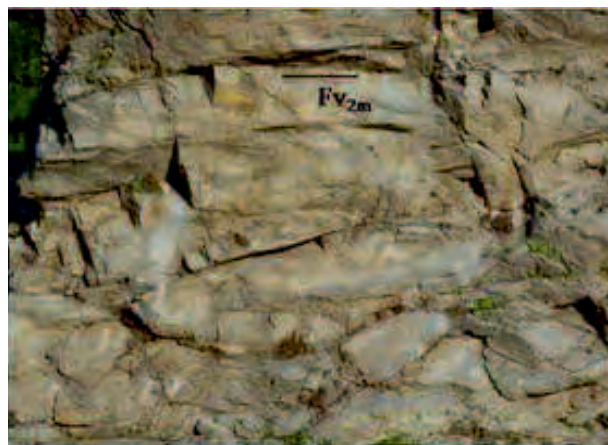


Fig. 306 – Unità di S. Marco d'Alunzio: quarzite varisica a mica bianca+clorite, con foliazione principale F_{v2m} . Loc.: NO di Pizzo Daini.

- S. Marco d'Alunzio Unit: Variscan quartzite to white mica+chlorite, with the F_{v2m} main foliation. Loc.: NO of Pizzo Daini.

Fv₂ in piccole rosette. La Dv₃ crea una forte crenulazione della Fv₂ e, nelle rocce pelitiche, anche una sottile e spaziata foliazione Fv₃, a circa 80-90° dalla principale, definita da mica bianca+clorite±grafite.

Il picco termico si è realizzato nel post-Dv₂, a T comprese tra 350° e 400° C, indicato dall'associazione clorite-cloritoide, in assenza di biotite. Non ci sono elementi per indicare le condizioni bariche, che si ipotizzano basse (<0.3 GPa), come negli altri processi varisici di basso grado caratterizzanti le sequenze paleozoiche peloritane.

Piani di taglio, di estensione fino a chilometrica, sono responsabili di intensi fenomeni cataclastici fino a milonitici di basse T e P, con rimobilizzazioni e/o depositi di solfuri, solfati, carbonati, Fe-ossidi e Fe-idrossidi.

Copertura meso-cenozoica

La copertura sedimentaria dell'USM, generalmente ridotta in lembi, è diffusa nel territorio di S. Agata di Militello e di S. Marco d'Alunzio, mentre nel settore ionico (Fra di Savoca nei pressi di Grotte) è rappresentata da sporadici blocchi di Verrucano e di calcari rossi con faune identiche a quelle rinvenute alle Rocche Rosse di Galati (MAUGERI PATANÈ, 1924).

Il versante meridionale di Pizzo Risigna-Pizzo Ucina, nei pressi di S. Basilio (Galati Mamertino), rappresenta una località classica per le associazioni paleontologiche studiate fin dall'800. Si tratta delle

Rocche Rosse, nome dato ad enormi blocchi calcarei affioranti alla sommità della Scaglia (GEMMELLARO, 1884; MAUGERI PATANÈ, 1932; STURANI, 1967; DUÉE, 1969; LENTINI, 1975) (fig. 307). In essi è riconoscibile una successione mesozoica notevolmente condensata e lacunosa (v. fig. 293), costituita da calcari arenacei, da encriniti rosse e da calcari ad ammoniti (*Tropidoceras*, *Gemmellaroceras*, *Galaticeras*) (GEMMELLARO, 1884; MAUGERI PATANÈ, 1932), che assegnano un'età carixiano-domeriana; seguono sottili lenti di lumachella a *Bositra buchi* e un "Rosso Ammonitico" calcareo del Giurassico superiore. La successione è chiusa da un sottile livello di calcari marnosi in facies di "Scaglia".

Nella zona tra Longi e S. Marco d'Alunzio, sulle metamorfite giacciono blocchi più o meno estesi di calcari massivi rossastri, intersecati da un fitto reticolo di fratture ricementate da calcite, che conferiscono alla roccia un aspetto venato, tanto che tale materiale viene utilizzato come "calcare marmoreo" e noto nella zona come "Rosso di S. Marco" (fig. 308a). Nei pressi dell'abitato di S. Marco d'Alunzio si osserva un intervallo sommitale costituito da calcari marnosi e marne scagliettate in facies di "Scaglia", di età cretacico-eocenica (fig. 308b).

Alla medesima unità vengono attribuiti anche modesti lembi di calcari rossastri a vene spatiche presenti ad ovest di Patti e i notevoli spessori di arenarie e conglomerati (Verrucano) affioranti a Capo Calavà.

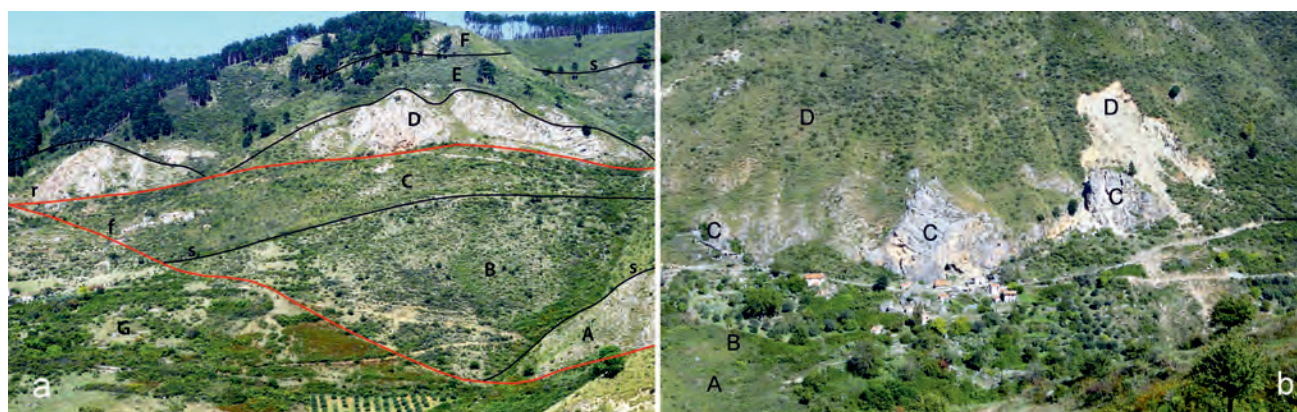


Fig. 307 - a) Sul versante meridionale di Pizzo Risigna affiora la successione dell'Unità di Longi-Taormina (v. figura 293), costituita da calcari neri del Lias inferiore (A), "Medolo" (Lias medio) (B), Rosso Ammonitico, "Biancone" e Scaglia (Giurassico-Eocene) (C), sulla quale giacciono i blocchi delle Rocche Rosse, appartenenti all'Unità di S. Marco d'Alunzio, costituenti una serie condensata formata da calcari rossi del Pliensbachiano e del Giurassico medio-superiore (D), da Scaglia e da breccie calcaree a Nummuliti (Cretacico-Eocene) (E). In alto giace, discordante, il flysch di Capo d'Orlando (Oligocene superiore-Burdigaliano) (F). In basso affiorano le metamorfite m3 (G), ribassate da una faglia (f), che gioca il ruolo di una rampa laterale destra; (s) contatti stratigrafici; (r) ricoprimento dell'Unità di S. Marco d'Alunzio. b) Poco più a SE, nel F. di S. Basilio (C.da Molisa) affiora il flysch di Frazzanò (A), sul quale poggiano in ricoprimento metamorfite m3 (B), che fanno da basamento a calcari liassici in blocchi (C), ricoperti in discordanza dal conglomerato basale del flysch di Capo d'Orlando (D).

- a) On the southern slope of Pizzo Risigna crops out the sequence of the Longi-Taormina Unit (see figure 293), composed of Lower Liassic black limestones (A), "Medolo" (Middle Liassic) (B), Ammonitico Rosso, "Biancone" and Scaglia (Jurassic-Eocene) (C), tectonically overlied by the Rocche Rosse blocks, belonging to the S. Marco d'Alunzio Unit, made up of a condensed sequence, which consists of Pliensbachian red limestone and of Middle-Upper Jurassic limestone (D), Scaglia and Nummulites-bearing calcareous breccia (Cretaceous-Eocene) (E). At the top, the Late Oligocene-Burdigalian Capo d'Orlando Flysch unconformably lies (F), and at the bottom outcrop the metamorphites m3 (G), which are downfaulted by a destrual lateral ramp (f); (s) stratigraphic boundary; (r) overthrust of the S. Marco d'Alunzio Unit. b) SE-wards in the F. S. Basilio (C.da Molisa) crops out the Frazzanò Flysch (A) tectonically overlied by metamorphites (m3) (B), that represents the basement of Liassic carbonate blocks (C), unconformably covered by conglomerate belonging to the base of the Capo d'Orlando Flysch (D).

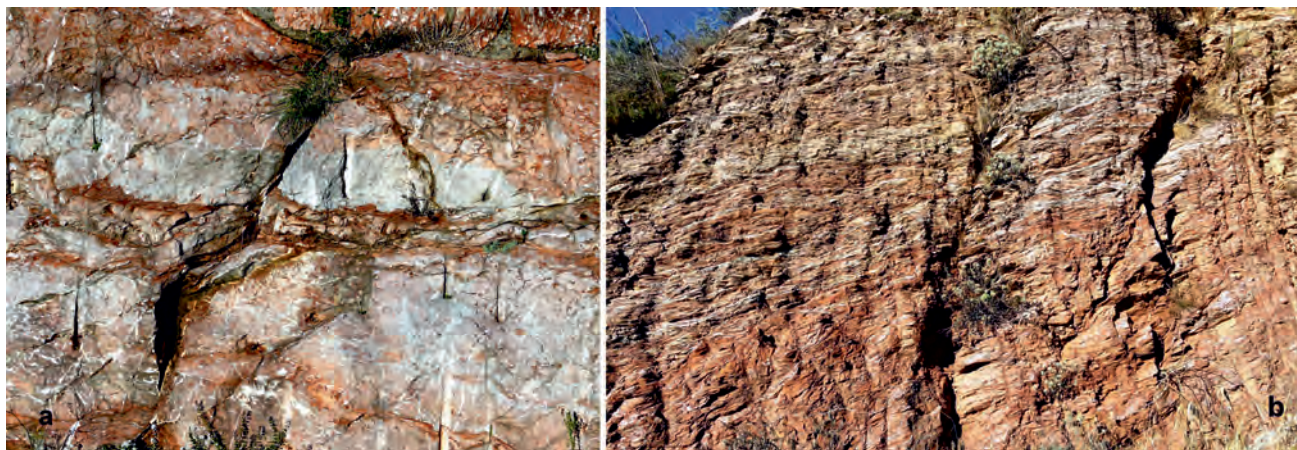


Fig. 308 - Calcarei rossi (f.ne Rosso di S. Marco) con vene di calcite spatca del Pliensbachiano (a). Calcarei marnosi della “Scaglia”cretacico-eocenica (b). Loc.: abitato di S. Marco d'Alunzio.

- Pliensbachian Red limestone (Rosso di San Marco Fm.), with calcspar veins (a). Marly limestone of the Cretaceous-Eocene “Scaglia” (b). Loc.: S. Marco d'Alunzio village.

3.3.2. – Unità di Fondachelli-Novara

3.3.2.1. – Premessa

L'Unità di Fondachelli-Novara (UFN), recentemente istituita nell'ambito del Progetto CARG (Fogli 587 Milazzo – 600 Barcellona P.G., SERV. GEOL. D'It., 2011a) e informalmente proposta da MESSINA *et alii* (2013), deriva da una nuova interpretazione, secondo la quale la successione sedimentaria dell'Unità di Novara (CARBONE *et alii*, 2011) costituirebbe la copertura meso-cenozoica del basamento metamorfico dell'Unità di Fondachelli (BONARDI *et alii*, 1976).

L'Unità di Fondachelli (BONARDI *et alii*, 1976), corrispondente a parte della Falda di Galati di OGNIBEN (1960) e a gran parte del basamento dell'Unità di S. Marco d'Alunzio di LENTINI & VEZZANI (1975), si estende con continuità, per circa 230 kmq, dalla valle della F.ra d'Agrò, sulla costa ionica, a Rocca di Caprileone, su quella tirrenica, raggiungendo spessori di 500-600 m.

È costituita da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica interessata da un metamorfismo varisico, polifasico, tipico della facies scisti verdi di bassa-T. Sempre secondo BONARDI *et alii* (1976) tale unità potrebbe costituire l'originario basamento dell'Unità di Ali.

L'Unità di Novara (TRUILLET, 1961) o Unità di Rocca Novara (LENTINI & VEZZANI, 1975) è una successione di terreni sedimentari, di età compresa tra il Giurassico superiore e l'Oligocene, che si estende lungo l'allineamento orientato ESE-ONO Forza d'Agrò-Novara di Sicilia-Ucria.

Nello schema di LENTINI & VEZZANI (1975) e in ATZORI *et alii* (1977) l'Unità di Novara costituisce un orizzonte tettonico compreso tra le epimetamorfiti dell'Unità di S. Marco d'Alunzio e le

filladi dell'Unità di Mandanici. Gli stessi Autori ne segnalano lembi minori, anche come inclusi, nell'Unità di Mandanici o al contatto tra questa e l'Unità dell'Aspromonte.

3.3.2.2. – Basamento

Il basamento varisico dell'Unità di Fondachelli-Novara (UFN) è composto da alternanze di filladi, metareniti e quarziti grafitose di colore grigio-nero perlaceo, con locali intercalazioni di metadiabasi di colore verde-azzurro (figg. 309, 310).

L'evoluzione varisica è caratterizzata da quattro fasi deformative (Dv₁-Dv₄), di cui le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico in facies scisti verdi, zona a clorite. La Dv₁ è responsabile di una foliazione Fv₁, definita da mica bianca+clorite+quarzo+grafite e minore albite, evidente nelle metareniti. Nella fase statica post-Fv₁ si sviluppano ilmenite e localmente clorite e mica bianca. Gli stessi minerali cristallizzano lungo la foliazione principale Fv_{2m}, originata dalla Dv₂, con trasposizione di ilmenite e grafite, e continuano a crescere anche durante l'episodio metamorfico post-Fv₂. Dv₃ crea una sottile e spaziata foliazione Fv₃, a circa 80-90° dalla principale, definita da mica bianca+clorite+grafite.

Il picco termobarico si è realizzato nel sin-Dv₂, a T<420°C, inferiore al campo di stabilità della biotite, e a P che si ipotizza bassa, <0.3 GPa, come negli altri processi varisici di basso grado caratterizzanti le sequenze paleozoiche peloritane.

Piani di taglio alpini, di estensione fino a plurichilometrica, sono responsabili di una deformazione milonitica, con formazione di una nuova foliazione Fa_m, mimetica sulla Fv₃, la quale oblitera le precedenti strutture. Essa è caratterizzata dalla ricristallizzazione degli stessi minerali varisici,

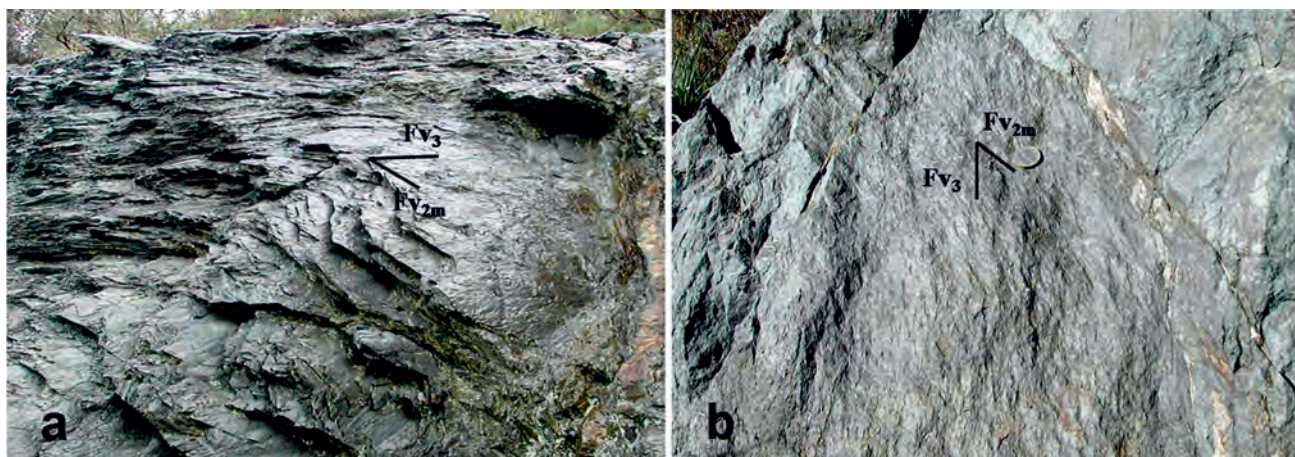


Fig. 309 - Unità di Fondachelli-Novara. a) - Quarziti filladiche varisiche grafitose, nero perlacee, con foliazione principale Fv_{2m} , crenulata e tagliata, a circa 80° , dalla sottile foliazione Fv_3 . b) - Metadiabase varisico di colore verde-azzurro, ad actinolite+clorite e porfiroclasti di orneblenda, in cui sono evidenti le due foliazioni Fv_{2m} e Fv_3 . Loc.: in destra del T. Novara, tra km 17 e 17,8 della SS 185.

- Fondachelli-Novara Unit. a) - Variscan black-pearl chlorite+sericitic white mica+graphite quartzites showing a folded Fv_{2m} main foliation cut, at about 80° , by a thin and spaced Fv_3 . b) - Variscan green-blue metadiabase, to actinolite+chlorite and porphyroblastic hornblende, showing the Fv_{2m} and Fv_3 foliations. Loc.: right slope of the T. Novara, along the SS 185, between the km 17 and 17,8.

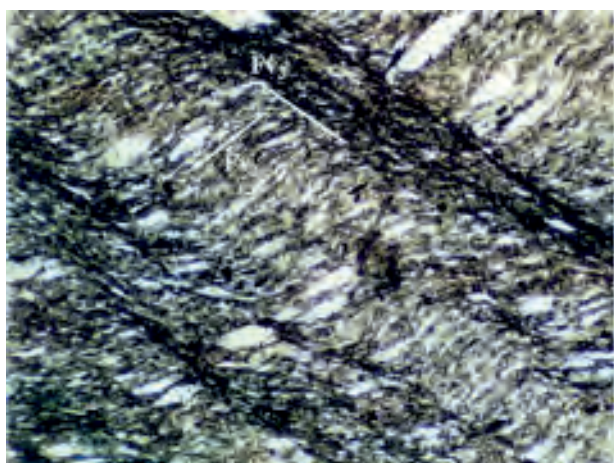


Fig. 310 - Unità di Fondachelli-Novara. Struttura microscopica di fillade varisica a clorite: foliazione principale Fv_{2m} , a clorite+mica bianca+quarzo+grafite+albite, tagliata a $80-90^\circ$ dalla sottile foliazione Fv_3 , a clorite+mica bianca+grafite (Solo Pol., $60\times$). Loc.: versante destro della Fra di S. Venera (Monti Peloritani centrali).

- Fondachelli-Novara Unit. Microscopic structure of Variscan chlorite phyllite: Fv_{2m} main foliation defined by chlorite+sericitic white mica+quartz+graphite+albite. A crenulation cleavage Fv_3 , overprints, at about 90° , the main foliation and is marked by the transposition and recrystallization of chlorite+sericitic white mica with abundant graphite (PPL, $60\times$). Left slope of the Fra Santa Venera (Central Peloritani Mts.).

a grana più fine, in condizioni termobariche più basse e da rimobilizzazione e nuovi depositi di solfuri, solfati, Fe-ossidi e -idrossidi (MESSINA *et alii*, 2004b, 2013; MESSINA & MACAIONE, 2010).

3.3.2.3. – Coperura giurassico-paleogenica

Successione di Rocca Novara (Giurassico superiore-Eocene)

Affiora lungo un allineamento orientato circa NNO-SSE, compreso tra l'alto corso del T. Paratore, Novara di Sicilia e M. Porcospino (Fonda-

chelli-Fantina). Le migliori esposizioni si hanno a Monte S. Croce, a Rocca Novara (a sud di Novara di Sicilia) (fig. 311) e a Poggio Campi (a ovest di S. Basilio). Sul versante ionico la successione costituisce la dorsale calcarea, che si estende lungo l'allineamento Monte S. Andrea-Forza d'Agrò-Capo S. Alessio (fig. 312).

