

CAPITOLO 1

Inquadramento geologico-regionale

1.1. Introduzione:

L'area di studio del presente lavoro è localizzata in Calabria nord-occidentale e rientra nella media Valle del Fiume Crati.

La Valle del Fiume Crati occupa la porzione meridionale del Bacino del Crati, un bacino estensionale intermontano di età plio-quadernaria, situato nel settore settentrionale dell'Arco Calabro (figura 1.1); in particolare, essa è delimitata da faglie normali ad andamento N-S (Tortorici *et alii*, 1995) e si sviluppa in direzione meridiana tra le due principali catene montuose dell'Arco Calabro Settentrionale (Tortorici, 1982), ovvero il Massiccio della Sila ad est e la Catena Costiera ad ovest, con quest'ultima che ne costituisce anche il limite meridionale.

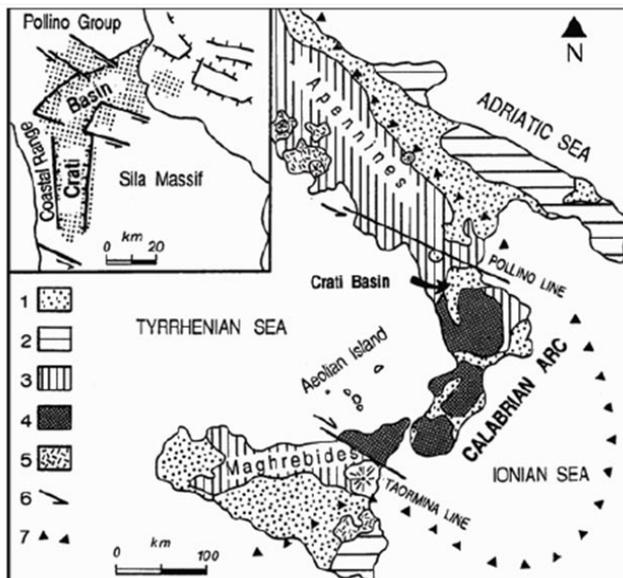


Figura 1.1: Ubicazione dell'area di studio nel segmento Calabro-Peloritano. Caratteri geologici principali nel settore dell'orogene Appennino-Maghrebide: 1. Sedimenti del Pliocene-Olocene; 2. Avampaese; 3. Orogeno Appennino-Maghrebide; 4. Basamento cristallino; 5. Rocce vulcaniche; 6. Faglie; 7. Fronte di *thrust* (da Colella, 1988).

L'Arco Calabro, di natura prevalentemente cristallina, consiste in una catena a falde di ricoprimento a doppia vergenza, rispettivamente, africana ed europea (Amodio-Morelli *et alii*, 1976; Scandone 1979; Bonardi *et alii*, 1982; Tortorici, 1982); in letteratura sono presenti numerosi modelli, alcuni contrastanti, che ne delineano l'evoluzione geodinamica.

Secondo alcuni, esso rappresenta un frammento del margine continentale africano, deformatosi durante il Cretaceo-Paleogene a formare con le falde di derivazione oceanica una catena Eo-Alpina ed Europa-vergente, sovrascorsa sulla Catena Appenninica nel Miocene inferiore (Haccard *et alii*, 1972; Alvarez, 1976; Grandjacquet & Mascle, 1978; Amodio-Morelli *et alii*, Scandone, 1976; Bonardi *et alii*, 1993).

Secondo altri modelli esso rappresenta un frammento del margine continentale europeo, strutturatosi nel Paleogene con le falde ofiolitiche a formare una catena a vergenza africana, sovrascorsa nel Miocene sul margine continentale africano (Ogniben ,1969, 1973; Bouillin, 1984; Bouillin *et alii*, 1986; Dietrich, 1988; Dewey *et alii*, 1989; Thomson, 1998).

Altri ancora ipotizzano l'esistenza di un micro continente localizzato tra le due placche europea ed africana (Guerrera *et alii*, 1993; Bonardi *et alii*, 1996; Cello *et alii*, 1996; Critelli & Le Pera, 1998).