La successione è costituita da calcari cristallini massivi grigi o nocciola, sovente oolitici, debolmente stratificati nei livelli inferiori, e da dolomie cataclastiche bianco-giallastre (Poggio Campi), che passano gradualmente a calcari e/o a brecce a clasti calcarei di 2-10 cm e in subordine dolomitici e siliciferi. Il calcare massivo è un *grainstone* a peloidi, gasteropodi, foraminiferi (*Trocholina* sp.) e alghe quali *Clypeina sulcata*, *Campbelliella striata* e *Salpingoporella* sp., la cui associazione è tipica del Titonico medio. Si tratta di una successione di piattaforma carbonatica che "annega" all'incirca al limite Giurassico-Cretacico, come dimostra verso l'alto il passaggio a:

- Calcarei marnosi grigiastri e/o rosati a grana fine in strati medio-sottili (fig. 313), che affiorano in lembi di spessore metrico a nord-ovest e a est (C.da Poma) di Novara di Sicilia, nella zona di Fondachelli-Fantina e nei pressi di Tripi (ATZORI *et alii*, 1977). Contengono aptici e spicole di spugne, e una microfauna a calpionelle e radiolari, ascrivibili al Cretacico inferiore; in livelli analoghi TRUILLET (1968) riporta una microfauna a Tintinnidi di età berriasiana.

- Marne siltose scagliettate verdi o rosse con tracce di Inocerami, passanti gradualmente a un'alternanza ritmica di arenarie gradate giallastre e silti marnose. Questo intervallo, per posizione stratigrafica, è ascrivito al Cretacico superiore-Eo-

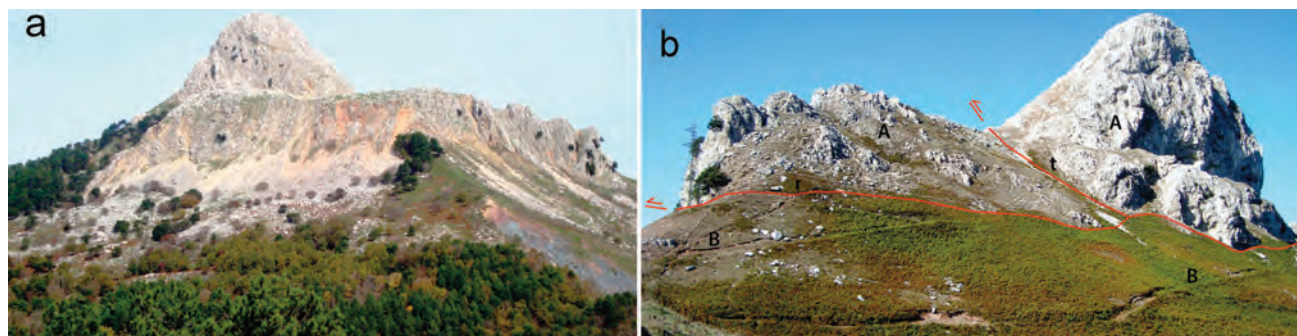


Fig. 311 – a) Panoramica del versante meridionale di Rocca Novara, costituita da calcari giurassici in ricoprimento sul Conglomerato rosso dell'Oligocene inferiore in giacitura rovesciata e a sua volta trasportato al di sopra delle metamorfiti dell'Unità di S. Marco. b) Sul versante orientale di Rocca Novara è evidente il contatto tettonico dei calcari giurassici (A) al di sopra del Conglomerato rosso (B); r = contatto di ricoprimento tettonico; t = thrust ad alto angolo.

- a) Panoramic view of the southern side of Rocca Novara, made up by Jurassic limestone, overthrusting the Early Oligocene Red conglomerate Fm. overturned and in turn overthrusting the metamorphics of the S. Marco Unit. b) On the eastern side of Rocca Novara the Jurassic limestone (A) tectonically lies over the Red conglomerate (B); r = overthrust; t = high angle thrust.



Fig. 312 - Il Castello di Capo S. Alessio (XIV secolo d.C.) si erge sui calcari giurassici (A) della successione di Rocca Novara, che poggiano in thrust sopra il conglomerato rosso (B).

- The Capo S. Alessio Castle (XIV century A.D.) stands on the Jurassic limestones (A) of the Rocca Novara succession, which thrust over the Red Conglomerate (B).



Fig. 313 – Successione di Rocca Novara: calcilutiti e marne del Titonico Neocomiano affioranti a NO di Novara di Sicilia.

- Rocca Novara succession: Tithonian-Neocomian calcilutites and marls, cropping out NW of Novara di Sicilia village.

cene (ATZORI *et alii*, 1977; LENTINI *et alii*, 2000). Lo spessore è massimo 30 m (versante SE di Rocca Novara, alla base dei calcari titonici in giacitura rovesciata).

A Monte S. Croce la successione ricostruita raggiunge lo spessore massimo di circa 150 m. L'età complessiva della successione è Giurassico superiore-Eocene.

conglomerato rosso (Oligocene inferiore)

La formazione è caratterizzata da un conglomerato poligenico (fig. 314), da matrice a clasto-sostenuto di prevalente colore rossastro, a elementi eterometrici, generalmente arrotondati, di metamorfiti di vario grado, plutoniti acide e carbonati mesozoici. La matrice, costituita per lo più da argilliti rossastre e/o verdi, e da siltiti brune, presenta una marcata fissilità determinata da sottili lamine boudinate e da un clivaggio pervasivo. Alla facies conglomeratica si associano, talora, livelli argillosi, marne e arenarie grossolane gradate di colore rosso, evolventi verso l'alto a conglomerati (fig. 315).

Affiora lungo un allineamento orientato ONO-ESE esteso da Raccuia a Capo S. Alessio, ma risulta quasi sempre legato ai terreni mesozoici prima descritti, e ciò fa ritenere che appartenesse originariamente alla medesima successione.

La sua posizione, talora direttamente al tetto di più unità cristalline calabridi, ha indotto alcuni autori (TRUILLET, 1961; BONARDI *et alii*, 1980; CARBONE *et alii*, 1993a; CATALANO *et alii*, 1996; LENTINI *et alii*, 2000) a ritenerlo un deposito discordante sinorogeno.

Per TRUILLET (1968) il Conglomerato rosso, ascrivito all'Eocene, sarebbe trasgressivo sulle “filadi” dell'Unità di Taormina e si correlerebbe stratigraficamente alla Formazione di Piedimonte affiorante all'esterno dell'edificio calabride. Questo conglomerato occuperebbe una posizione per lo

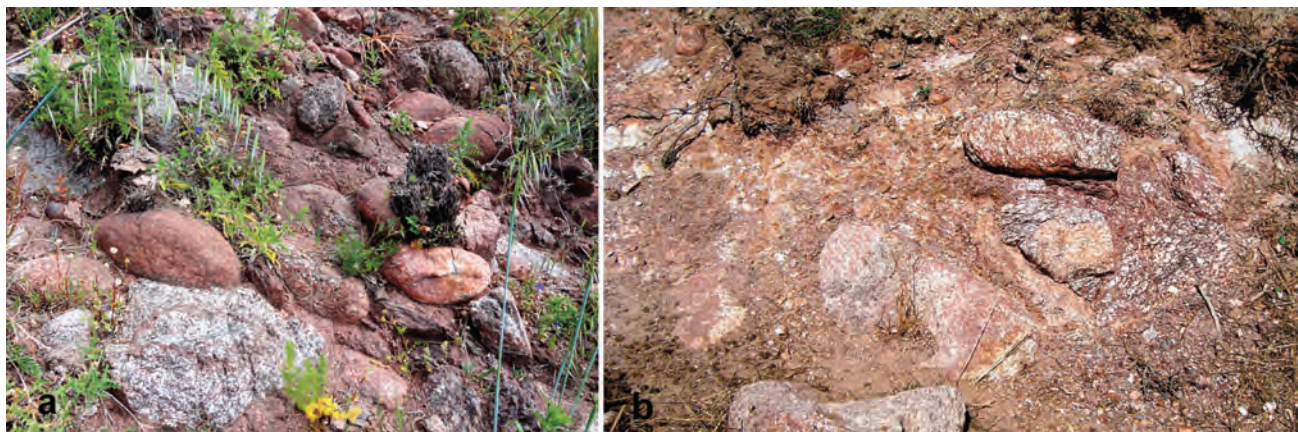


Fig. 314 - conglomerato rosso affiorante nei pressi dell'abitato di Forza d'Agrò (a) e a Rocca Novara (b).
- Red conglomerate cropping out near the village of Forza d'Agrò (a) and Rocca Novara (b).

più sottostante tettonicamente ai calcari titonici, anche se lo stesso Autore segnala alcuni affioramenti nei pressi di Forza d'Agrò, in cui il conglomerato ricopre i calcari. Ciò gli fa supporre che l'Unità di Novara si sia messa in posto durante la deposizione del Conglomerato rosso.

Diversamente, ATZORI *et alii* (1977) individuano, sul fianco meridionale di Rocca Novara, una successione rovesciata nella quale arenarie gradate passano gradualmente al conglomerato. Tali elementi hanno indotto a ritenere il Conglomerato rosso un deposito originariamente apicale della successione di Rocca Novara e che marcherebbe un rapidissimo incremento della sedimentazione detritica, via via più grossolana. Esso quindi non sarebbe più interpretabile come deposito trasgressivo sulle metamorfite, ma come una facies marginale comparabile con depositi coevi quale il Flysch di Frazzanò, ma rispetto a questo molto più interno, e legata a un margine di bacino in rapido sollevamento, oppure al fronte di un sovrascorrimento tettonico.

Per BONARDI *et alii* (1982c) il Conglomerato rosso costituisce il deposito deltizio basale del Flysch di Stilo-Capo d'Orlando, contenente "olistoliti" carbonatici titonici dell'Unità di Novara, trasgressivo sulle metamorfite dell'Unità di Longi-Taormina a Forza d'Agrò e su quelle dell'Unità di Fondachelli-Portella Mandrazzi a Novara di Sicilia. L'età sarebbe aquitaniana o oligocenica, col significato di deposito post-tettonico.

Ulteriori rilevamenti hanno accertato che sul versante meridionale della dorsale di Forza d'Agrò i calcari giurassici sono sovrapposti mediante un *thrust* ad alto angolo sul conglomerato rosso (figg. 316, 317). Anche qui è conservato il passaggio ad arenarie, come è visibile a Rocca Novara e si può osservare un ulteriore *thrust* sulla litofacies conglomeratica del flysch di Capo d'Orlando. Si tratta, an-



Fig. 315 – Successione rovesciata di marne e arenarie gradate rosse, evolventi a livelli conglomeratici apicali, via via più ricchi di elementi cristallini. Loc.: a nord di S. Basilio (Novara di Sicilia).

- Overturned sequence of red marl and graded sandstones evolving upward to conglomerate, gradually enriched in crystalline elements. Loc.: north of S. Basilio (Novara di Sicilia).

cora una volta, del rovesciamento della sequenza originaria, a seguito di una tettonica polifasica.

Poco sopra l'abitato di S. Basilio affiora, in posizione rovesciata, un'alternanza di livelli medi di



Fig. 316 - Contatto tettonico dei calcari giurassici sopra il conglomerato rosso. Loc.: SO di Forza d'Agrò.

- The tectonic contact of the Jurassic limestone overthrusting the Red conglomerate. Loc.: SW of Forza d'Agrò.

arenarie gradate grigio-avana o rossastre, a composizione arcossica, e di argille grigiastre in strati sottili, che rappresenta una facies di transizione al conglomerato rosso (v. fig. 315). Essa è correlabile a quella affiorante sul versante meridionale di Rocca Novara e descritta da ATZORI *et alii* (1977), dove la successione, rovesciata, evolve dai termini arenitici a livelli conglomeratici apicali, via via più ricchi di elementi cristallini.

Lo spessore, difficilmente valutabile a causa dei ripetuti contatti tettonici che hanno ridotto la massa in embrici e scaglie tettoniche, è circa 100-150 m. In assenza di contenuto faunistico nella matrice, la formazione è ascritta, per posizione stratigrafica, all'Oligocene inferiore.

3.3.3. – Unità di Mandanici

L'Unità di Mandanici (UMa), individuata da GHEZZO (1967) e definita da BONARDI *et alii*

(1976), corrisponde alla Falda di Mandanici di OGNIBEN (1969). Affiora con continuità, per circa 250 kmq, da Scaletta Zanclea-Mandanici, sul versante ionico, fino alla Fra di Naso su quello tirrenico, raggiungendo spessori di 500 m.

L'UMa è costituita da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica, interessata da un metamorfismo varisico, polifasico, caratterizzato da una zoneografia prograd, dalla facies scisti verdi di bassa-T all'inizio di quella anfibolitica, e da una sottile e discontinua copertura mesozoica. La sequenza paleozoica è riferibile a una successione pelitico-arenaceo-carbonatica, con rare intercalazioni di vulcaniti basiche e vulcanoclastiti acide, tipica di una crosta continentale.

3.3.3.1. – Basamento

Il basamento metamorfico varisico è rappresentato da banchi di filladi (figg. 318, 319) passanti a metareniti, di colore da grigio-verde se cloritiche, ad argenteo se ricche in mica bianca, a plumbeo se biotitiche, con intercalazioni plurimetriche di quarziti e lenti di scisti actinolitici di colore verde-azzurro, e con localizzate estese masse grigiastre di porfiroidi (fig. 320). Nella parte più elevata della sequenza sono presenti marmi a mica bianca (fig. 321).

L'evoluzione varisica è caratterizzata da tre fasi deformative principali (Dv₁-Dv₃), di cui le prime due accompagnate da metamorfismo sin- e postcinemato, variabile dalla facies scisti verdi, zona a clorite, alla facies anfibolitica, zona ad almandino-oligolasio (MESSINA *et alii*, 1998, 2004a,b, 2013; MESSINA & MACAIONE, 2010).

La Dv₁ origina una foliazione Fv₁, sempre bene evidente, definita da sericite+clorite+albite, e, seguendo la zoneografia, anche da localizzate

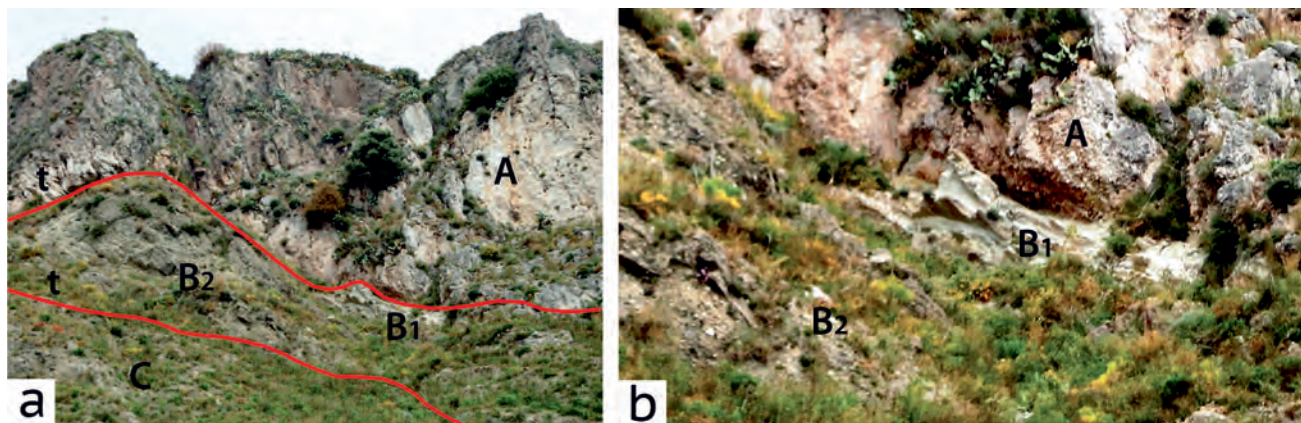


Fig. 317 - a) Calcari giurassici (A) in thrust al disopra di una successione rovesciata costituita da arenarie (B1) e da conglomerato rosso (B2), a sua volta in thrust al disopra dei conglomerati del flysch di Capo d'Orlando (C). b) Particolare dei rapporti tra A, B1 e B2. Loc.: versante meridionale della dorsale di Forza d'Agrò.

- a) Jurassic limestone (A) overthrusting an overturned succession composed of sandstones (B1) and red conglomerate (B2), in turn overthrusting the conglomerate of Capo d'Orlando Flysch (C). b) Detail of the relationship among A, B1 and B2. Loc.: southern slope of the Forza d'Agrò ridge.



Fig. 318 - Unità di Mandanici. Fillade varisca a clorite+mica bianca, di colore grigio-argenteo, con foliazione principale Fv_{2m} crenulata. Loc.: Vallone Pulario (a ovest di Pizzo Trefili).

- Mandanici Unit. Variscan silver-grey chlorite+white mica phyllite, with a main crenulate Fv_{2m} foliation. Loc.: Vallone Pulario (west of Pizzo Trefili).

biotiti, Mn- o Mn-Fe-granato. Nel post- Dv_1 si sviluppano piccoli porfiroblasti di clorite+muscovite+biotite, insieme a ilmenite, epidoto e Mn-Fe- e Fe-granato. Le associazioni mineralogiche Fv_1 in-

dicano un metamorfismo progrado variabile dalla zona a clorite alla zona a biotite della facies scisti verdi, realizzatosi a T tra 400 e 480°C e P < 0.3 GPa. Nel post- Dv_1 , l'incremento di T fino a 480°C permette di raggiungere la zona a granato almandino nei tipi di più alto grado. Infatti, si sviluppano biotite diablastica nella zona a clorite sin- Dv_1 e un orlo di Fe-granato intorno al granato *snowball* nella zona a biotite sin- Dv_1 . Dv_2 è responsabile della foliazione principale Fv_{2m} definita, seguendo la zoneografia, da muscovite+clorite+albite+biotite+Fe-granato e oligoclasio. Il granato cresce con struttura *snowball*, da sin- Dv_1 , con miscele ricche in Mn, a post- Dv_2 , dove raggiunge composizione almandinica; il cloritoide ha blastesi post- Dv_2 . Quindi, la zoneografia sin- Dv_2 va dalla zona a clorite della facies scisti verdi alla zona a granato-oligoclasio della facies anfibolitica, a T comprese tra 400 e 550°C e P > 0.3 GPa. Dv_3 crea effetti crenulativi e raramente a una sottilissima scistosità nei tipi più pelitici, definita da fillosilicati, che a secondo le zone, sono mica bianca+clorite o mica bianca+biotite. Il picco termobarico è raggiunto, in ogni zona, all'inizio del metamorfismo statico post- Dv_2 .

Piani di taglio alpini, di estensione fino a chilo-

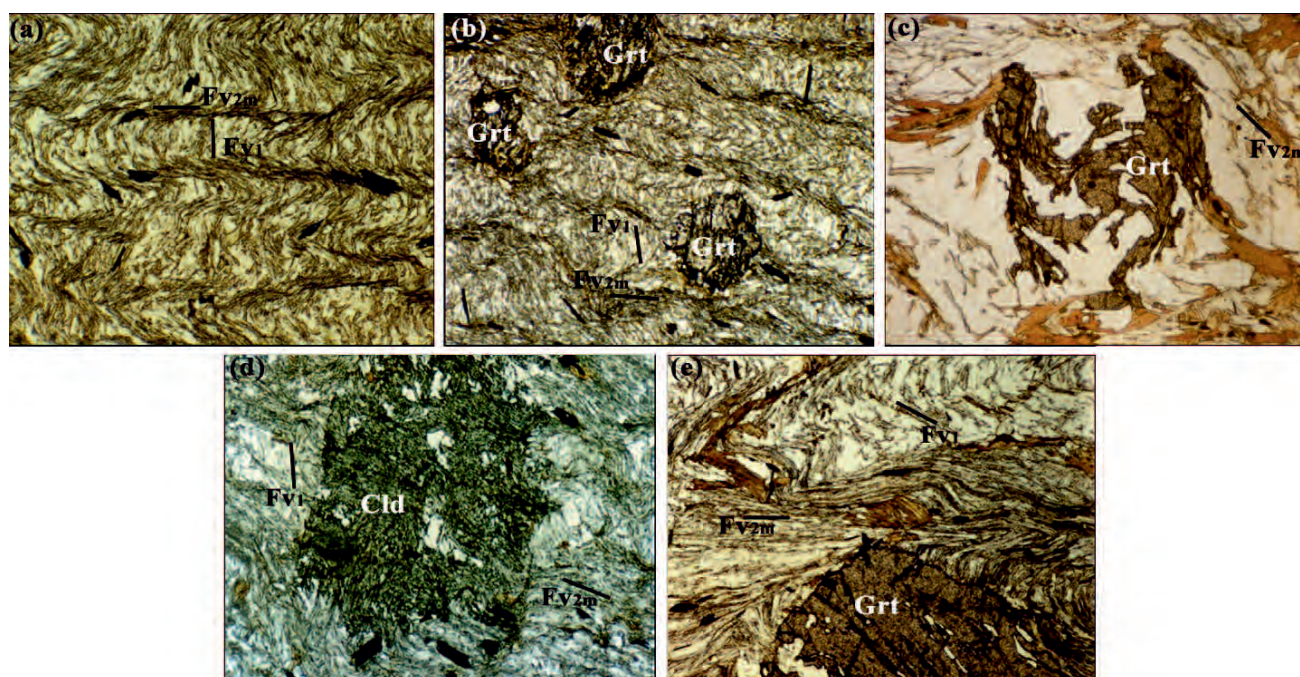


Fig. 319 – Unità di Mandanici. Strutture microscopiche di filladi caratterizzanti la zoneografia metamorfica varisca: foliazione varisca Fv_1 definita da clorite+muscovite+quarzo+albite in zona a clorite (a, b), o da biotite+muscovite+albite/oligoclasio+quarzo nelle altre zone (c - e) cui si aggiunge, quando presente, un Mn- (b) o Mn-Fe- (c, e) granato, a struttura *snowball*. La Fv_1 è isoclinamente ripiegata nella foliazione principale Fv_{2m} definita da muscovite+clorite (a, b) e/o biotite (c, e), in funzione della zoneografia. Il granato si sviluppa, variando la sua composizione, dalla zona a clorite (b) fino a quella ad almandino+oligoclasio (e), e da sin- Fv_1 a post- Fv_2 (b, c, e), mentre il cloritoide cresce post- Fv_2 (d) nella zona a biotite (solo Pol. 60x (a, c, d), 45x (b, e)). Loc.: versante destro del T. Fiumedinisi (a); V.ne Pulario, a ovest di Pizzo Trefili (b); versante destro della F.ra di S. Venera (c, d); Pagliara, sud-est di Mandanici (e) (da MESSINA *et alii*, 2013).

- Mandanici Unit. Microscopic structures of phyllites showing the variscan metamorphic zoning: Variscan Fv_1 foliation defined by chlorite+sericitic muscovite+quartz+albite in the chlorite zone (a and b), or by biotite+muscovite+albite/oligoclase+quartz in the other zones (c to e), in addition to a localized *snowball* Mn-(b) to Mn-Fe-garnet (c and e). The Fv_1 is isoclinally folded in the Fv_{2m} main foliation, defined by muscovite+chlorite (a and b) and/or biotite (c to e), depending on the zoning. Garnet changes in composition, from chlorite zone (b) to garnet-oligoclase zone (e) and from syn- Fv_1 to post- Fv_2 (b, c and e), whereas chloritoid grows in the post- Fv_2 (d) in the biotite zone. (PPL; 60x (a, c and d), 45x (b and e)). Loc.: right slope of the T. Fiumedinisi (a); V.ne Pulario, west of Pizzo Trefili (b); right slope of the F.ra di S. Venera (c and d); Pagliara village, south-east of Mandanici (e) (after MESSINA *et alii*, 2013).

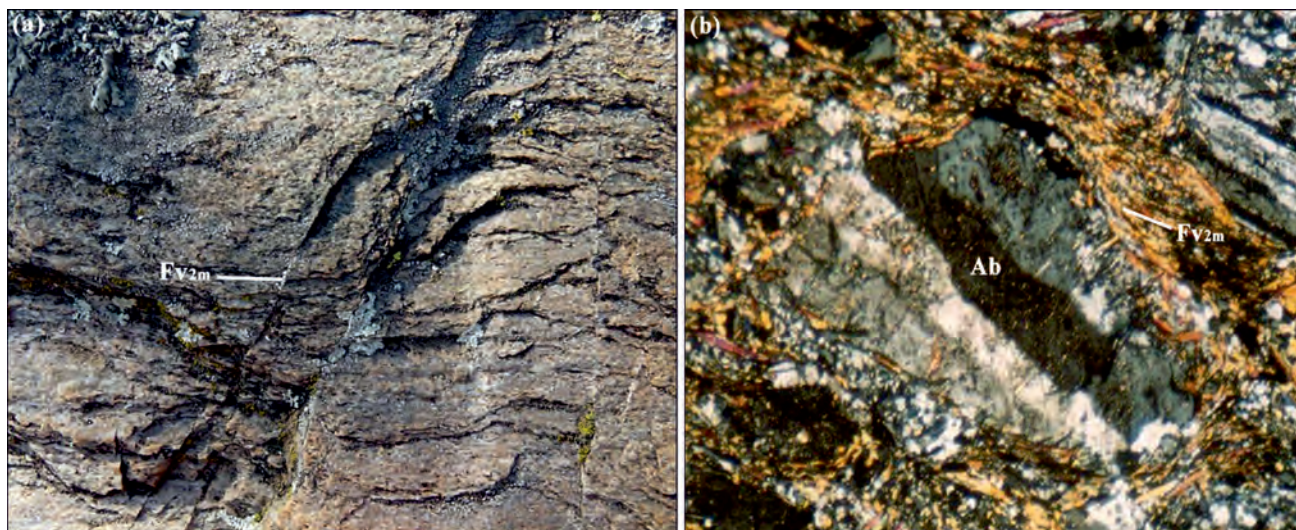


Fig. 320 - Unità di Mandanici. (a) Porfiroide varisco a mica bianca+clorite, di colore grigio-verdastro, con foliazione principale Fv_{2m} poco crenulata. Loc.: Versante NE di Pizzo Daini. (b) Struttura microscopica di porfiroide varisco della zona a biotite: porfiroclasto di albite (Ab) avvolto dalla foliazione principale definita da mica bianca a grana fine+clorite+biotite+quarzo+opachi. Loc.: Versante sinistro del T. Pagliara, tra Pagliara e Roccalumera.

- Mandanici Unit. (a) Variscan gray-green porphyroids with white mica+chlorite, with crenulate Fv_{2m} main foliation. Loc.: NE slope of Pizzo Daini. (b) Photomicrograph of albite porphyroblast (Ab) wrapped by the Fv_{2m} main foliation defined by fine-grained white mica+chlorite+biotite+quartz+opaques. Loc.: left slope of the T. Pagliara, between Pagliara and Roccalumera villages.

metrica, sono responsabili di deformazioni fragili, accompagnate da cataclasi e retrocessioni metamorfiche e depositi di abbondanti solfuri, solfati, carbonati ossidi e idrossidi (MESSINA *et alii*, 2004b).

3.3.3.2. – Copertura mesozoica

Lungo l'allineamento M. Pizzicari (a sud di Castello di Margi)-Mandanici e a sud di M. Ficherelle (in destra del T. Fantina), sono presenti lembi discontinui e poco estesi di terreni sedimentari costituiti da vari litotipi, la cui intensa deformazione tettonica non consente di ricostruire l'originaria successione stratigrafica. Si ritiene che questi terreni, precedentemente ascritti all'Unità di Novara (TRUILLET, 1961), o all'Unità di Rocca Novara di LENTINI & VEZZANI (1975) e interpretati come copertura sedimentaria dell'Unità di Mandanici, o, ancora come copertura mesozoica dell'Unità di Ali (SERV. GEOL. D'It., 2008), possano rappresentare l'originaria copertura sedimentaria dell'Unità di Mandanici (CARBONE *et alii*, 2011).

La successione è caratterizzata da prevalenti dolomie evaporitiche rosate vacuolari e da alternanze di calcari e areniti giallastre, carniole (*cargneules*) giallastre e grigiastre, talora gessifere, fortemente cataclastiche e attraversate da fitti sistemi di fratture riempite da carbonati (figg. 322, 323).

Lo spessore, generalmente compreso tra 10 e 50 m, a Pizzo Ilici (a NE di Mandanici) arriva a 175 m. Tali litotipi mostrano notevoli somiglianze con quelli della successione dell'Unità di Ali, alla quale non si esclude possano essere ascritti (v. oltre).



Fig. 321 - Unità di Mandanici. Marmi varisici a muscovite interessati da pieghe metriche. Loc.: T. Vacco, a NO di Fiumedinisi.

- Mandanici Unit. Variscan muscovite marbles affected by metric folds. Loc.: T. Vacco, NW of Fiumedinisi village.

In assenza di contenuto faunistico, per correlazione con equivalenti livelli dell'Unità di Ali, la formazione viene attribuita al Triassico superiore-Lias inferiore.



Fig. 322 - Unità di Mandanici. a) gessi biancastri deformati con pieghe disarmoniche; b) cargneules giallastre a struttura planare. Loc.: Pizzo Ilici, a NE di Mandanici.
- Mandanici Unit. a) deformed whitish gypsum with disharmonic folds; b) yellowish cargneules with planar structure. Loc.: Pizzo Ilici, NE of Mandanici village.



Fig. 323 - Unità di Mandanici. Alternanza di calcari marnosi, argille silicifere e areniti fini. Loc.: a SO di M. Ficherelle, in destra del T. Fantina.
- Mandanici Unit. Alternation of marly limestones, siliceous clays and sandstones. Loc.: SW of M. Ficherelle, in the right flank of the T. Fantina.

3.3.4. - Unità di Ali

L'Unità di Ali (UA), caratterizzata da CAIRE *et alii* (1965) e riconosciuta come "unità alpina" da BONARDI *et alii* (1976), affiora per circa 4 kmq, lungo la costa ionica, da Marina d'Italia ad Ali Marina, raggiungendo uno spessore di circa 500 m. A tale unità vengono ascritti i lembi mesozoici interessati da metamorfismo alpino, affioranti in modo discontinuo da Ali, sulla costa ionica, sino a Montagnareale a SE di Capo Calavà.

Nell'area-tipo l'UA è formata da più scaglie tettoniche, a vergenza meridionale, comprendenti una successione paleozoica affetta da un metamorfismo varisco di basso grado e una copertura mesozoica, entrambi interessati da un metamorfismo alpino in *subgreenschist* facies. Inoltre, ad opera di *thrust* fuori sequenza, il basamento si ritrova accavallato sulla

sua stessa copertura mesozoica, determinando una generale inversione dell'originaria posizione.

Da ATZORI (1968) e da TRUILLET (1968) essa è stata ritenuta l'unità più profonda affiorante nell'area peloritana. La presenza di un'impronta metamorfica di basso grado con ricristallizzazione in facies di scisti verdi (TRUILLET, 1968; FERLA & AZZARO, 1978; ZUPPETTA & SAVA, 1987; CIRINCIONE & PEZZINO, 1994) e di strutture plicative polifasiche non superficiali non trova riscontro nelle altre coperture mesozoiche.

I rilevamenti effettuati nei dintorni di Mandanici, a Pizzo Serracchi e a Serra Ciappi (SERV. GEOL. D'Ir., 2008) hanno permesso di accertare che la medesima copertura mesozoica è intercalata tra l'Unità di Mandanici e l'Unità dell'Aspromonte (fig. 324). Lungo la costa ionica la base dell'UA non affiora, mentre al tetto è ricoperta dall'Unità del-



Fig. 324 - A sud di Pizzo Carnavaro nella valle del T. Bugolia l'Unità di Ali (B) è interposta fra l'Unità dell'Aspromonte (A) e l'Unità di Mandanici (C). f = faglia; r = ricoprimento tettonico.

- South of Pizzo Carnavaro in the T. Bugolia valley the Ali Unit (B) is tectonically interbedded between the Aspromonte Unit (A) and the Mandanici Unit (C). f = fault; r = overthrusting.

l'Aspromonte (*klippe* di Modderino di ATZORI, 1968, ubicato tra Capo Ali e Puntale Serro). Ciò confermerebbe la posizione strutturale osservata nei dintorni di Mandanici e porterebbe a ritenere, come conseguenza, l'Unità di Mandanici accavallata a seguito di un *thrust* tardivo, col significato di un *breaching*, che ritaglia i vecchi contatti di ricoprimento tra le falde cristalline.

L'evento metamorfico sin-cinematico che ha interessato l'UA è difficilmente riferibile alle fasi deformative oligoceniche responsabili dei ricoprimenti delle varie Unità Calabridi. È verosimile che il metamorfismo dell'UA sia un'eredità di deformazioni eo-alpine, segnalate nella Catena Costiera dell'Arco Calabro con vergenza europea.

All'interno della successione dell'UA sono distinguibili due intervalli, uno sostanzialmente terrigeno e l'altro carbonatico.

3.3.4.1. – Basamento paleozoico

È costituito da metasiltiti e metareniti grafitose di colore grigio scuro (fig. 325), con lenti e noduli di quarzo e locali intercalazioni di metalutiti, nelle quali sono presenti frustoli e impronte di piante attribuite a probabili *Lepidodendron*, *Sigillaria* e *Bothrodendron* (cfr. "Scisti neri a piante" DE STEFANI, 1911) del Devoniano?-Carbonifero inferiore.

Poiché la ricristallizzazione alpina si è realizzata in *subgreenschist* facies, è possibile ipotizzare un metamorfismo varisco di condizioni termobariche analoghe, in quanto non sono evidenti relitti pre-alpini.

3.3.4.2. – Successione mesozoica

A parte gli studi molto antichi riassunti in SCALIA (1914), si deve a CUVILLIER & TRUILLET (1967) e a TRUILLET (1968) avere ricostruito una successione

stratigrafica che presenta blande trasformazioni metamorfiche e con fossili relativamente ben conservati, che permettono di attribuire la sequenza carbonatico-silicea al Lias inferiore-Cretacico superiore, e quella arenaceo-conglomeratica in facies di Verrucano al Permo-Triassico. TRUILLET (1968), inoltre, considera l'Unità di Ali una successione rovesciata, compreso il basamento filladico.

ATZORI (1968), avvalorando in parte le indicazioni di QUITZOW (1935) e di OGNIBEN (1960), considera il lembo sedimentario di Ali una finestra tettonica, descrivendone la sequenza stratigrafica, ma non riconosce alcun impronta metamorfica. Secondo BONARDI *et alii* (1976) la serie mesozoica di Ali è un'unità tettonica alpina a se stante e mostra tracce di un metamorfismo alpino, che per quanto debole ha interessato tutta la successione.

FERLA & AZZARO (1978) valutano l'intensità del metamorfismo sulla base anche delle caratteristiche reticolari dell'illite, evidenziando un anchimetamorfismo, in accordo con TRUILLET (1968) e BONARDI *et alii* (1976). Gli Autori, malgrado riconoscano lineazioni simili nell'Unità di Mandanici, in accordo con ATZORI (1968), considerano l'Unità di Ali una finestra tettonica, affiorante al disotto dell'Unità di Mandanici.

Dallo stile delle strutture e dalle paragenesi coinvolte nella serie di Ali CIRRINCIONE & PEZZINO (1991) riconoscono due cicli di deformazioni: il primo di età post-Cretacico superiore, sviluppatosi in ambiente anchimetamorfico con deformazioni duttili; il secondo ciclo, di ambientazione più superficiale, caratterizzato da strutture plicative e di taglio. Inoltre, CIRRINCIONE & PEZZINO (1994), per analogia con i lembi carbonatici affioranti a Pizzo Speria e Pizzo Carnavarino, interposti tra le unità dell'Aspromonte e Mandanici, ipotizzano che anche l'Unità di Ali costituisca un frammento della



Fig. 325 - Unità di Ali: a) basamento paleozoico con sovrimpronta alpina in *greenschist* facies. b) Struttura microscopica di metasiltite alpina da metapelite varisca: pieghe isoclinali responsabili della foliazione principale alpina ($Fa_{2m} = Fa_1 + Fa_2$) definita da mica bianca fengitica+clorite+grafite+quarzo+calcite, interessata da un clivaggio di crenulazione Fa_3 (Solo Pol., 40x). Loc.: C.da Granci, tra Ali Marina e Itala Marina.

- Ali Unit: a) Paleozoic basement affected by a *greenschist* facies alpine overprint. b) Microscopic structure of the alpine metasiltite after variscan metapelite: isoclinal folds responsible for the alpine main foliation ($Fa_{2m} = Fa_1 + Fa_2$) defined by phengitic white mica+chlorite+graphite+quartz+calcite, affected by a crenulation cleavage Fa_3 (PPL, 40x). Loc.: C.da Granci, between Ali Marina and Itala Marina villages.

copertura dell'unità filladica. La diversa posizione strutturale (geometricamente sottostante all'Unità di Mandanici) sarebbe conseguenza di un ripiegamento basamento-copertura.

La successione risulta costituita, dal basso verso l'alto da:

Verrucano (Triassico medio?-Hettangiano)

Alternanza di metareniti e metasiltiti di colore da rosso vinaccia a giallastro (fig. 326) e di argillo-scisti di colore vinaccia. Lo spessore è circa 200 m.



Fig. 326 - Unità di Ali: alternanza di metareniti e metasiltiti della formazione Verrucano. Loc.: a ovest di Itala Marina.

- *Ali Unit: alternating metasandstones and metasiltstones of the Verrucano Formation. Loc.: west of Itala Marina village.*

dolomie evaporitiche e *cargneules* (Triassico superiore?-Lias inferiore)

Successione di ambiente transizionale, caratterizzata da alternanze di calcari e areniti di colore giallastro o rosso vinaccia, dolomie evaporitiche vacuolari rosate (fig. 327), calcari nerastri, carniole di colore giallastro e grigiastro (*cargneules*), talora gessifere, fortemente cataclastiche e attraversate da fitti sistemi di fratture riempite da carbonati. Lo spessore varia da 0 a 80 m.

calcilutiti, calcisiltiti e marne calcaree (Lias medio-superiore)

Alternanza di calcilutiti, calcisiltiti e marne calcaree (fig. 328) di colore grigio-bluastro con noduli di selce scura, di tipo "Medolo". Spessore fino a 80 m.

argilliti silicee e radiolariti (Lias superiore-Cretacico inferiore?)

Argilliti silicee e "radiolariti", di colore da rosso vinaccia a verde (fig. 329), sottilmente stratificate, con intercalazioni di livelli decimetrici di calcareniti e breccie silicizzate di colore grigio e con noduli di selce. Spessore fino a 30 m.



Fig. 327 - Unità di Ali: calcari e dolomie del Triassico superiore-Lias inferiore. Loc.: Lungo la strada tra Ali Marina e Itala Marina.

- *Ali Unit: Upper Triassic-Lower Liasic limestones and dolostones. Loc.: along the road between Ali Marina and Itala Marina villages.*



Fig. 328 - Unità di Ali: calcilutiti, calcisiltiti e marne calcaree in facies di Medolo, verticalizzate e intensamente piegate. Loc.: Capo Ali.

- *Ali Unit: calcilutites and calcareous marls (Medolo facies), verticalized and intensively folded. Loc.: Capo Ali.*



Fig. 329 - Unità di Ali: argilliti silicee e radiolariti rosso vinaccia, con livelli di calcareniti e brecciole silicizzate. Loc.: Rio Impisi (Ali Marina).
- Ali Unit: nine red siliceous shales and radiolarites, with silicified calcarenites and calcirudites levels. Loc.: Rio Impisi (Ali Marina village).

Tettonica alpina

La tettonica alpina si è articolata in quattro fasi deformative (Da₁-Da₄), di cui le prime tre accompagnate da metamorfismo (SOMMA *et alii*, 2005a; MESSINA & MACAIONE 2010 e bibliografia citata).

La fase Da₁, sinmetamorfica e pervasiva, è responsabile della foliazione Fa₁ definita alla micro-scala da pirofillite + fengite + paragonite + clorite + quarzo + grafite + magnetite + ematite, e isoclinamente ripiegata dalla Da₂ nella foliazione principale Fa_{2m}, definita dagli stessi minerali. Il metamorfismo Da₁ - Da₂ si è sviluppato a T intorno ai 300-350°C e a P < 0.4 GPa. La Da₃ origina effetti crenulativi, fino a trasposizioni di grafite ed ematite in una sottile e spaziata foliazione Fa₃ nei tipi più pelitici.

3.3.5. - Unità di Piraino

L'Unità di Piraino (UP) (MESSINA, 1998b; MESSINA *et alii*, 1998; SERV. GEOL. D'IT., 2011a) affiora con continuità dalla frazione montana del Comune di Nizza di Sicilia sul versante ionico, a Piraino sul versante tirrenico, in aree precedentemente attribuite all'Unità di Mandanici. Gli spessori variano dalle decine di metri a un massimo di 500 m.

L'unità è geometricamente interposta tra le unità del Mela e localmente dell'Aspromonte a tetto, e le unità di Mandanici (fig. 330) e localmente di Fondachelli o di San Marco d'Alunzio a letto. Talora fenomeni di *breaching* possono generare una locale inversione della posizione strutturale (fig. 331). Poiché la scala della Carta Geologica allegata non permette la rappresentazione di tale unità singolarmente, si è scelto di accorparla con l'Unità di Mandanici, con la quale essa presenta maggiore affinità dei litotipi.

L'UP consta di un basamento definito da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica interessata da un processo metamorfico varisico, poli-



Fig. 330 - Sovrascorrimento ad alto angolo tra le filladi varisiche dell'Unità di Piraino (UP) e la sottostante copertura mesozoica evaporitica (*cargneules* gessifere) dell'Unità di Mandanici (UMa). Loc.: a SO di M. Ficherelle, in destra del T. Fantina.

- High angle thrust between the Variscan phyllites of Piraino Unit (UP) and the underlying Mesozoic evaporitic cover (gypsum *cargneules*) of the Mandanici Unit (UMa).
Loc.: SW of M. Ficherelle, in the right flank of the T. Fantina.



Fig. 331 - A Pizzo Serracchi (a NE di Mandanici) le filladi dell'Unità di Mandanici (A) con la soprastante Unità di Piraino (B) si sovrappongono all'Unità dell'Aspromonte (C), mediante un *thrust* fuori sequenza ad alto angolo (t).