In ogni modo, gli autori sono concordi nel ritenere che la genesi dell'Arco Calabro Peloritano, che ha caratterizzato l'evoluzione del Mediterraneo centrale durante le fasi pre-oligoceniche, sia legata ad un movimento di tipo compressivo verso SE che, durante l'Oligocene-Miocene Inferiore, ha determinato il sovrascorrimento delle unità

cristalline calabridi sulle unità sedimentarie dell'avampaese della placca africana e del suo promontorio apulo (Haccard *et alii*, 1972; Alvarez, 1976; Amodio-Moirelli *et alii*, 1976; Tortorici, 1982; Bonardi *et alii*, 2001).

La storia evolutiva post-oligocenica dell'Arco Calabro Peloritano è caratterizzata da una tettonica essenzialmente di tipo estensionale, che ha contribuito all'attuale conformazione e disposizione delle unità tettono-stratigrafiche dell'orogene, determinando, inoltre, l'apertura del Bacino di retro-arco Tirrenico (Malinverno & Ryan, 1986, Dewey *et alii*, 1989; Decandia *et alii*, 1988) (figura 1.2).

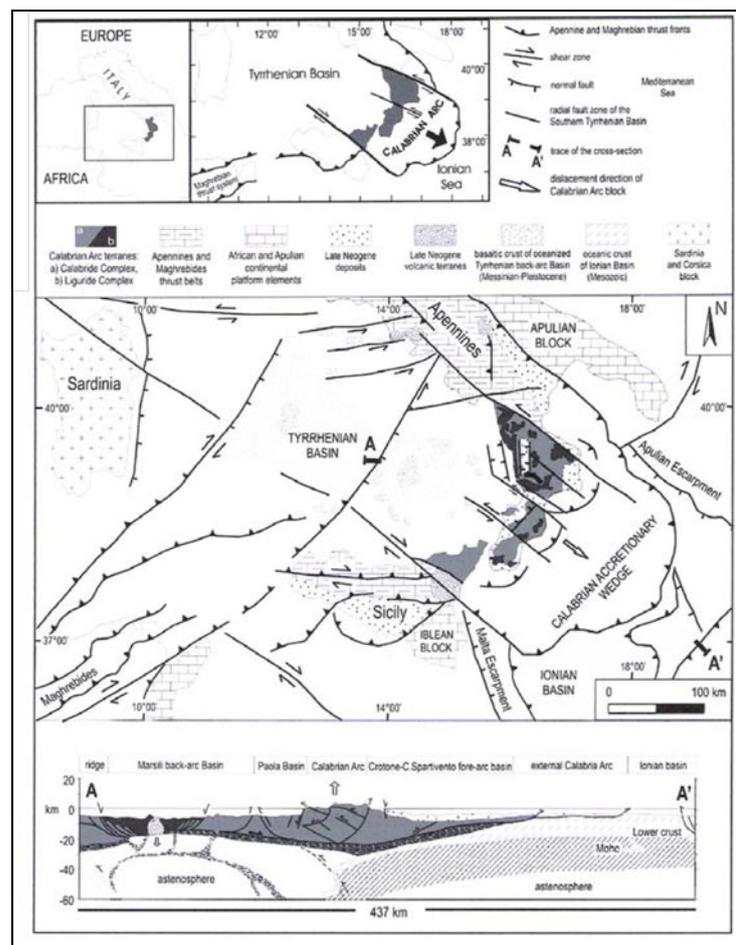


Figura 1.2: Mappa geologica schematica dell'area del Mediterraneo Centrale (da Tansi *et alii*, 2007).

A partire dal Miocene Medio, l'evoluzione geodinamica dell'orogene calabro è governata da una tettonica prevalentemente trascorrente (Van Dijk *et alii*, 2000), legata alla progressiva migrazione dell'Arco Calabro verso SE, lungo sistemi di faglia a carattere regionale orientati NO-SE e ONO-ESE, caratterizzati da movimenti a trascorrenza sinistra e destra, rispettivamente, nel settore settentrionale e meridionale (Ghisetti & Vezzani, 1981; Rehault *et alii*, 1987; Turco *et alii*, 1990; Knott & Turco, 1991; Monaco & Tansi, 1992; Catalano *et alii*, 1993; Critelli, 1999; Tansi *et alii*, 2007). Durante il Neogene-Quaternario, infatti, l'individuazione di zone di taglio crostali, con aree in transtensione e transpressione, determina la dislocazione della catena a falde dell'Arco Calabro Peloritano e condiziona l'apertura e l'evoluzione dei bacini neogenici peritirrenici, tra cui il Bacino del Crati, determinando l'estrusione tettonica delle unità più profonde della catena (Tansi *et alii*, 2007).