Ricoprimento (r). Faglia (f).
- At Pizzo Serracchi (NE of Mandanici village) the phyllites of the Mandanici Unit (A) with the overlying Piraino Unit (B) overthrust the Aspromonte Unit (C) by means of a high angle out of sequence thrust-fault (t). Main overthrust (r). Fault (f).

fasico, responsabile di una zoneografia prograda, dalla facies scisti verdi di bassa-T alla facies anfibolitica di bassa-T, e di una discontinua copertura mesozoica (MESSINA *et alii*, 1998, 2004b; CECCA *et alii*, 2002; CARBONE *et alii*, 2008).

3.3.5.1. - Basamento

Il basamento varisico è costituito da banchi di filladi (figg. 332, 333) passanti a metareniti, deformate da pieghe isoclinali con intercalazioni di lenti metriche di scisti anfibolici e di piccoli corpi di quarziti (fig. 334). Sono diffusi i letti di quarzo.

L'evoluzione varisica si è articolata in quattro

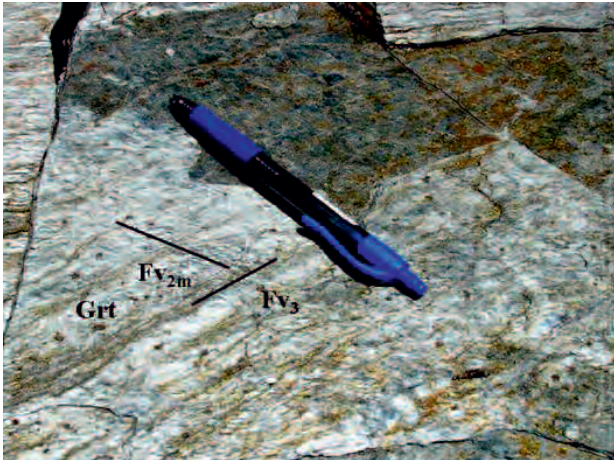


Fig. 332 - Unità di Piraino. Fillade varisica grigio scura a biotite+Fe-granato: sottile e spaziata foliazione Fv₃ a biotite, disposta a 90° dalla foliazione principale Fv_{2m}, a sola mica bianca, e tagliata da porfiroblasti di granato (Grt) con sviluppo da sin-Fv₁ a post-Fv₃. Loc.: Maniaci (SP 93), in sinistra della confluenza T. Ruzzolino-F.ra di S. Venera.

- Piraino Unit. Variscan dark-grey biotite+Fe-garnet phyllite: thin and spaced Fv₃ foliation defined by biotite, to 90° with respect to the Fv_{2m} main foliation marked by only white mica, and cut by porphyroblasts of syn-Fv₁ to post-Fv₃ garnet (Grt). Loc.: Maniaci village (SP 93), to the left of the T. Ruzzolino and F.ra di S. Venera.

fasi deformative (Dv₁-Dv₄), di cui le prime accompagnate da metamorfismo sin- e post-cinemático, responsabile di una zoneografia progradata dalla facies scisti verdi fino alla facies anfibolitica (MESSINA *et alii*, 1998; MESSINA *et alii*, 2004b, 2013). Dv₁ origina una prima foliazione Fv₁ a mica bianca+clorite, ben conservata nei microlitoni, con domini di quarzo+albite. Gli stessi minerali, con l'ilmenite, crescono fino a post-Fv₁, continuando a svilupparsi nella fase deformativa Dv₂, lungo la foliazione principale Fv_{2m}, dove l'ilmenite viene trasposta e, secondo la zoneografia, sono anche presenti biotite±cloritoide±granato. La Dv₃ determina un clivaggio di crenulazione responsabile di una terza, sottile e spaziata, foliazione Fv₃, a clorite+mica bianca nella zona a clorite, e a biotite nelle altre zone. Il granato cresce fino all'episodio metamorfico post-Fv₃, raggiungendo dimensioni centimetriche, e nella zona di più alto grado cristallizza anche staurolite post-Fv₃. Il picco termobarico è raggiunto in ogni zona nel post-Dv₃, a T compresa tra 400 e a P tra 0.3 e 0.4 GPa.

Piani di taglio alpini, di estensione fino a chilometrica, sono responsabili di deformazioni fragili e retrocessioni.

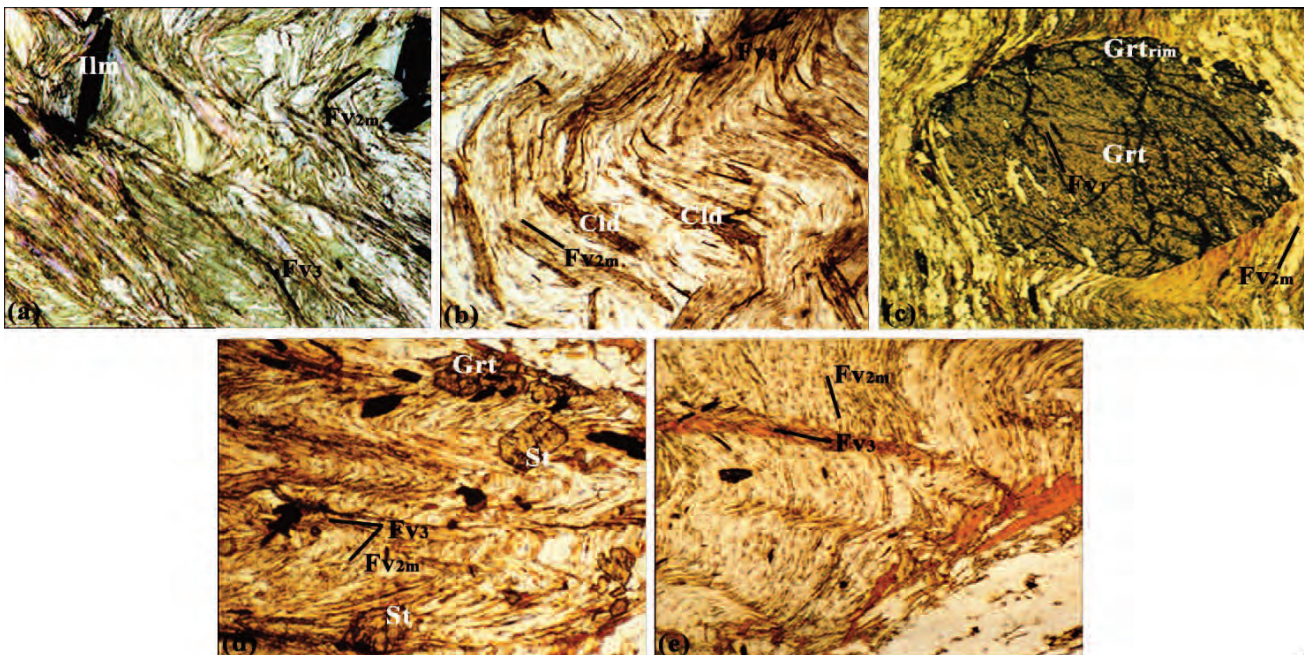


Fig 333 - Unità di Piraino. Strutture microscopiche in filladi caratterizzanti la zoneografia metamorfica varisca: foliazione principale varisica Fv_{2m} definita da clorite+mica bianca+quarzo in zona a clorite (a, b) o biotite+mica bianca+quarzo nelle altre zone (c - e), deformata da un clivaggio di crenulazione Fv₃, definita da clorite (a, b) e/o biotite (c - e), secondo la zoneografia, disposta a circa 80° dalla foliazione principale Fv₂. Ilmenite (Ilm), post-Fv₁, è trasposta lungo la foliazione principale (a); cloritoide (Cld - alterato in quarzo+mica bianca+opachi), post-Fv₂, è trasposto sulla Fv₃ (b); Mn- fino a Fe-granato (Grt), da sin-Fv₁ a post-Fv₃, mostra un bordo (Grt_{rim}) post-Dv₃ (c); post-Fv₃ granato (Grt) e staurolite (St) (d). PPL; 60x (a, c, d and e), 45x (b). Loc.: Sant'Orsola, Piraino (a); a sud di M. Pizzicari (b); strada S. Maria del Fiume-Piraino (c); a ovest di Pizzo Faleco (SO di Fiumedinisi) (d); Santa Marta, Piraino (e).

- Piraino Unit. Microscopic structures in phyllites showing the variscan metamorphic zoning: variscan Fv_{2m} main foliation defined by chlorite+white mica+quartz in the chlorite zone (a and b) or biotite+white mica+quartz in the other zones (c to e), deformed by a crenulation cleavage Fv₃, at high angle (80°) with respect to the main foliation, defined by chlorite (a, b) and/or biotite (c-e), depending of the zoning. Post-Fv₁ ilmenite (Ilm) is transposed along the main foliation (a); post-Fv₂ chloritoid (Cld) (altered in quartz+white mica+opagues) is transposed on the Fv₃ foliation (b); syn-Fv₁ to post-Fv₃ Mn- to Fe-garnet (Grt) showing a post-Dv₃ (Grt_{rim}) rim (c); post-Fv₃ garnet (Grt) and staurolite (St) (d). PPL; 60x (a, c, d and e), 45x (b). Loc.: Sant'Orsola, Piraino village (a); south of M. Pizzicari (b); S. Maria del Fiume-Piraino road (c); west of Pizzo Faleco (SW of Fiumedinisi village) (d); Santa Marta, Piraino village (e).



Fig. 334 - Unità di Piraino. Quarziti varisiche a mica bianca+grafite, di colore grigio scuro, con foliazione principale Fv_{2m} fortemente ripiegata. Loc.: tra S. Venera del Bosco e versante settentrionale di Pizzo Daini.
- Piraino Unit. Variscan dark-grey quartzites to white mica+graphite with Fv_{2m} main foliation strongly folded. Loc.: between S. Venera del Bosco and northern slope of Pizzo Daini.

3.3.5.2. - Copertura mesozoica

La copertura mesozoica, costituita dal basso verso l'alto da una successione di tipo Pseudo-Verucano (siltiti, arenarie e conglomerati del Triassico superiore?-Hettangiano), dolomie (Giurassico?), calcari, marne, arenarie e siltiti (Lias medio-Aaleniano), è stata riconosciuta lungo di S. Angelo di Brolo, nei Monti Peloritani nord-occidentali (CECCA *et alii*, 2002).

3.3.6. - Unità del Mela

L'Unità del Mela (UMe) (MESSINA, 1995, 1998b; MESSINA *et alii*, 1997) si estende con continuità per oltre 150 kmq da Messina a Giampilieri Marina, sulla costa ionica, a Capo d'Orlando, su quella tirrenica, in un'area precedentemente attribuita da BONARDI *et alii* (1979, 1996) all'Unità dell'Aspromonte, geometricamente interposta tra l'Unità dell'Aspromonte a tetto e le Unità di Piraino o di Mandanici a letto o, raramente, l'Unità di Fondachelli. Tra i torrenti Mela e Floripotema, l'unità raggiunge lo spessore massimo di (figg. 335, 336).

L'UMe, priva di copertura sedimentaria, consta di un basamento formato da una sequenza sedimentario-vulcanica paleozoica, interessata da un metamorfismo eo-varisico in facies eclogitica e da una riequilibrio varisica retrograda e polifasica di tipo barroviano, variabile dalla facies anfibolitica di media-P alla facies scisti verdi di bassa-P (MESSINA *et alii*, 1997, 2004b, 2013; CARBONE *et alii*, 2008, 2011). La sequenza paleozoica è riferibile a una crosta transizionale, caratterizzata da livelli basaltici e da pelagiti carbonatiche e silicee su un margine passivo di tipo continentale.

Il Complesso metamorfico varisico, nella parte geometricamente più elevata della sequenza, è costituito da prevalenti livelli di marmi con intercalati corpi pluriettometrici di eclogiti anfibolitizzate (fig. 337), e metrici di quarziti.

Nelle parti più basse affiorano banchi di paragneiss (fig. 338) passanti a micascisti (fig. 339) con subordinate intercalazioni di corpi di gneiss anfibolici, a luoghi, a porfiroclasti di andesina, di ortogneiss a due miche e porfiroclasti di ortoclasio e livelli metrici concordanti di ortogneiss leucocrati.

L'evento metamorfico varisico si è realizzato in due *stage*. Il primo, eo-varisico (349 Ma, età $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003), è documentato, sia negli ortoderivati basici sia nei paraderivati, da una fase relitta, rispettivamente, a granato e onfacite nei primi (COMPAGNONI *et alii*, 1998) e a solo granato nei secondi (MESSINA *et alii*, 1997; MESSINA, 1998b). Ambedue i minerali sono stati, da poco a totalmente, riequilibrati nel secondo *stage* in associazioni simplettitiche tipiche della facies anfibolitica. Le strutture con clinopirosseno + orneblenda derivano dalla destabilizzazione dell'onfacite, indicante condizioni eclogitiche; l'associazione quarzo + oligoclasio $\pm$ biotite dalla destabilizzazione del granato.

Il primo *stage*, ricostruito nelle anfiboliti a granato relitto e a clinopirosseno, è progrado. Esso inizia in



Fig. 335 - Unità del Mela. Corpi di notevole estensione e spessore di marmi varisici costituenti i rilievi di Colle del Re (a SE di Castroreale).
- Mela Unit. Extensive and thick bodies of variscan marble forming the mountains of Colle del Re (SE of Castroreale village).

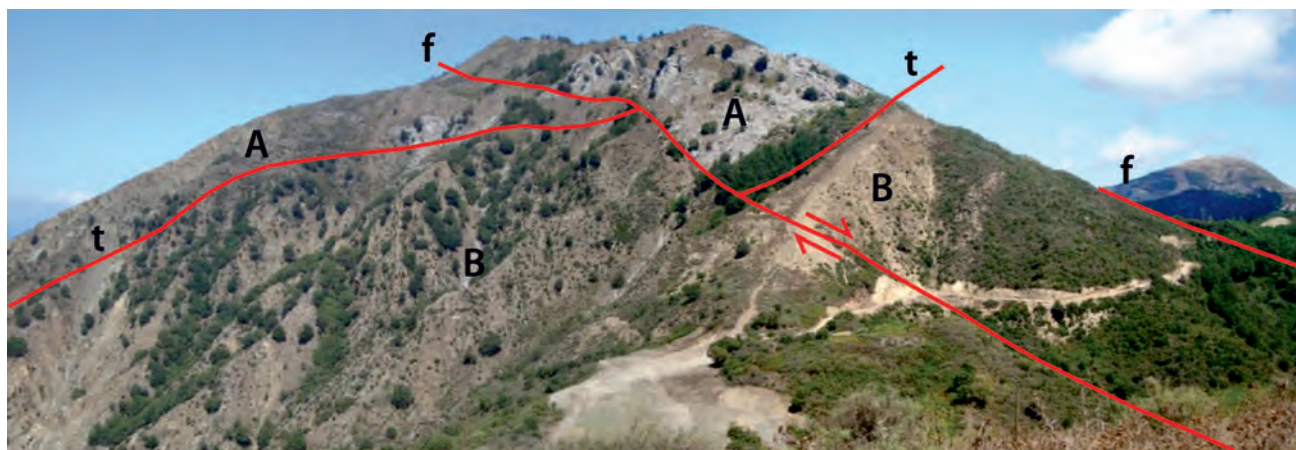


Fig. 336 - A Pizzo di Sughero (a SE di Bafia), l'Unità del Mela (A) risale in *thrust* (t) sull'Unità dell'Aspromonte (B), per effetto di un *breaching*, che ritaglia l'intera pila di falde. L'area è interessata, inoltre, da faglie (f) con componente laterale destra, orientate NO-SE (Sistema Sud-Tirrenico).

- At Pizzo Sughero (SE of Bafia village) the Mela Unit (A) overthrusts over the Aspromonte Unit (B), as consequence of *breaching* (t), that cuts the whole nappes pile. Later the area has been furtherly affected by dextral NW-SE oriented transcurrent faultis (South-Tyrrhenian System) (f).

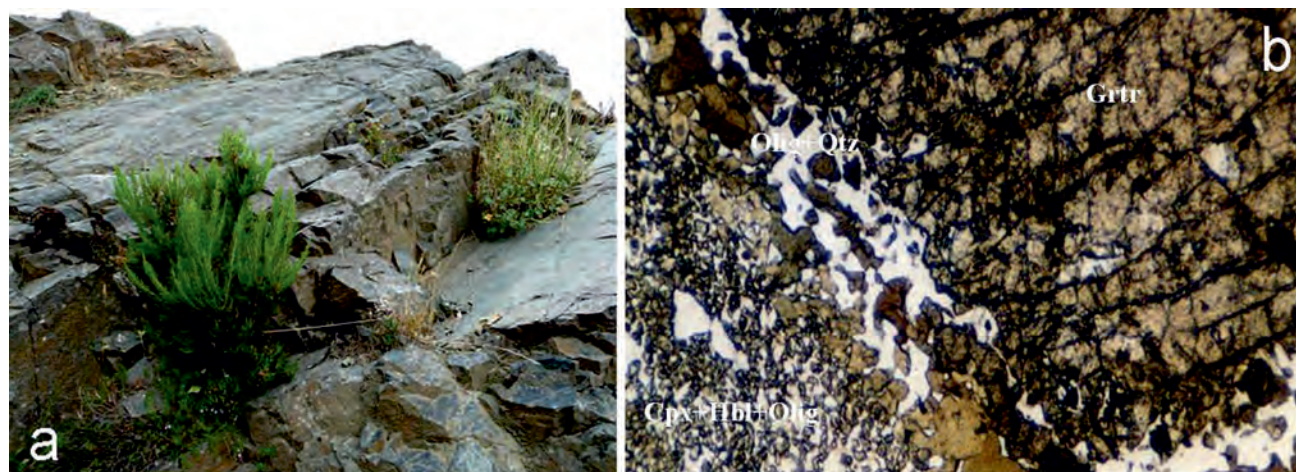


Fig. 337 - Unità del Mela: anfiboliti varisiche a granato relitto (da eclogiti eo-varisiche), grigio-verdi, in corpi ettometrici (a), e particolare dalla loro struttura microscopica, caratterizzata da porfiroclasti di granato (Grtr) con corona destabilizzata in oligoclasio (Olg)+quarzo (Qtz) e da associazioni simplettitiche a clinopirosseno (Cpx)+orneblenda (Hbl)+oligoclasio (Olg), derivanti dalla destabilizzazione dell'onfaccite eo-varisica (Solo Pol., 180x). Loc.: Pizzo Croce (a nord di Mandanici).
- Mela Unit: *hectometric bodies of grey-green Variscan relict garnet amphibolites (after Eo-Variscan eclogites) (a), and detail of their microscopic structure characterized by garnet porphyroclasts (Grtr) rimmed by oligoclase (Olg)+quartz (Qtz) and by simplectic associations of clinopyroxene (Cpx)+hornblende (Hbl)+oligoclase (Olg) after Eo-Variscan omphacite (PPL, 180x). Loc.: Pizzo Croce (north of Mandanici village).*

facies anfibolitica a epidoto e raggiunge condizioni di picco barico, in facies eclogitica (granato-onfaccite), a $T=600$ - e $P=1.6$ GPa (COMPAGNONI *et alii*, 1998). Tale *stage* eclogitico è l'unico segnalato nell'intero ACP.

Il secondo *stage* varisico (310-315 Ma, età $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003) si è articolato in quattro fasi deformative (Dv₁-Dv₄), le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e post-cinematico in facies anfibolitica di bassa- T , terminante con un'importante blastesi statica post-Dv₃-Dv₄, realizzatasi in condizioni termobariche variabili dalla facies anfibolitica, zona a cianite-staurolite-granato, alla facies scisti verdi, zona a andalusite-albite (MESSINA *et alii*, 1997,

2004, 2013; MESSINA, 1998b; CARBONE *et alii*, 2008, 2011).

La fase Dv₃ ripiega le foliazioni precedenti determinando quella principale Fv_{3m}, definita dagli stessi minerali sin- e post-Dv₁ e Dv₂, quali miche+quarzo+oligoclasio, e avvolge il granato relitto eo-varisico, parzialmente sostituito da quarzo+plagioclasio+biotite. Nell'importante blastesi statica post-Dv₃-Dv₄ cristallizzano, in ordine temporale, cianite, staurolite, sillimanite, nuovo granato, cordierite, andalusite, biotite e un bordo di albite intorno all'oligoclasio. La Dv₄ è responsabile solo di un'intensa crenulazione della foliazione principale.

Il picco termobarico è raggiunto all'inizio della

blastesi statica post-Dv₃, di tipo Barroviano, sviluppatesi a T=600-550°C e P tra 0.6 e 0.4 GPa (cianite-granato-staurolite). La crescita successiva di

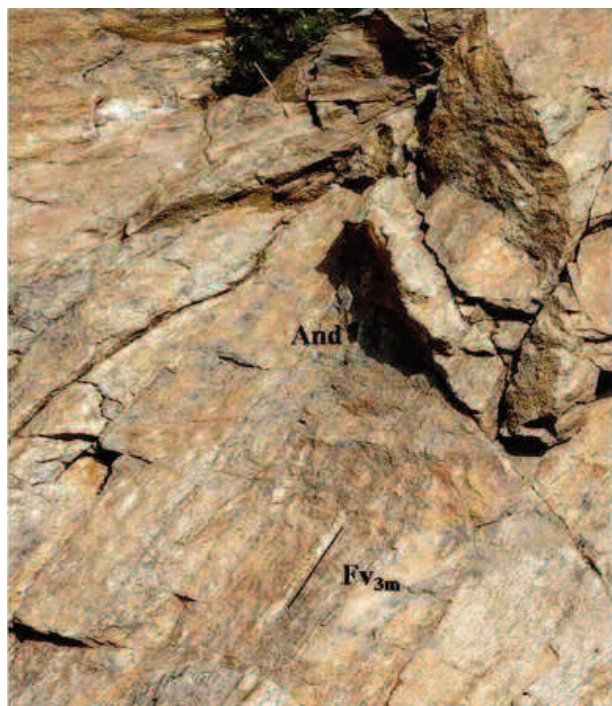


Fig. 338 - Unità del Mela. Paragneiss varisco a granato relitto e a larghe blastesi statiche: particolare della foliazione principale Fv_{3m}, tagliata da porfiroblasti ercino-tipo (staurolite+granato+cordierite+andalusite - And) e fortemente crenulata dalla Dv₄. Loc.: a sud di Puntale Coletta (versante destro dell'alta valle del T. Floripotema).

- Mela Unit. Variscan garnet-relict paragneiss to large static blastesis: detail of the Fv_{3m} main foliation cut by Hercynian-type porphyroblasts (staurolite+garnet+cordierite+andalusite - And) and strongly crenulate by the Dv₄. Loc.: south of Puntale Coletta (right slope of the high valley of the T. Floripotema).

sillimanite, cordierite, andalusite, biotite e del bordo albitico intorno all'oligoclasio, indica un progressivo decremento di P e T fino a T= e P<0.4 GPa.

Piani di taglio alpini attraversano, localmente, le foliazioni varisiche, determinando processi retrocessivi, quali sviluppo di sericite margaritica a spese di allumosilicati (cianite, sillimanite e andalusite) e di clorite, epidoti e opachi a spese di biotite e granato. Tali retrocessioni si sono sviluppati a più basse T e P. Fratture tardive sono riempite da zeoliti, opachi, pumpellyite e calcite, minerali tipici della facies a zeoliti.

Sono diffusi i depositi paleozoici a scheelite e altre mineralizzazioni polimetalliche, rimobilizzati durante i due stage metamorfici varisici e durante la tettonica alpina.

3.3.7. - Unità dell'Aspromonte

L'Unità dell'Aspromonte (UAs) (BONARDI *et alii*, 1979), corrispondente alla Falda dell'Aspromonte (OGNIBEN, 1960, 1973) e all'Unità di Castagna (AMODIO-MORELLI *et alii*, 1976), affiora, in maniera continua, dal massiccio omonimo, in Calabria, ai Monti Peloritani, in Sicilia.

In Sicilia si estende, come elemento strutturale più elevato dell'edificio peloritano, con spessori che superano i 1.000 m, limitata a letto dall'appoggio tettonico su tutte le unità (figg. 340, 341).

Priva di una copertura meso-cenozoica, l'UAs consta di un basamento paleo-proterozoico, o ancora più antico, affetto da un metamorfismo pan-africano in facies granulitica di alta-T, intruso da

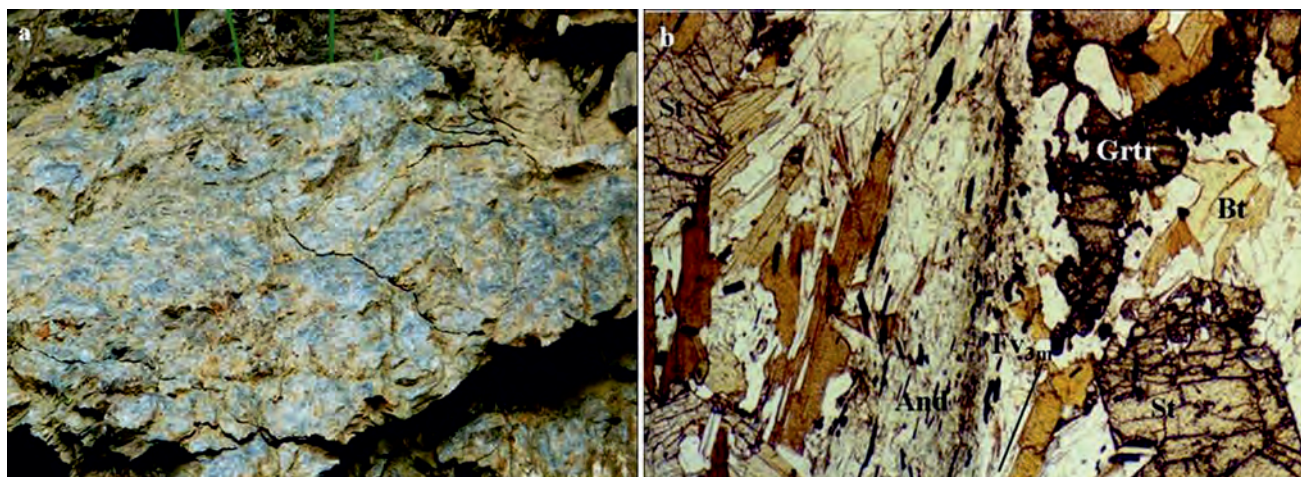


Fig. 339 - Unità del Mela. Scisti varisici a granato relitto e a larghe blastesi statiche Hercino-tipo: grigio-argenteo e a grana medio-fine, presenta tessitura scistosa (Fv_{3m}) tagliata da porfiroblasti centimetrici di cianite+staurolite+granato+andalusite (a). Loc.: M. Ficherelle, in sinistra della Fra S. Venera; struttura microscopica mostrante un granato relitto (Grtr), con bordo destabilizzato in quarzo+oligoclasio, avvolto dalla foliazione principale Fv_{3m}, definita da miche, sulla quale crescono porfiroblasti post-Dv₄₃-Dv₄ di staurolite (St) e biotite (Bt) e peciloblasti di andalusite (And) (Solo Pol., 60x.) (b). Loc.: Pizzo Croce.

- Mela Unit. Variscan garnet-relict schists to large static Hercynian-type blastesis: grey-silver and medium-fine grained, it shows foliated texture (Fv_{3m}) cut by centimeter kyanite+staurolite+garnet+andalusite porphyroblasts (a). Loc.: M. Ficherelle, right slope of F.ra S. Venera; microscopic structure showing the relict garnet (Grtr) with rim destabilized in quartz+oligoclase, wrapped by the Fv_{3m} main foliation defined by two mica, on which post-Dv₃-Dv₄ porphyroblasts of staurolite (St), biotite (Bt) and peciloblasts of andalusite (And) develop (PPL, 60x.). Loc.: Pizzo Croce.

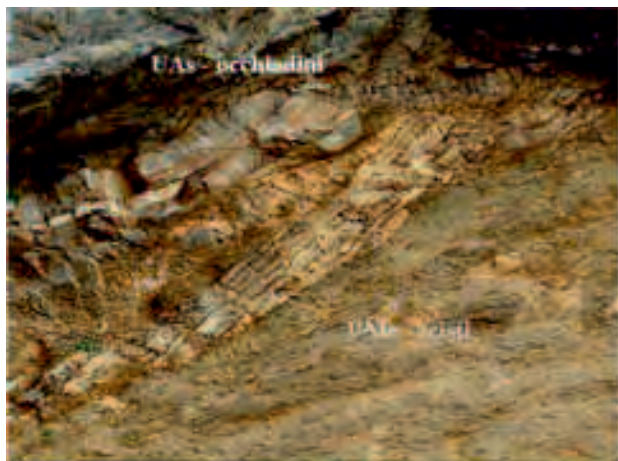


Fig. 340 - Contatto tettonico per sovrascorrimento tra gneiss occhiadini varisici, con livelli decimetrici di leuco-ortogneiss concordanti (pegmatiti tardo-panafricane), dell'Unità dell'Aspromonte (UAs) e gli scisti varisici a granato relitto e a blastesi statiche ercino-tipo della sottostante Unità del Mela (UMe), costituenti una fascia cataclastica decametrica. Loc.: Colle del Re, a SE di Castoreale.

- *Tectonic overthrusting between Variscan augen gneisses, with concordant decimetric leuco-orthogneisses (Late Pan-African pegmatites) of the Aspromonte Unit (UAs) and the Variscan relict-garnet schists to static Hercynian-type blastesis of the underlying Mela Unit (UME), responsible for a decametric cataclastic band. Loc.: Colle del Re, SE of Castoreale village.*



Fig. 341 - Contatto di ricoprimento tettonico degli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte (UAs) sulle filladi e metareniti dell'Unità di Piraino (B). Loc.: versante sinistro del T. Mazzarrà, a est di Tripi.

- *Overthrusting contact of augen gneisses of the Aspromonte Unit (UAs) on phyllites and metarenites of the Piraino Unit (UP). Loc.: left slope of the T. Mazzarrà, east of Tripi village.*

plutoniti orogeniche peralluminose tardo-pan-africane, con una riequilibrio varisica dalla facies granulitica di bassa-T alla facies anfibolitica di bassa-T, ancora intruso da plutoniti orogeniche tardo-varisiche, da sin- a post-tettoniche, da meta- a peralluminose e, infine, interessato da una sovrimpronta metamorfica alpina di medio-alta P, variabile dalla facies scisti verdi, alla facies anfibolitica nelle aree più riequilibrate (MESSINA *et alii*, 1990, 2004b, 2013; MESSINA & MACAIONE, 2010; MACAIONE, *et alii*, 2010).

I Relitti di metamorfiti pan-africane sono rappresentati da lenti metriche (figg. 342, 343) e corpi

ettometrici di metaultramafiti in facies granulitica (MESSINA *et alii*, 1996b; MESSINA & MACAIONE, 2010; MACAIONE *et alii*, 2010), il cui evento plutonico è datato Paleo-Meso-Proterozoico e quello metamorfico Neo-Proterozoico (1562-1771 Ma, età U/Pb su titanite e 600-800 $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo; DE GREGORIO *et alii*, 2003). Detti corpi sono stati interessati da una riequilibrio varisica in facies anfibolitica, parziale nelle metapirosseniti a granato e nelle metaperidotiti, nelle metaorneblen-



Fig. 342 - Unità dell'Aspromonte. Metaperidotite pan-africana con relitti di pirosseno, preservata in gneiss occhiadini varisici. Sono evidenti effetti cataclastico-milonitici correlati alla tettonica alpina. Il relitto granulitico presenta, pertanto, una parziale riequilibrio varisica (a prevalente orneblenda) e una retrocessione alpina (a prevalente clorite). Loc.: a ovest di Pizzo di Sughero (a SE di Bafia).

- *Aspromonte Unit. Pan-African pyroxene-relict metaperidotite, preserved within Variscan augen gneiss. Alpine cataclastic to mylonitic effects are also present. Consequently, the granulitic relict shows a partly Variscan re-equilibration (to hornblende) and an Alpine retrogression (to chlorite). Loc.: west of Pizzo di Sughero (SE of Bafia village).*

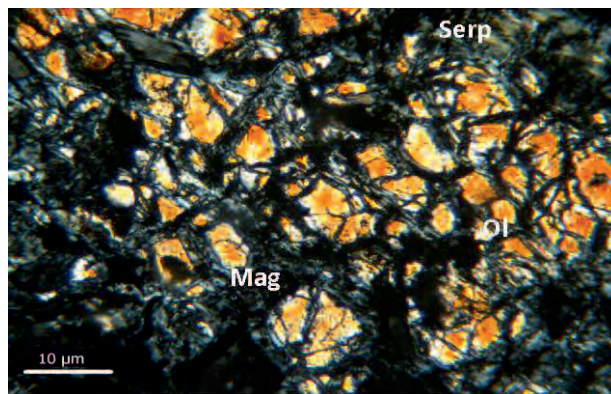


Fig. 343 - Unità dell'Aspromonte. Metaperidotite pan-africana interessata da riequilibrazioni metamorfiche, varisica e alpina: relitto pan-africano di olivina (Ol) parzialmente sostituito da serpentino (Serp) varisico, in una matrice alpina. Magnetite (Mag) è l'accessorio. (Nicol+). Loc.: Valle di Badiazza (periferia nord di Messina).

- *Aspromonte Unit. Pan-African metaperidotite affected by both Variscan and Alpine re-equilibrations: Pan-African relict-olivine (Ol) partly replaced by Variscan serpentine (Serp), in an Alpine matrix. Magnetite (Mag) is the accessory. (CP). Loc.: Badiazza Valley (northern outskirts of Messina city).*

diti e, localmente, anche da una sovrimpronta alpina. L'evento pan-africano si è realizzato a $T=700^{\circ}\text{C}$ e a $P=0.9-1.0\text{ GPa}$, condizioni indicate dalla reazione ortopirosseno+plagioclasio=clino-pirosseno+Ca-granato+quarzo in metapirosseniti a granato (MESSINA *et alii*, 1996b) e dall'associazione forsterite+enstatite+magnetite in metaperidotiti (MACAIONE, *et alii*, 2010).

Le Plutoniti tardo-pan-africane (520-600 e 537-572 Ma, età U/Pb su zircone; rispettivamente SCHENK & TODT, 1989 e MICHELETTI *et alii*, 2007) costituiscono il Complesso metaplutonico varisico, comprendente la serie calcicalina (FERLA & ROTOLO, 1992; FERLA, 1994) di gneiss occhiadini intermedio-acidi (figg. 344, 345), associati a corpi di metatonaliti fino a metamonzograniti, intrusi da filoni concordanti di metaleucograniti e da subordinati metagabbri (MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a,b, 2013; CARBONE *et alii*, 2008, 2011; MACAIONE, *et alii*, 2010).

Il basamento metamorfico varisico (314 Ma, età Rb/Sr, BONARDI *et alii*, 2008; 300-340 Ma, età Rb/Sr su miche e $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ su anfibolo, DE GREGORIO *et alii*, 2003) è formato da paragneiss passanti a mica-scisti, con intercalati corpi di gneiss occhiadini associati a metagranitoidi e minori lenti di anfiboliti e gneiss anfibolici. Localmente, sono presenti livelli di marmi a silicati, fels Ca-silicatici e subordinate quarziti.

L'evoluzione varisica si è articolata in almeno due fasi deformative (Dv_1 e Dv_2), di cui solo la prima accompagnata da metamorfismo sin- e post-cinematico di tipo Bosost, responsabile di una zonoografia retrograda di medio-bassa P, dalla facies granulitica di bassa-T alla facies anfibolitica di bassa-T, con locale mobilitazione anatettica (MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a,b, 2013; CARBONE *et alii*, 2008, 2011; MACAIONE *et alii*, 2010). Il processo di migmatizzazione, caratterizzato da strutture flebitico-stromatitiche, con un paleosoma granulitico pre-varisico, preservato solo nelle me-

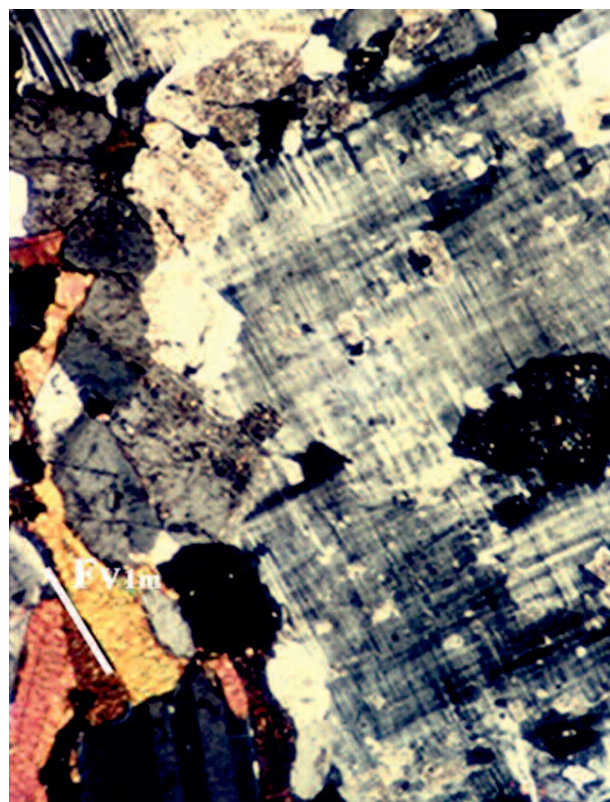


Fig. 345 - Unità dell'Aspromonte. Gneiss occhiadino varisico: dettaglio del peciloclasto magmatico di K-feldspato (microclino), includente cristalli di plagioclasio e quarzo, in parte riassorbiti, circondato dalla foliazione varisica principale Fv_{1m} , definita da quarzo+plagioclasio+biotite (Nicol+, 60x).

Loc.: Versante sinistro del T. Mazzarrà.

- Aspromonte Unit. Variscan augen gneiss: detail of the magmatic poikiloclastic K-feldspar (microcline), including partly reabsorbed crystals of plagioclase and quartz, wrapped by the Fv_{1m} main foliation defined by quartz+plagioclase+biotite (CP, 60x).

Loc.: left slope of the T. Mazzarrà.

tamafiti (metaorneblenditi) (figg. 346, 347), un mesosoma gneissico varisico e un neosoma varisico, formato da bande, fino a metriche, leucosomatiche e melanosomatiche, è ben evidente negli affioramenti più settentrionali dell'unità (allineamento



Fig. 344 - Unità dell'Aspromonte. a: Corpi di gneiss occhiadini varisici (da plutoniti tardo-pan-africane) del gruppo montuoso di Pizzo Russa, a NE di Novara di Sicilia. b: particolare di gneiss occhiadino varisico, in cui è evidente la foliazione Fv_{1m} a biotite, che avvolge peciloclasti magmatici di K-feldspato. Loc.: T. Mazzarrà.

- Aspromonte Unit. a: Variscan augen gneissic bodies (from Late-Pan-African plutonites) belonging to the Pizzo Russa mountain system, NE of Novara di Sicilia. b: particular of a Variscan augen gneiss showing the Fv_{1m} main foliation defined by biotite, which wraps magmatic peciloclasts of K-feldspar. Loc.: T. Mazzarrà.

Scilla-Bagnara, in Calabria, Capo-Rasocolmo-Milazzo-Capo Calavà, in Sicilia).

La fase deformativa Dv_1 origina la foliazione principale Fv_{1m} , o Fv_n , unico evidente *fabric* penetrativo varisico, definita dalla crescita da sincinemica a statica, secondo la zoneografia, di quarzo $\pm$ K-feldspato $\pm$ sillimanite $\pm$ oligoclasio $\pm$ biotite $\pm$ muscovite $\pm$ granato, mentre staurolite e cordierite crescono tardo- Fv_1 e l'andalusite e l'orlo statico del granato post- Fv_1 . Detto metamorfismo si articola in quattro zone, di cui la più alta in grado, a paragenesi sillimanite+K-feldspato+granato con cordierite statica, si è sviluppata a

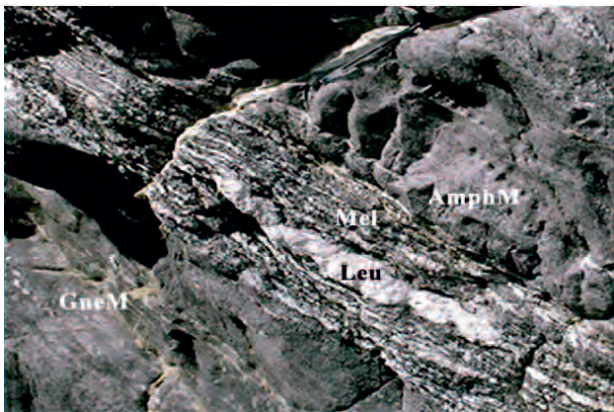


Fig. 346 – Unità dell'Aspromonte. Metatessite varisica caratterizzata da strutture flebitica e flebitico-stromatitica. Mesosoma gneissico (GneM = gneiss biotitico) e anfibolitico (AmphM = metaorogneiss); leucosomi (Leu) a quarzo+plagioclasio+K-feldspato $\pm$ muscovite e melanosomi a biotite (Mel).

Loc.: Punta del Tono, Riviera di Ponente della Penisola di Milazzo.

- Aspromonte Unit: Variscan metatexites showing flebitic and flebitic-stromatitic structures. Gneissic (GneM) and amphibolitic (AmphM) mesosomes; quartz+plagioclase+K-feldspar $\pm$ muscovite leucosomes (Leu) and biotite melanosomes (Mel). Loc.: Punta del Tono, Riviera di Ponente of the Milazzo Peninsula.

$T=680^{\circ}\text{C}$ e $P=0.5$ GPa (picco termobarico) e marca il limite tra la facies granulitica e quella anfibolitica; la più bassa, a paragenesi oligoclasio+staurolite+andalusite, a $T=550^{\circ}\text{C}$ e $P<0.3$ GPa, è tipica dell'inizio della facies anfibolitica. Il picco termobarico dell'evento varisico è avvenuto durante l'inizio del post- Dv_1 . La Dv_2 crea solo crenulazione della precedente foliazione.