Sistemi trascorrenti trasversali sono descritti da Turco *et alii* (1990) in tutto l'Appennino meridionale, mentre Van Dijk *et alii* (2000), sulla base di studi strutturali, unitamente a dati sismici e di pozzi, e recentemente Tansi *et alii* (2007), definiscono in maniera più approfondita la geometria e la cronologia delle zone di taglio.

A partire dal Pleistocene Medio, movimenti estensionali sono indotti da un generale sollevamento della catena (Cello *et alii*, 1982; Gasparini *et alii*, 1982; Tortorici *et alii*, 1995; Tansi *et alii*, 2007), probabilmente legato al riequilibrio isostatico prodotto dall'arretramento dello *slab* ionico (Tortorici *et alii*, 1995; Monaco *et alii*, 1996); l'intenso sollevamento tettonico è testimoniato dallo sviluppo di numerosi

terrazzi marini, lungo la costa tirrenica calabra (Carobene & Dai Pra, 1990; Westaway, 1993).

1.2. Assetto geologico del settore settentrionale dell'Arco Calabro:

Seguendo la distinzione introdotta da Bonardi *et alii* (1980) e di seguito ripresa da Tortorici (1982) e Boccaletti *et alii* (1984), l'Arco Calabro Peloritano viene suddiviso in due settori, uno settentrionale e l'altro meridionale, sulla base di un differente assetto delle unità tettono-stratigrafiche che li caratterizzano; i due settori sono separati da un lineamento tettonico, ubicato in corrispondenza della stretta di Catanzaro, a cui viene dato il ruolo di svincolo geodinamico dei due settori crostali (figura 1.3).

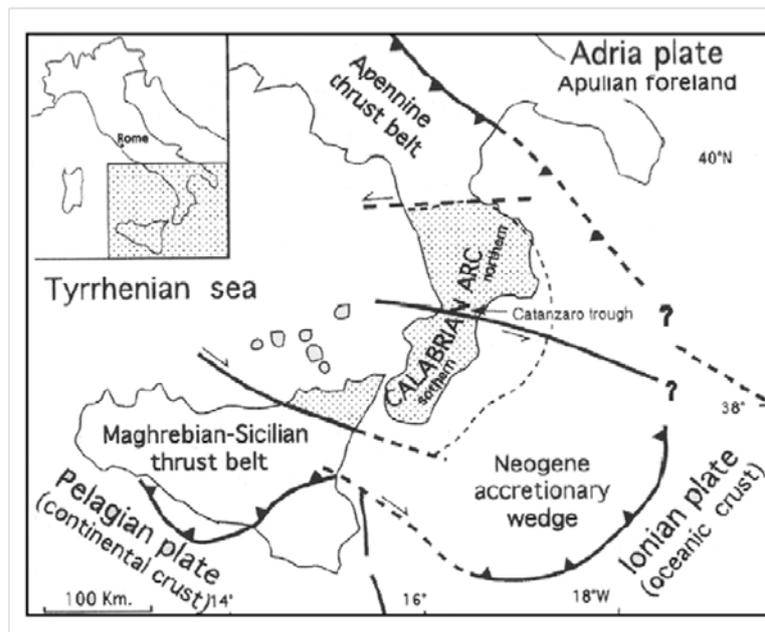


Figura 1.3: Arco Calabro Peloritano (da Tortorici, 1982).

Il settore settentrionale, che si estende a nord dell'allineamento Capo Vaticano-Valle del Mesima-Soverato (Bonardi *et alii*, 1980) è

caratterizzato dalla presenza di due catene montuose principali, la Sila e la Catena Costiera, separate dalla Valle del Fiume Crati; mentre, il settore meridionale è caratterizzato dalla presenza del Massiccio delle Serre, dell'Aspromonte e dei Monti Peloritani nell'estremità nord-orientale della Sicilia.

L'edificio a falde dell'Arco Calabro Settentrionale è stato suddiviso in tre elementi tettonostratigrafici principali, in cui sono state distinte differenti unità tettano-metamorfiche (Ogniben, 1973; Tortorici, 1982; Messina *et alii*, 1994; Amodio-Morelli *et alii*, 1976); tali elementi tettono-stratigrafici sono il Complesso delle Unità Appenniniche, il Complesso Liguride ed il Complesso Calabride (figura 1.4).