Le plutoniti tardo-varisiche (290 Ma, età Rb/Sr; ROTTURA *et alii*, 1990) costituiscono numerosi *stock* a carattere calcicalino, formati da corpi accostati o intersecati, da *Main* ad estensione plurichilometrica, presenti solo in Calabria, a *Minor* ad estensione chilometrica, a *Small*, inferiori al chilometro. Le plutoniti sono sin- (*Stock* di Palmi-Bagnara in Calabria) e post-tettoniche meta- (*Main*) e mesoaluminose (*Main* e *Minor*) a post-tettoniche peralluminose (*Minor* e *Small*) (MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a,b). Tale magmatismo orogenico presenta un intervallo composizionale da dioriti a pirosseno e/o anfibolo e/o biotite a leucomonzograniti a due miche+cordierite+Al-silicati, con prevalenza dei termini granodioritici. In Sicilia, le intrusioni sono solo post-tettoniche e peralluminose, con composizioni da leucotonalitiche a leucomonzogranitiche. Tutte le masse plutoniche contengono sia inclusi microgranulari femici da gabbro-dioritici in Calabria, a melatonalitici in Sicilia, sia xenoliti metamorfici, simili alle metamorfiti adiacenti. Le intrusioni finali costituiscono sistemi filoniani acidi, di pegmatiti, apliti e felsiti, con composizione da leucogranodioritica a leucogranitica peralluminosa (fig. 348). Le ultime intrusioni sono rappresentate da rari filoni basici, prevalenti in Calabria, che attraversano anche i filoni acidi. Vene millimetriche tar-

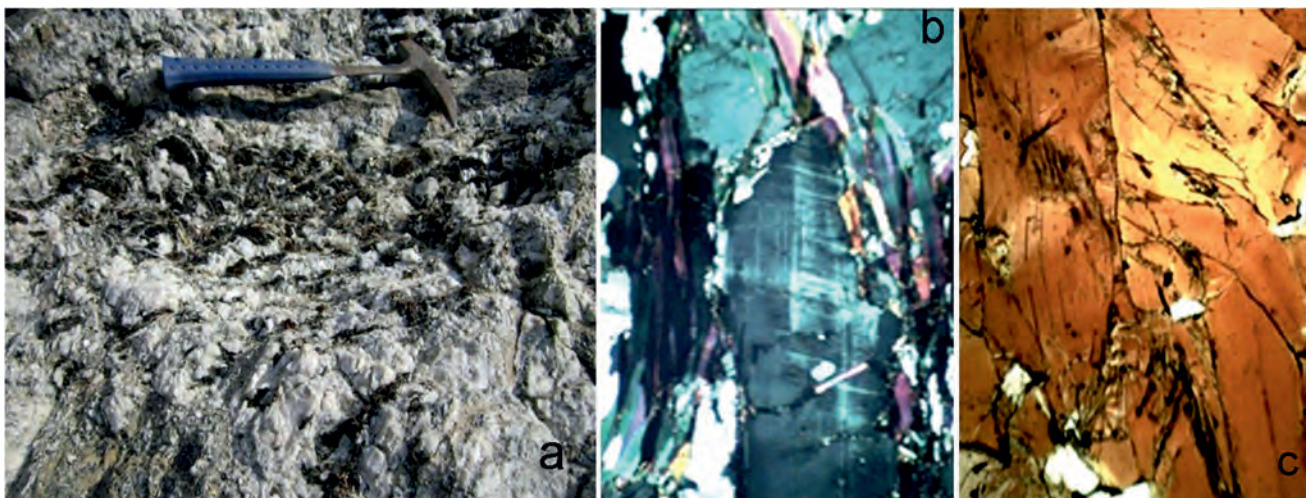


Fig. 347 - Unità dell'Aspromonte. a) Metatessiti varisiche: bande leucosomatiche e melanosomatiche, rispettivamente a quarzo+oligoclasio+K-feldspato+muscovite, e a biotite. Microstrutture di metatessiti varisiche: leucosoma a quarzo+oligoclasio+K-feldspato+muscovite a struttura granoblastica (b); melanosoma a biotite e a struttura lepidoblastico/diablastica (c) (Nicol +, 45x). Loc.: Punta del Tono, a NO della Penisola di Milazzo.

- Aspromonte Unit. a) Variscan metatexite: levels of quartz+oligoclase+K-feldspar+muscovite leucosome and biotite melanosome. Microstructures of Variscan metatexites: quartz+oligoclase+K-feldspar+muscovite leucosome with granoblastic structure (b); biotite melanosome with lepidoblastic/diablastic structure (c) (CP, 45x). Loc.: Punta del Tono, NW of the Milazzo Peninsula.



Fig. 348 - Unità dell'Aspromonte. Paragneiss varisici pervasivamente riequilibrati in gneiss micascistosi alpini a fengite+cianite+granato +albite/oligoclasio+biotite, con filoni aplo-pegmatitici tardo-varisici, trasformati in leuco-ortogneiss alpini e trasposti lungo la foliazione principale Fa_{2m} . Loc.: T. Mela.

- Aspromonte Unit. Variscan paragneisses pervasively re-equilibrated into Alpine micascist gneisses to phengite+kyanite+garnet+albite/oligoclase+biotite, with Late-Variscan aplo-pegmatitic dykes, re-equilibrated into alpine leuco-orthogneisses, transposed along the Fa_{2m} main foliation. Loc.: T. Mela.

dive a depositi polimetallici (pirrotina, galena aurifera, sfalerite, pirite e calcopirite) sono presenti nei corpi più acidi. Nelle zone di bordo si creano fitte implicazioni tra plutoniti e metamorfiti con la formazione di strutture di tipo “migmatite d'intrusione”, a luoghi le “plutoniti di bordo” sono deformate e foliate.

L'intrusione delle plutoniti tardo-varisiche produce nel basamento una retrocessione termica regionale, con pseudomorfosi dei minerali varisici.

Piani di taglio alpini, fino a chilometrici, interessano tutto il basamento, originando deformazioni da fragili a duttili, accompagnate da cataclasi a milonisi, con variabile tipo di riduzione di grana e di retrocessione dei minerali. Nelle parti geometricamente più profonde dell'unità, tali deformazioni diventano duttili e pervasive responsabili di una riequilibrio nelle rocce già metamorfiche e di metamorfismo nelle plutoniti, modificando le strutture precedenti. La sovrimpronta alpina, polifasica, si è sviluppata originando aree a diversa intensità di riequilibrio che, localmente mostrano un graduale passaggio (circa 30 km intorno a Polsi, in Calabria - BONARDI *et alii*, 1984, 1992, 1996; MESSINA *et alii*, 1992, 1996a,b - circa 15 km intorno alla Valle di Badiazza, MESSINA *et alii*, 1992, 1996). L'intensità di riequilibrio è di almeno quattro tipi (blanda, parziale, debole e pervasiva). Nelle aree pervasivamente riequilibrate, sono state riconosciute cinque fasi deformative alpine (Da_1 - Da_5), le prime tre accompagnate da metamorfismo sin- e postcinematico, ascritto a due differenti *stage* di riequilibrio (MESSINA, 1998a,b; MESSINA *et alii*, 1996a, 2004a,b; MESSINA & MACAIONE, 2010). La Da_1 è responsabile della foliazione Fa_1 , definita da minerali di medio-alta P, quali quarzo, albite, zoisite, paragonite (in crescita

da plagioclasti varisici), fengite (da biotite), cianite (da sillimanite), cloritoide (da originali domini di sillimanite), almandino, anfibolo verde-azzurro e ripidolite (da biotite). Tali minerali presentano una cristallizzazione da sin- a post- Fa_1 . Detta associazione mineralogica determina un primo *stage* corrispondente a un metamorfismo di tipo Barroviano, realizzatosi a $T=500\pm$ e $P=0.8-0.7$ GPa, tipico della facies scisti verdi, zona a almandino-cianite-cloritoide. Da_2 e Da_3 sono responsabili, rispettivamente, delle foliazioni Fa_{2m} , la principale, e Fa_3 , accompagnate dalla crescita, da sin- Fa_2 a post- Fa_3 , di minerali di più bassa-P e di relativa più alta-T rispetto al primo *stage*, come oligoclasio, biotite, quarzo, mica bianca con più bassa molecola celadonitica, ripidolite, Fe-granato e clinozoisite. Lo *stage* Da_2 - Da_3 si sviluppa a $T>$ e $P=0.4-0.5$ GPa, tipiche della facies anfibolitica, zona a oligoclasio, ed è datato 28-22 Ma (età Rb/Sr su miche; BONARDI *et alii*, 2008).

Le condizioni del picco barico e termico si sono realizzate, rispettivamente, nel primo *stage* (Da_1) e all'inizio del secondo (Da_2). Da_4 e Da_5 originano, rispettivamente, crenulazioni e piani di taglio.

Depositi polimetallici a prevalenti solfuri sono diffusi in vene concordanti con la foliazione principale alpina Fa_{2m} e lungo le superfici di contatto.

3.4. – COPERTURA TERRIGENA DELL'OLIGOCENE SUPERIORE-MIOCENE INFERIORE DEL CUNEO EUROPEO

Le coperture terrigene oligo-mioceniche del cuneo europeo sono rappresentate dal flysch di Capo d'Orlando, che sutura tutte le unità della Catena Calabride, sigillandone i relativi contatti tettonici. Tale formazione si estende marginalmente anche al tetto delle unità caotiche più interne della Catena Appenninica; seppur smembrata in più scaglie tettoniche, essa conserva gli originari contatti su ambedue gli edifici ed è ricoperta dalla coltre retrovergente delle Argille Scagliose Antisicilidi. Il contatto tra queste ultime e il flysch di Capo d'Orlando è suturato dalle calcareniti di Floresta del Miocene inferiore-medio.

I depositi terrigeni al tetto del “Complesso Calabride” erano stati distinti da OGNIBEN (1960) in tre formazioni sinorogene: il flysch di Frazzanò che chiude la successione della “Falda di Longi”, il flysch di Capo d'Orlando trasgressivo sulla “Falda di Galati” e il flysch di Pizzo Lando trasgressivo sulla Falda dell'Aspromonte. Il primo è stato descritto nel Sottopar. 3.3.1. (v. Unità di Longi-Taormina), in quanto costituisce un deposito “precursore” della messa in posto delle unità cristalline o quanto meno sintettonico. Analogo significato avrebbe anche il Conglomerato Rosso (v. Unità di Fondachelli-Novara).

Il carattere postorogeno rispetto alle falde cristalline, già riconosciuto da LIMANOWSKY (1909) fu confermato a scala regionale durante gli anni sessanta dagli Autori francesi.

Per TRUILLET (1968) l'“*oligo-miocène molassique*” si sarebbe depositato nel dominio peloritano dopo la fase tettonica ypresiano-luteziana. OGNIEN (1970) conferma il carattere molassico di questi depositi terrigeni e in particolare unifica il flysch di Capo d'Orlando e il flysch di Pizzo Lando in un solo “flysch tardorogeno calabride” con il termine di flysch di Capo d'Orlando.

Per LENTINI & VEZZANI (1975, 1978) il flysch di Capo d'Orlando costituisce la copertura terrigena oligo-miocenica discordante su tutte le unità tettoniche già sovrapposte, e rappresenterebbe la prosecuzione della sedimentazione detritica iniziata nel bacino eo-oligocenico con il flysch di Frazzanò. Inoltre per gli stessi autori il flysch di Capo d'Orlando avrebbe carattere molassico rispetto alle falde cristalline, ma evolverebbe a un deposito sinorogeno rispetto alle fasi orogenetiche successive. Ulteriori rilievi sul terreno hanno accertato che anche tale deposito è ritagliato da sistemi di *thrust*, legati sia alla messa in posto dell'edificio calabro-peloritano su quello appenninico, ma anche, seppur in modo minore, alle fasi dell'apertura tirrenica.

BONARDI *et alii* (1980) unificano il flysch di Stilo (BONARDI *et alii*, 1971), affiorante in Calabria, con il flysch di Capo d'Orlando e istituiscono così la Formazione di Stilo-Capo d'Orlando, non utilizzando più il termine flysch o molassa, perchè secondo loro inadeguato a caratterizzare una formazione postorogena rispetto ad alcune fasi tettoniche e preorogena rispetto alle altre. Inoltre per quanto concerne l'età, escludono la presenza di livelli oligocenici, collocando l'inizio della sedimentazione nell'Aquitaniense, poi bruscamente interrotta nel Langhiano dall'arrivo delle Antisicilidi.

3.4.1. — *flysch di Capo d'Orlando*

Affiora estesamente nella Sicilia nord-orientale estendendosi in ampie fasce da Taormina ai dintorni di S. Agata di Militello. È ben rappresentato tra Raccuia e Capo d'Orlando e, in modo via via più frammentario, verso le aree di Patti e di Barcellona P.G.; è limitato a scarsi affioramenti nel settore centro-orientale della dorsale peloritana. La sua attuale distribuzione è il risultato dell'attivazione, a partire dal Tortoniano, di sistemi di faglie trascorrenti destre che hanno deformato profondamente la geometria del sistema a *thrust* del Miocene inferiore.

Il flysch di Capo d'Orlando è un'alternanza conglomeratico-arenitico-pelitica di colore grigio-

giallastro caratterizzata da tre litofacies eteropiche: conglomeratica, prevalentemente basale, arenitica e subordinatamente pelitica o pelitico-arenitica. A Monte S. Giovanni, ad ovest di Francavilla di Sicilia, lo spessore complessivo dell'unità è circa 700 m.

- La litofacies conglomeratica è rappresentata da clasti eterometrici (2-50 cm, talora fino al metro) cristallini di vario grado, subordinatamente calcarei, a struttura caotica, clasto-sostenuta (fig. 349). I conglomerati, massivi e/o organizzati in banchi amalgamati di 1-3 m costituiscono corpi canalizzati a base erosiva (fig. 350a). Questa litofacies, spesso da qualche decina di metri a 250 m, raggiunge la potenza massima sul versante in sinistra della Valle dell'Alcantara.

- La litofacies arenacea è costituita da arenarie grigio-giallastre in strati da medi a molto spessi, cui s'intercalano livelli medio-sottili argilloso-marnosi (fig. 350b). Le arenarie sono gradate e/o laminate, con sequenze di Bouma Ta-c o Tb-c, presentano strutture di fondo, da corrente e *slump* (fig. 351). La composizione varia da arcosi litiche ad arcosi a due feldspati (potassici e sodico-calcici), con abbondanti miche (CARMISCIANO & PUGLISI, 1979). Questa litofacies raggiunge lo spessore di 350 m.

- La litofacies pelitica o pelitico-arenacea è caratterizzata da una fitta alternanza di argille e argille marnose colore avana e di arenarie fini debolmente gradate e/o laminate, con sequenze di Bouma Tb-c o Tb-d, in strati medio-sottili. Questa litofacies, meno diffusa delle due precedenti, solitamente costituisce la parte mediana della successione anche se in virtù del generale contatto *on lap*, si registra l'appoggio discordante di questo intervallo su varie unità del substrato.



Fig. 349 - Litofacies conglomeratica del flysch di Capo d'Orlando. Loc.: ad ovest di Forza d'Agrò.

- Conglomerate lithofacies of Capo d'Orlando Flysch. Loc.: west of Forza d'Agrò village.

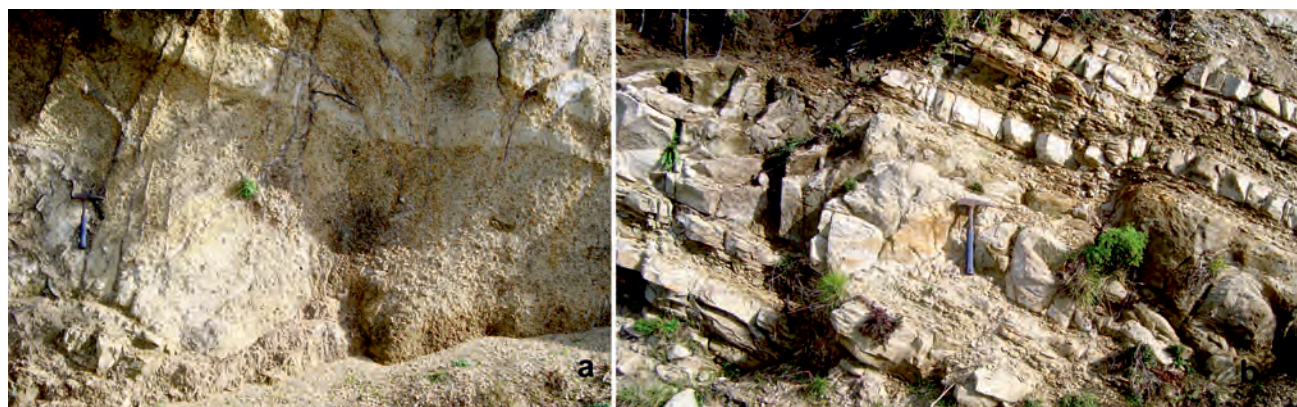


Fig. 350 - flysch di Capo d'Orlando. Microconglomerati canalizzati a base erosiva (a); alternanza arenaceo-pelitica in strati medio-spessi (b). Loc.: C.da Serra de l'Omo, ad est di Novara di Sicilia.

- Capo d'Orlando Fysch. Microconglomerates channelized body with erosional base (a); pelitic-arenaceous alternation with medium thick beds (b). Loc.: C.da Serra dell'Omo, east of Novara di Sicilia village.

Nella letteratura geologica l'età della formazione presenta qualche difformità: Oligocene superiore-Miocene inferiore (LENTINI & VEZZANI, 1975), Miocene inferiore-medio (BONARDI *et alii*, 1980), Chattiano-Burdigaliano inferiore (LENTINI *et alii*, 1995a, 2000; CATALANO & DI STEFANO, 1996; CARBONE *et alii*, 2008, 2011). Quest'ultima età è determinata dalla presenza nei livelli pelitico-arenacei basali di associazioni tipiche del Chattiano (*Dictyococcites bisectus*, *Helicosphaera enphratis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *C. abisectus*, *Sphenolithus moriformis*, *S. ciperoensis*) e di età aquitaniana (*Helicosphaera carteri* (rara) e *Sphenolithus delphix*) nei livelli superiori. L'intervallo argilloso sommitale, immediatamente sotto il contatto con le Argille Scagliose Antisicilidi, contiene *Helicosphaera carteri*, *Discoaster deflandrei*, *Sphenolithus moriformis*, *S. conicus* del Burdigaliano inferiore.

3.5. - UNITÀ DELLA CATENA APPENNINICA

3.5.1 - Unità Antisicilide

In contatto tettonico sul flysch di Capo d'Orlando e localmente direttamente sul basamento poggiano le "Argille Scagliose Antisicilidi" (OGNIBEN, 1969). Talora si tratta di lembi isolati, tuttavia la loro diffusione su tutta la Catena Peloritana e in Calabria meridionale, testimonia che i terreni riferiti a tale falda si estendevano molto più ampiamente, prima di essere ridotti dall'erosione.

OGNIBEN (1960) inserì questi terreni nel Complesso Sud-Liguride e le considerò identiche a quelle del Complesso Sicilide, ipotizzando una provenienza dalla stessa area occupata dalle Argille Variegate del Complesso Sicilide, con un "retrocolamento gravitativo" delle AS sicilidi sulla copertura tardorogena delle Calabridi. Per tale motivo OGNIBEN (1969) contraddistinse questi terreni col termine di "antisicilidi", per evidenziare le analogie litostrati-

grafiche con le AS sicilidi, dalle quali però differiscono per la posizione strutturale e per la direzione di trasporto orogenico. L'arrivo delle AS nel bacino di sedimentazione interruppe la sedimentazione terrigena, ripresa nel Burdigaliano superiore con la deposizione delle Calcareni di Floresta.

Considerati di provenienza "tirrenica", questi terreni furono interpretati da TRUILLET (1968) e CAIRE (1973) come lembi residui della falda dei "flysch interni", accavallatasi durante il Miocene inferiore sul dominio peloritano, e successivamente traslata sui "flysch esterni".

OGNIBEN (1969) e GUERRERA & WEZEL (1974) proposero una provenienza da domini esterni con un fenomeno di antiricoprimento e una traslazione da est verso ovest. Anche LENTINI *et alii* (1987, 2000) e CARBONE *et alii* (2008, 2011), confermano l'origine esterna delle AS, in quanto la presenza di blocchi di quarzareniti attribuiti al Fysch Numidico, in origine depositatisi nei domini esterni, escluderebbe una provenienza delle AS stesse da domini paleogeografici ancora più interni di quello calabride.

L'unità è caratterizzata da argille policrome scagliettate, caotiche, con locali intercalazioni di radiolariti biancastre in strati sottili (figg. 352, 353), di calcari diasprigni nerastrati e di strati sottili argilloso-arenacei. Nell'intera massa sono dispersi livelli centimetrico-decimetrici di micriti bianche e siltiti carbonatiche grigie. Talora sono presenti lembi di calcari nummulitici, e blocchi da metrici a pluridecametrici di quarzareniti giallastre, assimilabili a quelle del flysch numidico.

Lo spessore, difficilmente calcolabile per l'estrema tettonizzazione e caoticità, non supera i 100 m.

Si tratta inoltre di terreni con un'alta predisposizione al dissesto, talora con una diffusa morfologia calanchiva, ma dalle caratteristiche geotecniche estremamente scadenti (v. fig. 352).

Nei dintorni di Floresta, ACCORDI (1960) e



Fig. 351 - Litofacies arenacea del flysch di Capo d'Orlando. Loc.: versante destro del T. Timeto (Patti) (a). *Slumps* sono osservabili a Rocca Badia (Valle del T. San Paolo a NO di Francavilla di Sicilia) (b).

- Arenaceous lithofacies of the Capo d'Orlando Flysch. Loc.: right slope of the T. Timeto (Patti) (a). *Slumps* can be observed at Rocca Badia (S. Paolo Valley NW of Francavilla di Sicilia) (b).



Fig. 352 - Argille varicolori antisicilidi estesamente affioranti sul versante in sinistra della valle del F. Alcantara a sud di Malvagna.

- Antisicilide varicoloured clay extensively crop out on the left flank of the Alcantara Valley south of Malvagna village.

LEONARDI (1965) descrivono una successione costituita da un'alternanza ritmica di argilloscisti bituminosi in lamine fissili e di sottili radiolariti policrome. Buone esposizioni di questo intervallo si hanno anche a nord di M. Ritagli di Lecca (zona di Novara di Sicilia), a nord di M. Bammina (Tripi), e a M. Castellazzo (tra Malvagna e Moio Alcantara). In quest'ultima località CAMPISI (1977) descrive una successione costituita da argilloscisti carboniosi con resti di pesci, passante verso l'alto a radiolariti carboniose, ad argille variegiate e infine a un intervallo di biocalcareni a stratificazione incrociata.

Le ittiofaune riconosciute da LEONARDI (1965) e le associazioni a *Rotalipora* sp., *Guembelina* sp., *Ticinella* sp. e *Pithonella* sp. rinvenute da CAMPISI (1977) assegnano all'unità un'età cenomaniana. Le scarse associazioni a nannofossili (LENTINI *et alii*, 2000) rappresentate da *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Braarudosphaera bigelowii*, *Calculites obscurus*, *Ceratoli-*



Fig. 353 - Alternanza di argille policrome e di radiolariti all'interno dell'Unità tettonica Antisicilide. Loc.: versante settentrionale di M. Bammina (a sud di Tripi).

- Alternation of varicoloured clays and radiolarites within the Antisicilide tectonic Unit. Loc.: northern slope of M. Bammina (south of Tripi village).

thoides aculeus, *Micula concava*, *M. decussata*, *Watznaeria barnesae*, indicano un'età campaniana.

3.6. - SUCCESSIONE TERRIGENA PELORITANA DEL MIOCENE INFERIORE-MEDIO

Sulle “Argille scagliose antisicilidi” *Auctt.* poggia una formazione terrigena costituita generalmente da arenarie arcosiche fossilifere a cemento carbonatico, denominata calcareniti di Floresta che, sebbene ridotta in lembi più o meno isolati dall'erosione, affiora diffusamente su entrambi i versanti della catena peloritana.

Le calcareniti di Floresta corrispondono al Complesso Post-Sudliguride di OGNIBEN (1960), che incluse questi terreni nella successione calabride, considerando le “Argille scagliose antisicilidi” un'intercalazione per trasporto orogenico. L'Autore considerava questa formazione trasgressiva sulle AS, poi traslata con esse; ciò perché l'alto contenuto di clasti carbonatici sembrava legarla a un substrato diverso da quello cristallino calabride. Per CARBONE *et alii* (1993b) e LENTINI *et alii* (1995a), ciò non costituisce una prova dell'alloctonia delle calcareniti, e attribuiscono l'elevata frazione carbonatica della formazione all'erosione e risedimentazione di costruzioni organogene di mare basso.

Nei Monti Peloritani la formazione poggia in discordanza con giacitura *down lap* prevalentemente sulle AS (fig. 354), ma talora anche direttamente sul flysch di Capo d'Orlando e più raramente sul basamento. Al tetto delle calcareniti, in continuità di sedimentazione, è presente un intervallo di marne argillose medio-mioceniche, denominate “Marne di M. Pitò” (CARBONE *et alii*, 1993b).

3.6.1. - calcareniti di Floresta

La formazione è bene esposta nelle zone tra Montalbano d'Elicona e Basicò, a M. Bammina, e tra Furnari e Campogrande; caratteristica dal punto di vista morfologico è la “balza” di Castello di Margi, nel territorio di Castoreale (fig. 355).

È costituita in prevalenza da biocalcareni bianco-grigiastre a frammenti di alghe, briozoi, amfistegine, ostree, pettinidi e foraminiferi bentonici; sovente la frazione silicoclastica, ricca in quarzo, miche, feldspati e litici metamorfici, si presenta abbondante e si passa ad arcosi glauconitiche a cemento spatico in strati da 20 cm a 2 m, alternati a sottili livelli argillosi e/o marnosi. La stratificazione si presenta da piano parallela a debolmente incrociata (v. fig. 355); gli strati a granulometria più grossolana mostrano contatti erosionali alla base; talora si osservano corpi canalizzati e *slumps* (fig. 356).

CARBONE *et alii* (1993b), nelle diverse aree di affioramento dell'unità, riconoscono tre facies legate allo sviluppo di sistemi a *thrust*, nonché alle variazioni eustatiche. La prima è costituita da biocalcareni e da biolititi a briozoi e rodoliti di piattaforma carbonatica affioranti in lembi sparsi lungo la fascia peritirrenica da Patti fino a S. Pier Niceto (fig. 357); la seconda è rappresentata da calcareniti a stratificazione incrociata, diffusa nel versante settentrionale da Maraffino (a sud di Falcone) fino ai dintorni di Messina (v. fig. 355); la terza, molto più estesa tra Floresta e Novara di Sicilia, è caratterizzata da arenarie arcosiche in grossi banchi in giacitura *down lap*, che indicano una direzione di apporto dei sedimenti dai quadranti settentrionali



Fig. 354 - A Monte Polverello, ad est di Floresta, la successione affiorante è composta dal basso verso l'alto dal flysch di Capo d'Orlando (litofacies arenitica - OMar), dall'Unità Antisicilide (AS) e dalle calcareniti di Floresta (M). La colonna tettono-stratigrafica (a destra) è stata misurata a M. delle Cerase, a sud di Montalbano Elicona, dove M ha uno spessore di circa 50 m.

- At Monte Polverello, some kilometers east of Floresta village, the exposed succession is composed, from bottom to top, of the Capo d'Orlando Flysch (arenaceous lithofacies - OMar), the Antisicilide Unit (AS), and the Floresta Calcarenes (M). The tectono-stratigraphic column (to the right) has been measured at M. delle Cerase, south of Montalbano Elicona village, where the M thickness is about 50 m.



Fig. 355 - calcareniti di Floresta a stratificazione parallela o debolmente incrociata. Loc.: Castello di Margi, a SE di Castoreale.
- Floresta calcarenites with parallel stratification or slightly cross-stratified. Loc.: Castello di Margi, SE of Castoreale village.



Fig. 356 - Discordanza intraformazionale nelle calcareniti di Floresta. Loc.: Serra di Baratta a NE di Floresta.
- Angular unconformity in the Floresta calcarenites Fm. Loc.: Serra di Baratta, NE of Floresta village.

verso sud. Ciò ha consentito agli Autori citati di ricostruire, insieme ad una più precisa definizione del diacronismo delle facies, sia l'originaria architettura del paleoambiente, sia l'evoluzione tettonico-sedimentaria. Essi, infatti, ritengono che durante il Burdigaliano superiore si sia avuto lo sviluppo di *patch-reefs* testimoniati dai corpi biolititici, la facies a stratificazione incrociata, invece, disegna una fascia intermedia di raccordo tra i sedimenti di piattaforma e quelli pelagici. Questi ultimi sono rappresentati dall'intervallo marnoso presente alla base delle sequenze più meridionali e cioè originariamente più esterne, affioranti a Floresta, Basicò, Tripi. Nel Langhiano inferiore, per effetto di una caduta eustatica (*lowstand*), le facies biolititiche, localizzate nelle aree interne andarono in emersione

e i prodotti carbonatici derivanti dall'erosione, cannibalizzate insieme a quelli del substrato cristallino, diedero origine ai sedimenti clastico-organogeni particolarmente sviluppati nei settori meridionali.

Il limite superiore dell'unità, ove preservato dall'erosione, è graduale e continuo con le marne di M. Pitò. Lo spessore varia da qualche decina di metri fino a 200 m.

BONARDI *et alii* (1980) e CARMISCIANO *et alii* (1981b) assegnano la formazione al Langhiano. CARBONE *et alii* (1993b) segnalano nei livelli basali associazioni a *Globigerinoides trilobus*, *Paragloborotalia siakensis* e *P. acrostoma*, indicativi del Burdigaliano superiore; nei livelli alti associazioni faunistiche a *Globigerinoides irregularis*, *Praeorbulina glomerosa glomerosa* e *P. glomerosa circularis*, che assegnano un'età langhiana. Associazioni a nanofossili con *Helicosphaera carteri*, *H. ampliapertura*, *Sphenolithus belemnos* nei livelli basali, e con *S. heteromorphus* e *H. ampliapertura* in quelli medio-alti confermano l'attribuzione cronologica al Burdigaliano superiore-Langhiano *p.p.* (cfr. SERV. GEOL. D'It., 2008, 2010b, 2011a, 2013d).

3.6.2. - marne di M. Pitò

La formazione è rappresentata da un'alternanza pelitico-arenacea, costituita da marne, argille e arenarie fini a stratificazione sottile piano-parallela. Oltre che a M. Pitò (a sud di Basicò), buone esposizioni di tale unità si trovano a nord-ovest dello stesso abitato (fig. 358), dove al di sopra delle



Fig. 357 - Litofacies ad alghe e briozoi (a) delle calcareniti di Floresta, affioranti a T. Ferraggine a sud di S. Pier Niceto. b) particolare.
- *Litofacies with algae and bryozoa (a) of the Floresta calcarenites Fm., cropping out near T. Ferraggine south of S. Pier Niceto village. b) detail.*



Fig. 358 - marne di M. Pitò: intervallo medio-superiore dell'alternanza pelitico-arenacea in strati medio-sottili. Loc.: C.da Colla, a NO di Basicò.
- *M. Pitò marls, middle-upper interval of the pelitic-arenaceous lithofacies with middle-thin beds. Loc.: C.da Colla NW of Basicò village.*

arenarie fini ben cementate delle calcareniti di Floresta poggiano sabbie medio-fini spesse qualche metro e strati argillosi alternati a sottili livelli arenacei; seguono sabbie grossolane ed argille di colore grigio o bruno a volte con *slumps*. La porzione medio-alta della formazione invece è costituita da un'alternanza di arenarie giallo-brune, in strati medio-sottili, e di argille sabbiose di colore grigio, che passa negli ultimi metri ad un'alternanza di strati sottili di arenarie e argille. Lo spessore varia da pochi metri fino a 60 m.

Il contenuto faunistico, rappresentato da nanoflore a *Sphenolithus heteromorphus*, *Helicosphaera walbersdorfensis*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Discoaster musicus*, *D. moorei*, *D. variabilis* (LENTINI *et alii*, 2000; CARBONE *et alii*, 2011) e dai foraminiferi *Orbulina suturalis* e *O. universa* nella parte alta (CARBONE *et*

alii, 1993b) permettono di attribuire la formazione al Langhiano superiore-Serravalliano inferiore.

Le caratteristiche di facies e il contenuto microfaunistico a prevalenti associazioni planctoniche fanno assegnare questo deposito ad un ambiente marino distale, la cui maggiore batimetria, rispetto a quella di sedimentazione delle calcareniti di Floresta, è stata messa in relazione con una risalita eustatica durante il Langhiano (CARBONE *et alii*, 1993b; LENTINI *et alii*, 1995a).

3.7. – PRINCIPALI CARATTERI STRUTTURALI DELLE UNITÀ CALABRIDI IN SICILIA

La Sicilia nord-orientale costituisce la terminazione meridionale dell'Arco Calabro e rappresenta il settore che più di ogni altro nell'Isola ha sommato gli effetti di una tettonica polifasica intensa e prolungata. Tralasciando le fasi proterozoiche e varisiche, ampiamente trattate in precedenza all'interno della descrizione dei vari basamenti cristallini, quest'area reca testimonianze dello stadio balearico a partire dal passaggio Eocene superiore-Oligocene inferiore, durante il quale si verifica la messa in posto delle varie falde di basamento con i resti di coperture sedimentarie mesocenoiche. Dalla letteratura geologica appare già da tempo che l'edificio è composto da unità tettoniche dal grado metamorfico crescente verso gli orizzonti strutturali più alti, ma le osservazioni di terreno e le analisi stratigrafiche e petrografiche, oltre che riconoscere nove unità tettoniche sovrapposte, hanno messo in luce il differente significato geodinamico delle varie unità e la notevole complessità dell'edificio

stesso. Esso non sarebbe costituito da una semplice pila di unità di basamento con grado metamorfico regolarmente crescente verso l'alto, ma l'Unità dell'Aspromonte, al tetto della pila mostra in realtà una complicata storia tettono-metamorfica, che si differenzia notevolmente dalle unità epimetamorfiche più profonde.

Queste ultime (v. LENTINI, 1975) presentano coperture sedimentarie mesoceno-ozoiche, caratterizzate da una diversa evoluzione delle piattaforme carbonatiche liassiche verso depositi di *open-shelf* legati a *sea-mounts* (Unità di Capo S. Andrea e di S. Marco) ovvero verso bacini subsidenti più o meno profondi (Unità di Longi-Taormina) (LENTINI & VEZZANI, 1975, 1978). Ciò ha consentito di valutare, insieme alla geometria dei contatti di ricoprimento, l'entità dei raccorciamenti tra le varie falde e di non interpretarle come semplici sistemi di *thrust* ad alto angolo (v. BONARDI *et alii*, 2001). Le coperture sedimentarie non recano traccia di metamorfismo, ma mostrano comunque gli effetti di un'intensa deformazione connessa alla tettonica eo-oligocenica. Fa eccezione la copertura sedimentaria dell'Unità di Ali, caratterizzata da un blando metamorfismo "alpino" di anchizona. Ciò, assieme all'originaria posizione strutturale fra le unità dell'Aspromonte e di Mandanici, successivamente modificata da fenomeni di *breaching*, pone degli interrogativi che coinvolgono il ruolo delle due unità in un'eventuale fase orogenetica eo-alpina (v. Titolo III, Sottop. 3.3.4.).

L'impilamento delle falde ha prodotto nelle coperture sedimentarie dell'Unità Longi-Taormina ripetuti scollamenti, specialmente al contatto tra i carbonati di piattaforma e il "Medolo" e tra quest'ultimo e la "Scaglia" cretaco-eocenica. Frequenti sono i contatti di sovrapposizione della "Scaglia" cretaco-eocenica direttamente sul "Medolo" liassico, favoriti anche dal ridotto spessore dell'intervallo giurassico. A prima vista ciò induceva a riconoscere un *gap* erosivo per emersione, improbabile in successioni pelagiche, ovvero determinate da strutture distensive a basso angolo (MONTANARI, 1991). Su tali contatti spesso l'intervallo basale della "Scaglia" risulta già di età eocenica, per passare in alto ad intervalli cretaci ed eocenici irregolarmente ripetuti. Contatti "Scaglia" su "Medolo" sono riconoscibili lungo tutto il versante sinistro della bassa valle del F. Rosmarino come pure nel versante destro del V.ne Platana ad est di S. Marco d'Alunzio, caratterizzato da raddoppi della stessa Unità Longi-Taormina (fig. 359).

Alla luce delle accurate osservazioni sul terreno i numerosi e ripetuti blocchi carbonatici inclusi nella "Scaglia", che gli autori francesi consideravano dei "*klippes sédimentaires*", vanno interpretati come "trucioli" tettonici, legati alle superfici di

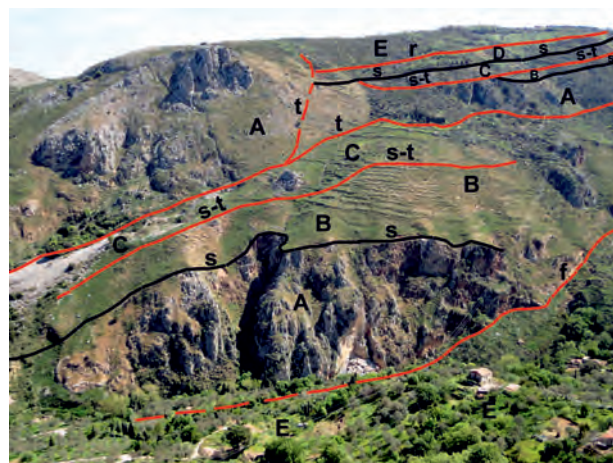


Fig. 359 - Sul versante destro del V.ne Platana ad est di S. Marco d'Alunzio affiora la copertura sedimentaria dell'Unità Longi-Taormina raddoppiata per effetto di un *thrust* a basso angolo (t). La successione è composta da calcari di piattaforma del Lias inferiore (A), che passano in alto al "Medolo" del Lias medio-inferiore (B). Su quest'ultimo poggia direttamente la "Scaglia" (C) con un contatto originariamente stratigrafico modificato da uno scollamento (s-t). Nella sottounità superiore la "Scaglia" passa gradualmente al flysch di Frazzanò (D), ricoperto tettonicamente (r) dalle epimetamorfite (E) dell'Unità di S. Marco d'Alunzio. Queste ultime sono ribassate da una faglia (f) orientata NO-SE.

- On the right side of the V.ne Platana east of S. Marco d'Alunzio crops out the sedimentary cover of the Longi-Taormina Unit doubled by a low angle thrust (t). The sequence is composed of Lower Lias platform limestones (A), which upgrades to "Medolo" Middle-Lower Lias in age (B). The latter directly lies below the "Scaglia" (C) with an originally stratigraphic contact modified by a detachment (s-t). In the upper subunit the "Scaglia" gradually passes to the Frazzanò Flysch (D), tectonically covered (r) by epimetamorfites (E) of the S. Marco d'Alunzio Unit. The latter are downfaulted by a NW-SE oriented fault (f).

scollamento all'interno della "Scaglia" stessa. Ciò viene confermato dalle ripetizioni sopra descritte, documentate dalle analisi micropaleontologiche.

Raddoppi all'interno della stessa unità tettonica possono creare notevoli problemi di interpretazione, per risolvere i quali risulta estremamente preziosa l'analisi delle facies mesozoiche. Talora, come a SO di Frazzanò, affiorano termini alti della successione di Longi e di metamorfite dell'Unità di S. Marco, alternati per effetto di sistemi di *thrust* che sono originati dal *breaching* dell'edificio calabro-peloritano.

Il *breaching* consiste nella formazione di faglie inverse ad alto angolo, talora radicate nel contatto di ricoprimento dell'edificio calabro-peloritano sulla Catena Appenninico-Maghrebide, e ha come effetto di tagliare i contatti tettonici originari, producendo spesso un'inversione della posizione strutturale. In genere la vergenza è a SE e si riconoscono anche le rampe laterali, con diversa entità dei rigetti. Un esempio è dato dal versante SO di Pizzo Risigna (zona S. Basilio), in cui la successione delle Rocche Rosse (v. fig. 307a-b) è ribassata verso la F.ra di S. Basilio, dove affiorano il flysch di Frazzanò, le metamorfite con i blocchi di calcari liassici dell'Unità di S. Marco e, discordante, il conglomerato del flysch di Capo d'Orlando (v. fig. 294).

Tuttavia, se l'inversione è abbastanza riconoscibile laddove i terreni coinvolti sono quelli della copertura sedimentaria, più complicato appare nel caso in cui sono presenti soltanto i basamenti metamorfici. Se da un canto i rapporti originari di sovrapposizione tettonica sono ben riconoscibili (figg. 360, 361), non altrettanto avviene nel caso in cui questi sono modificati da strutture secondarie e, in assenza di coperture sedimentarie, l'interpretazione è affidata all'analisi dettagliata dei caratteri petrologici accompagnata da rilevamenti sul terreno.

Un tipico esempio è dato da Pizzo di Sughero (v. fig. 336) dove l'Unità del Mela, ben riconoscibile anche per i notevoli volumi di marmi, si accavalla sugli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte mediante un *thrust* ad alto angolo, invertendo così i rapporti geometrici originari.