COMPLESSO CALABRIDE	Unità di Longobucco Unità di Monte gariglione Unità di Polia Copanello		Unità della Sila
	Unità di Castagna		
COMPLESSO LIGURIDE	Unità Ofolitica Superiore	Unità di Bagni (?) Unità di Malvito Unità di Gimigliano-Monte Reventino	
	Unità Ofolitica Inferiore	Unità di Diamante Terranova Unità del Frido	
COMPLESSO DELLE UNITA' APPENNINICHE	Unità di San Donato Unità di Verbicaro Sequenza tipo Monte Cocuzzo		

Figura 1.4: Schema dei rapporti strutturali tra le unità tettoniche dell'Arco Calabro (da Ogniben, 1973).

Di queste, il Complesso Calabride occupa la posizione geometricamente più elevata ed è costituito da rocce di basamento continentale di età

pre-mesozoica e di una copertura sedimentaria di età meso-cenozoica; la posizione geometricamente intermedia è occupata dalle falde ofiolitiche del Complesso Liguride; infine, le falde carbonatiche del Complesso delle Unità Appenniniche occupano la posizione basale.

Il **Complesso Calabride** comprende, dal basso verso l'alto, due diverse unità tettono-stratigrafiche:

- l'Unità di Bagni: rappresenta l'unità paleozoica di derivazione continentale originariamente più superficiale; affiora diffusamente nell'alta Valle del Fiume Crati, in Catena Costiera, in Sila Piccola e subordinatamente in Sila Grande e comprende essenzialmente rocce metamorfiche di basso grado in *facies* di scisti verdi, quali filladi e quarziti filladiche, porfiroidi, micascisti e rare anfiboliti.
- l'Unità di Castagna: affiora lungo il versante meridionale del Massiccio della Sila ed in Catena Costiera; è caratterizzata da rocce metamorfiche di medio-alto grado in *facies* da scisti verdi ad anfibolitica, prevalentemente da paragneiss, gneiss occhialini e subordinatamente da anfiboliti e marmi.

Il **Complesso Liguride**, suddiviso in due unità, affiora unicamente nel settore settentrionale dell'ACP ed è costituito da sequenze piuttosto continue di crosta oceanica e relativa copertura sedimentaria, che rappresentano lembi dell'oceano tetideo preservati durante l'orogenesi alpina.

In particolare, l'Unità Ofiolitica Superiore (Unità di Gimigliano-Monte Reventino e Unità di Malvito) è caratterizzata da serpentiniti, metabasalti con *pillow* localmente ben preservati, metagabbri e

subordinatamente da metapeliti, metaradiolariti e metacalcari di età Giurassico Superiore- Cretaceo (Amodio-Morelli *et alii*, 1976); mentre l'Unità Ofiolitica Inferiore (Unità di Diamante Terranova e Unità del Frido) è caratterizzata da metabasalti e calcescisti del Cretaceo Inferiore (Lanzafame & Zuffa, 1976).

Le unità appartenenti al **Complesso delle Falde Appenniniche** si ritrovano unicamente lungo il margine occidentale della Valle del Crati ed affiorano in finestre tettoniche lungo la Catena Costiera; in particolare, nel settore settentrionale affiorano estesamente metapeliti e metacarbonati triassici appartenenti all'Unità di Lungro-Verbicaro (Iannace *et alii*, 2005), mentre nel settore meridionale, carbonati meso-cenozoici e dolomie triassiche appartenenti all'Unità di Monte Cocuzzo (Van Dijk *et alii*, 2000), correlabili con i termini carbonatici dell'Unità di San Donato-Campotenese (*sensu* Bousquet e Doubois, 1967; Bousquet & Gradjacquet, 1969).

Infine, sulle rocce cristalline dell'ACP poggia, trasgressivo, un "Complesso Post-Orogeno" (Ogniben, 1973) di età compresa tra il Miocene Superiore e l'Olocene rappresentato dal riempimento dei bacini Neogenico-Quaternari (Di Nocera *et alii*, 1974; Romeo & Tortorici, 1980; Colella, 1995; Muto & Perri, 2002).