Un ulteriore esempio è quello del versante meridionale di Pizzo Polo (Montagna di Vernà), dove



Fig. 360 - Contatto di ricoprimento dell'Unità di Mandanici (A) sull'Unità di Fondachelli-Novara (B) affiorante a NE di Pagliara (versante ionico).
- *Overtbrust of Mandanici Unit (A) on Fondachelli-Novara Unit (B) cropping out NE of Pagliara (Ionian side).*



Fig. 361 - Gli gneiss occhiadini (A) della zona di Tripi e Casale ricoprono tettonicamente l'Unità di Piraino (B). Loc.: confluenza del T. di Tripi con il T. di Novara (Valle del T. Mazzarrà).
- *The augen gneiss (A) of the Tripi and Casale area tectonically lies over the Piraino Unit (B). Loc.: confluence of T. Tripi with T. Novara (Mazzarrà Valley).*

gli gneiss occhiadini dell'Unità dell'Aspromonte ricoprono direttamente le metamorfite (m3) dell'Unità di S. Marco, a loro volta in accavallamento sull'Unità di Fondachelli (fig. 362). Tutta la valle del T. Fantina è caratterizzata dalla sovrapposizione delle filladi dell'Unità di Mandanici sull'Unità di Fondachelli-Novara e di questa sul basamento dell'Unità di S. Marco (m3), ma a volte come in tutta l'area di Antillo le reciproche posizioni si invertono per effetto dei *thrust* espressione di un generale *breaching*, che ha ritagliato i precedenti contatti di ricoprimento tra le falde.

Anche il flysch di Capo d'Orlando risulta coinvolto da faglie inverse e ciò è riconoscibile perché occupa delle depressioni o delle selle e non posizioni sommitali come a M. Pomara sul versante destro del T. Floripotema. Talvolta, come a Piano di Palitti (fig. 363), il flysch si accavalla sulle stesse Argille Scagliose dei Monti Peloritani.

Un elemento importante per la ricostruzione dell'evoluzione geodinamica dell'intero orogene è l'età della sovrapposizione della Catena Calabride su quella Appenninico-Maghrebide. Il relativo ricoprimento tettonico affiora lungo un allineamento che da S. Fratello (sulla costa tirrenica) raggiunge con direzione SE la zona di Giardini-Naxos (sulla costa ionica). Per lungo tempo la letteratura geologica ha attribuito a tale allineamento un significato di struttura trascorrente con il termine di Linea di Taormina. I dati osservabili sul terreno ed espressi in numerose carte geologiche



Fig. 362 - Gli gneiss occhiadini (Unità dell'Aspromonte) (A) ricoprono direttamente (r) le metamorfite dell'Unità di S. Marco d'Alunzio (B), che a loro volta poggiano per effetto di un *thrust* (t) sopra il basamento dell'Unità Fondachelli-Novara (C) in contatto di ricoprimento originario (r) sul basamento dell'Unità di S. Marco d'Alunzio (B). (t) rappresenta un esempio di *breaching* dell'intero edificio. Loc.: versante meridionale di Pizzo Polo ad est di Fondachelli-Fantina.

- *The augen gneiss (Aspromonte Unit) (A) directly lies (r) over metamorphics of the S. Marco d'Alunzio Unit (B), which in turn overtbrusts the basement of Fondachelli-Novara Unit (C), originally lying over the basement of the S. Marco d'Alunzio Unit (B). (t) represents a breaching of the whole edifice. Loc.: southern slope of Pizzo Polo east of Fondachelli-Fantina village.*



Fig. 363 – A Piano di Palitti, versante in destra del T. Floripotema, il flysch di Capo d'Orlando di Serra Franco (A) si accavalla sulle alloctone argille scagliose dei Monti Peloritani (B), in precedenza sovrascorse su di esso. L'Unità del Mela di Rocca del Campo (C), caratterizzata da grandi volumi di marmi (C_1), è ribassata da faglie più recenti (f); t = thrust.

- At Piano di Palitti, right side of T. Floripotema the Capo d'Orlando Flysch of Serra Franco (A) thrusts over the Argille Scagliose dei Monti Peloritani (B), previously travelled onto the flysch. The Mela Unit of Rocca del Campo (C), characterized by large volumes of marbles (C_1), is downfaulted by recent structures (f). t = thrust.

chiariscono invece che si tratta di un fronte di ricoprimento sub-orizzontale, mediante il quale le Unità Calabridi si sovrappongono su quelle appenninico-maghrebidi e che il sistema trascorrente è espresso da set di faglie prevalentemente orientate NO-SE, obliquo e trascorrente destro (Sistema Sud-Tirrenico), che taglia ambedue le catene già fra di loro sovrapposte.

La sovrapposizione tettonica dell'intero edificio calabride su unità ascrivibili alla Catena Appenninico-Maghrebide è testimoniata dai rapporti visibili al fronte di ricoprimento e confermata da varie finestre tettoniche, all'interno delle quali affiorano il flysch di M. Soro e le "Argille scagliose superiori". Sono note le finestre ubicate all'interno della Fiumara di Longi (v. CARBONE *et alii*, 1998) e quelle riconoscibili più a nord nei pressi di Piano Scodoni (ad est di Torrenova) nei pressi della costa tirrenica. In particolare queste ultime indicano l'estensione del ricoprimento e la geometria sub-orizzontale del contatto. I rilevamenti dell'area di Longi dimostrano che le unità calabridi più profonde poggiano sul substrato maghrebide mediante termini differenti, cioè con il Verrucano o direttamente con i calcari neri liassici (v. fig. 294). In particolare al fronte in corrispondenza dei *klippen* di M. Furci e Pizzo Mueli, rispettivamente ad ovest e a SE di Alcara Li Fusi, sono i termini alti dell'Unità Longi-Taormina,

e cioè Biancone, "Scaglia" e flysch di Frazzanò, insieme con *klippen* dell'Unità di S. Marco che poggiano direttamente sulle Unità Sicilidi.

I rapporti sul fronte Calabride assumono notevole importanza per definire età e modalità del ricoprimento sulle Maghrebidi. In particolare il flysch di Capo d'Orlando, che nelle aree interne dei Monti Peloritani sutura i contatti tra le unità tettoniche, e cioè post-data con l'Oligocene superiore la costruzione dell'intero edificio, al fronte sembrerebbe in taluni casi suturare anche i contatti fra le due catene. È noto l'affioramento isolato di Poggio Pracino a sud di Alcara Li Fusi, costituito da conglomerato del medesimo flysch poggiante sulle Argille Scagliose Superiori, ma non è chiaro se il contatto di base va interpretato come stratigrafico o come *klippen*. Inoltre l'appoggio delle Unità Calabridi su termini cretacici non può essere indicativo dell'età del ricoprimento sicuramente più recente; ciò porta ad ammettere estesi fenomeni di scollamento degli intervalli terziari delle Unità Sicilidi. Nel profilo schematico Alcara Li Fusi-Poggio Pracino (fig. 364) vengono messi in evidenza i presumibili volumi di terreni calabridi asportati dall'erosione e la generazione dei *thrust* t_2 , responsabili delle duplicazioni tardive delle coltri calabridi. Lungo il contatto principale tra le due catene, comunque deve essersi verificato un gene-

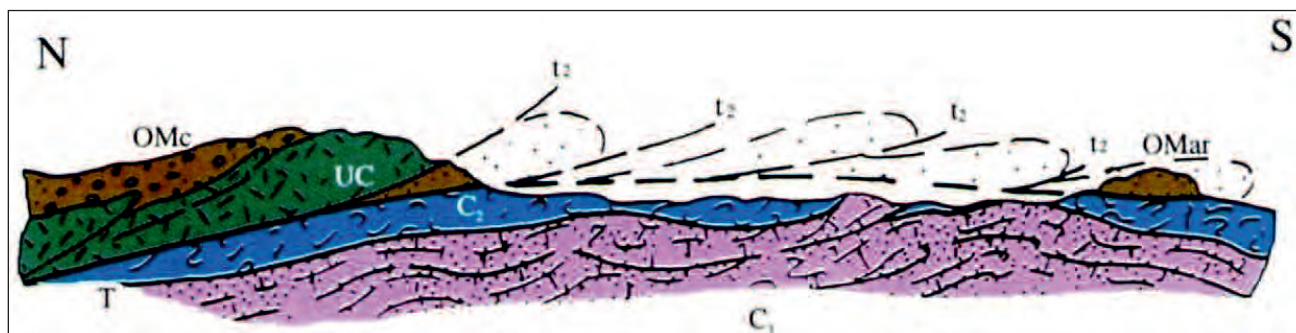


Fig. 364 - Profilo schematico Alcara Li Fusi – Poggio Pracino. C₁ – Flysch di M. Soro; C₂ – Unità delle Argille Scagliose Superiori; UC – Unità Calabridi; Flysch di Capo d'Orlando: OMc - facies conglomeratica, OMar - facies arenaceo-argillosa; T – contatti di ricoprimento tra le Unità Sicilidi; t₂ - thrust secondari ad alto angolo (da LENTINI *et alii*, 2000, reinterpretato).

- Schematic section Alcara Li Fusi - Poggio Pracino. C₁ - M. Soro Flysch; C₂ - Argille Scagliose Superiori Unit; UC - Calabride Units; Capo d'Orlando Flysch: OMc - conglomerate facies, OMar - arenaceous-argillaceous facies; T - overthrust between Sicilide Units; t₂ - minor high angle thrust (after LENTINI *et alii*, 2000, reinterpreted).

rale scollamento di termini terziari. Per determinare l'età del ricoprimento quindi si deve ricorrere ai rapporti con il flysch di Capo d'Orlando e definire se quest'ultimo post-data o meno il ricoprimento stesso.

Fondamentali risultano i rapporti osservabili nell'area tra Roccella Valdemone e Malvagna e quelli affioranti nella zona di Piedimonte. Nella prima le Unità Calabridi sono costituite da blocchi dell'Unità di Longi-Taormina, dati da litotipi della piattaforma carbonatica liassica passanti in alto al "Medolo" e ricoperti in discordanza da notevoli spessori del conglomerato del flysch di Capo d'Or-

lando. Il tutto poggia in ricoprimento sul flysch di M. Soro e sulle Argille scagliose superiori (fig. 365) e rappresenta il fronte delle Unità Calabridi. Più a sud cioè verso l'esterno, la copertura terrigena del flysch di Capo d'Orlando è rappresentata dalla facies arenaceo-argillosa e poggia in discordanza sulle Unità Appenninico-Maghrebidi, dando così l'idea di "suture" il contatto fra le due catene. Il quadro è reso più complicato da contatti tettonici tardivi.

Estendendo le osservazioni ad una più vasta area è possibile ricostruire i rapporti geometrici, resi più complessi dalla presenza di *thrust* ad alto angolo, che ritagliano i vecchi contatti di ricoprimento (fig. 366).

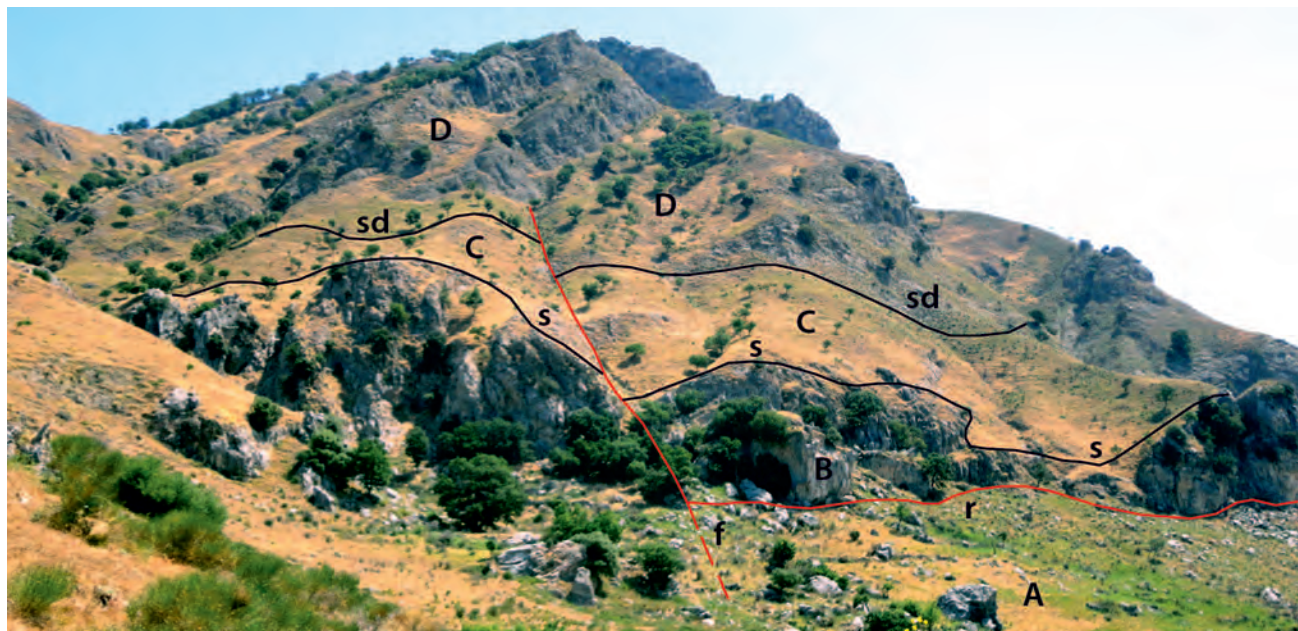


Fig. 365 – Tra i paesi di Roccella Valdemone e Malvagna il fronte delle Unità Calabridi poggia sull'Unità delle Argille Scagliose Superiori (A) ed è formato da blocchi di calcari di piattaforma del Lias inferiore (B), passanti verso l'alto al "Medolo" (C). Su tale successione, appartenente all'Unità di Longi-Taormina, poggia in discordanza un potente spessore di conglomerati riferibili alla base del flysch di Capo d'Orlando (D). r – ricoprimento tettonico; s – contatto stratigrafico concordante; sd – discordanza; f – faglia.

- Between the Roccella Valdemone and Malvagna villages the frontal wedge of the Calabride Units lies over the Argille Scagliose Superiori Unit (A) and it is composed of Early Liassic platform limestones (B), which pass upwards to "Medolo" (C). On this succession, belonging to the Longi-Taormina Unit, unconformably lies a thick interval of conglomerate, referred to the basal horizon of the Capo d'Orlando Flysch (D). r - overthrust; conformable stratigraphic boundary; sd - unconformity; f - fault.

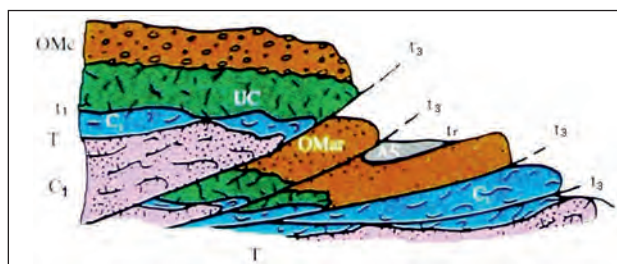


Fig. 366 – Profilo schematico dell'area di Roccella Valdemone. C₁ – Flysch di M. Soro; C₂ – Unità delle Argille Scagliose Superiori; UC – Unità Calabridi; Flysch di Capo d'Orlando: OMc – facies conglomeratica, OMar – facies arenaceo-argillosa; T – contatto di ricoprimento tra le Unità Sicilidi (C₂/C₁); t₁ – contatto di ricoprimento tra le Unità Calabridi e le Argille Scagliose Superiori sicilidi; t₃ – *thrust* “fuori sequenza”; t₄ – contatto di ricoprimento delle Argille Scagliose dei Monti Peloritani (AS) al tetto del Flysch di Capo d'Orlando (da LENTINI *et alii*, 2000, reinterpretato).

- Schematic section of the Roccella Valdemare area. C_1 - M. Soro Flysch; C_2 - Argille Scagliose Superiori Unit; UC - Calabride Units; Capo d'Orlando Flysch: OMc - conglomerate facies, OMar - arenaceous-argillaceous facies; T - overthrust between *Sialidine* Units; t_3 - thrust out of sequence; t_r - overthrust of the "Argille Scagliose dei Monti Peloritani" (AS) at the top of the Capo d'Orlando Flysch (after LENTINI *et alii*, 2000, reinterpretated).

Nella zona di Piedimonte tra il fronte delle Unità Calabridi e le Unità Appenninico-Maghrebidi (queste ultime rappresentate da Unità Sicilidi) si interpone un cuneo clastico costituito dalla formazione di Piedimonte di età Oligocene inferiore (v. Titolo III, Sottop. 2.3.5.), ricoperto in discordanza dal flysch di Capo d'Orlando, che sutura i contatti tra le due catene. Pertanto l'età del ricoprimento principale si colloca tra l'Oligocene inferiore e l'Oligocene superiore. Ulteriori duplicazioni e *thrust* “fuori sequenza” sono imputabili a fasi tettoniche tardive (fig. 367), legate al trasporto passivo al tetto della Catena Appenninico-Maghrebide, assieme alle quali

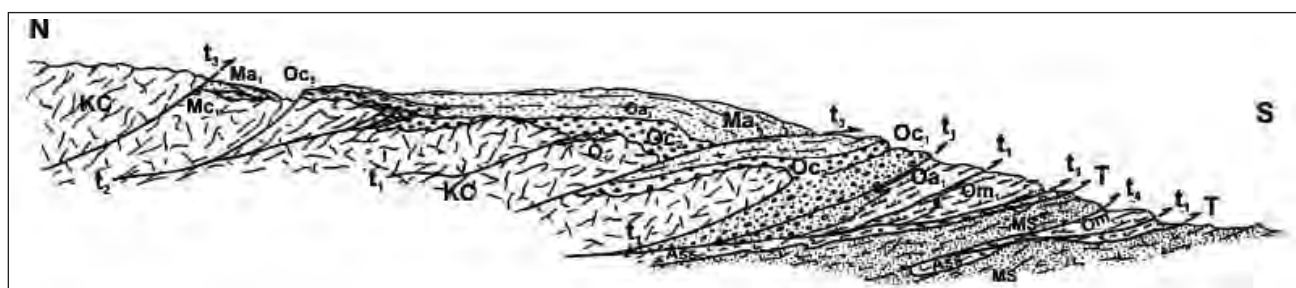


Fig. 367 – Ricostruzione schematica complessiva dei rapporti tra le Unità Calabride e quelle Appenninico-Maghrebide (da LENTINI *et alii*, 2000). È riconoscibile una tettonica polifasica contrassegnata da più generazioni di *thrust*, che permette di ricostruire la progressiva saldatura tra dominio calabride e unità interne del dominio appenninico-maghrebide. Legenda: MS – Unità di M. Soro; Ass – Argille Scagliose Superiori; Formazione di Piedimonte (Oligocene inf.); Om₁ – facies marnosa; Oa₁ – facies arenacea; Oc₁ – facies conglomeratica; KC – Unità Calabridi; O₁ – Conglomerato Rosso (Oligocene inf.); Flysch di Capo d'Orlando: Oc₂ – facies conglomeratica (Chattiano inf.), Oa₃ – facies arenacea (Chattiano sup.), Oc₃ – facies conglomeratica (Chattiano sup.), Ma₁ – facies arenacea (Miocene inf.), Mc₁ – facies conglomeratica (Miocene inf.); t₁ e t₂ – duplicazioni all'interno dell'edificio calabride e al cuneo frontale (Oligocene inf.); T – ricoprimento principale delle Unità Calabridi (passaggio Oligocene inf.–Oligocene sup.); t₃ – *thrust* “fuori sequenza” generati dalla definitiva messa in posto delle Unità Calabridi (Miocene inf.); t₄ – *thrust* “fuori sequenza” nelle Unità Appenninico-Maghrebide.

- Schematic reconstruction of the overall relationship between the Calabride Units and the Apenninic-Maghrebian units (after LENTINI *et alii*, 2000). You recognize a polyphase tectonics marked by several generations of thrust, which allows us to reconstruct the progressive sealing between calabride domain and the innermost units of the Apenninic-Maghrebian domain. Legend: MS – M. Soro Units; Ass – Argille Scagliose Superiori; Piedimonte Formation (Early Oligocene) Om₁ – marly facies; Oa₁ – arenaceous facies; Oc₁ – conglomerate facies; KC – Calabride Units; O₁ – Red Conglomerate (Early Oligocene); Capo d'Orlando Flysch: Oc₂ – conglomerate facies (Early Chattian), Oa₃ – arenaceous facies (Late Chattian), Oc₃ – conglomerate facies (Late Chattian), Ma₁ – arenaceous facies (Early Miocene), Mc₁ – conglomerate facies (Early Miocene); t₁ and t₂ – duplications within the Calabride edifice and at the frontal wedge (Early Oligocene); T – main overthrust of the Calabride Units (Early Oligocene – Late Oligocene boundary); t₃ – out of sequence thrust generated by the final overthrusting of the Calabride Units (Early Miocene); t₄ – out of sequence thrust within the Apenninian-Maghrebian Units.

l'edificio calabride è stato interessato da sistemi di faglie in gran parte connesse all'apertura del Bacino Tirrenico (v. oltre Titolo V - Tettonica).