Per quanto concerne la Valle del Crati, tali depositi affiorano prevalentemente lungo l'asse e lungo i fianchi della Catena Costiera, in quanto è assente nei termini mio-pliocenici lungo il margine orientale del bacino ad eccezione di una piccola zona a nord di Bisignano.

Il "Complesso Post-Orogeno" inizia con una successione serravalliano-tortoniana, costituita alla base da conglomerati, arenarie e calcari

arenacei e argille marnoso-siltose grigie (Lanzafame & Zuffa, 1976); segue una successione messiniana, trasgressiva sul substrato, rappresentata da conglomerati, marne calcaree-siltose e gessi, argille marnose con intercalazioni di gessareniti e arenarie.

Sui depositi miocenici, ma anche sui termini cristallini, poggia una successione pliocenica, presente solo sul margine orientale della Catena Costiera. Essa è costituita da conglomerati e argille marnose grigio-azzurre, sulle quali poggiano i depositi pleistocenici, costituiti prevalentemente da sabbie e arenarie, argille marnoso-siltose azzurre, sabbie e ghiaie; la successione plio-pleistocenica trasgredisce in maniera diacrona verso est, con i depositi del Pleistocene inferiore che, lungo il margine silano della Valle del Crati, poggiano direttamente sul basamento cristallino (Lanzafame & Zuffa, 1976).

1.3. Bacino del Crati:

La Media Valle del Fiume Crati occupa la porzione meridionale del Bacino del Crati; quest'ultimo viene considerato un bacino estensionale di età Plio-Olocenica, localizzato nel settore nord-occidentale dell'ACP. Il bacino è delimitato a nord dal gruppo montuoso del Pollino, ad ovest dalla Catena Costiera, mentre ad est è bordato dal Massiccio della Sila.

Il Bacino del Crati nella sua porzione meridionale si sviluppa longitudinalmente rispetto all'asse della Catena Appenninica a formare un *graben* delimitato da faglie normali ad andamento N-S (*Crati Trough*, Colella, 1988). Mentre, nella sua porzione settentrionale, il bacino si sviluppa trasversalmente all'asse della catena Appenninica, definendo la Piana di Sibari, delimitata da faglie ONO-ESE e NE-SO; in

corrispondenza di quest'ultima, il *graben* tende ad allargarsi e con la Fossa di Corigliano descrive l'attuale piana Costiera del Fiume Crati e la parte sommersa del bacino che discende nel Mar Ionio.

Nella letteratura esistente, l'apertura del Bacino del Crati viene collocata in un periodo di tempo compreso tra il Pliocene Inferiore ed il Pleistocene Inferiore (Lanzafame & Tortorici, 1981; Colella *et alii*, 1987; Turco *et alii*, 1990). Secondo Turco *et alii* (1990), il Bacino del Crati si forma durante il Plio-Pleistocene a seguito di un regime tettonico trascorrente accompagnato da importanti movimenti verticali che hanno determinato il sollevamento del Massiccio Silano, del Gruppo del Pollino e della Catena Costiera, ancora in fase di sollevamento (Colella *et alii*, 1987; Colella, 1988; Turco *et alii*, 1990).

La tettonica distensiva responsabile della sua apertura sarebbe legata alla subduzione della Placca Ionica al di sotto dell'Arco Calabro e più in particolare, correlabile all'apertura del Mar Tirreno come bacino di retroarco di tipo estensionale, che ha determinato la progressiva migrazione del sistema arco-fossa verso SE (Malinverno & Ryan, 1986; Patacca & Scandone, 1989; Patacca *et alii*, 1990; Doglioni, 1991).

Le prime fasi della tettonica estensionale hanno inizio nel Pliocene inferiore, quando, contemporaneamente al generale sollevamento regionale, avviene la frammentazione dell'Arco Calabro Settentrionale in diversi sistemi longitudinali e trasversali del tipo *horst-graben*.

La subsidenza del Bacino del Crati ha inizio dapprima nei settori più occidentali, per poi procedere verso oriente; in tal modo, la trasgressione è diacrona verso est, con formazione di un cuneo

sedimentario asimmetrico (Burton, 1971); nel corso del Pleistocene inferiore, la subsidenza è ormai estesa all'intero bacino.

Alla fine del Pleistocene inferiore, una nuova importante fase tettonica di sollevamento regionale coinvolge in maniera differenziale sia i margini del bacino che il bacino stesso; i tassi di sollevamento sono variabili ed in particolare dell'ordine di 600-1.100 metri per la Catena Costiera, 500-600 metri per il Massiccio del Pollino, 400-500 metri per la Sila e fino a 400 metri per il Bacino del Crati (Tortorici, 1980).

Da un punto di vista strutturale, l'evoluzione del bacino viene delineata attraverso tre principali sistemi di dislocazione.

In particolare, secondo Lanzafame & Tortorici (1980), nel Pliocene Medio-Superiore, il margine occidentale dell'attuale Bacino del Crati è sommerso e soltanto la porzione più meridionale della Catena Costiera inizia ad individuarsi sotto il controllo di due sistemi di dislocazione, rispettivamente, orientati NO-SE e NE-SO.

Il sistema ONO-ESE è il più sviluppato e consiste in un allineamento di faglie normali, immergenti verso NE, che si sviluppano verso i quadranti orientali intersecando trasversalmente il Bacino del Crati e mettendo a contatto il substrato cristallino ed i termini miocenici con i depositi plio-pleistocenici.

Secondo alcuni, questo sistema è ereditato da una preesistente fascia trascorrente sinistra di rilevanza regionale (Linea del Pollino, Bousquet, 1973) che si è sviluppata al confine tra Calabria e Lucania (Catalano *et alii*, 1993) durante il Pleistocene inferiore-medio (Dewey *et alii*, 1989; Monaco *et alii*, 1995); durante le fasi estensionali tardo pleistoceniche

le suddette faglie hanno subito riattivazioni in normale (Lanzafame & Tortorici, 1981; Monaco & Tansi, 1992).

Nella Valle del Crati il sistema ONO-ESE è rappresentato dalla direttrice San Sosti-Luzzi, che segna il passaggio tra il settore settentrionale e quello meridionale del *graben* e dalla direttrice Spezzano Albanese-Cirò Marina (faglia di Rossano, cfr. anche Sorriso-Valvo & Tansi, 1996), che delimita le propaggini più settentrionali delle unità cristallino-metamorfiche affioranti nell'altopiano silano; come per le faglie che costituiscono la linea del Pollino, anche le suddette direttrici mostrano evidenze di doppio cinematismo (Lanzafame & Tortorici, 1981).

Infine, per alcuni autori, tale sistema sarebbe costituito da faglie normali mioceniche successivamente riattivate nel Pliocene-Quaternario (Tortorici, 1980).

Il sistema di faglie normali NE-SO è il più vecchio e più importante, in quanto caratterizzato da diverse centinaia di metri di rigetto, è morfologicamente meno evidente e trova la sua massima espressione nella linea di Sanginetto (Amodio-Morelli et alii, 1976) che borda a NO il Graben del Crati; Lanzafame & Tortorici (1981) attribuiscono un importante ruolo geodinamico a tale struttura, in quanto la formazione del Bacino del Crati viene attribuita proprio all'attività di trascorrenza sinistra della Linea di Sanginetto.

Anche le faglie appartenenti al sistema NE-SO sono state "riprese" dalla tettonica quaternaria connessa con la fase estensionale tardiva (Lanzafame & Tortirici, 1981), in quanto anch'esso è costituito da faglie normali (Lanzafame & Tortorici, 1980); queste ultime delimitano alcuni alti strutturali come quello di Cassano ed inoltre il margine nord-

occidentale dell'alto strutturale di San Lorenzo del Vallo, che, secondo Lanzafame & Tortorici (1980), fungeva da elemento separatore di due bacini infra-pleiocenici, uno orientale, aperto verso lo Ionio ed uno occidentale aperto verso il Tirreno.

Infine, il sistema di dislocazioni N-S è il più giovane, poiché attivo dal Pleistocene inferiore e consiste in faglie normali con debole componente trascorrente destra (Tortorici *et alii* 1995); è rappresentato da due lineamenti principali, ovvero la Linea di San Marco Argentano-S.Fili e la linea Torano Castello-Marano Marchesato, che delimitano i depositi post-orogeni mettendoli a contatto, in affioramento, con il substrato cristallino ad occidente e con i livelli più alti della serie pliocenico-pleistocenica ad oriente.

Il sistema determina il sollevamento della Catena Costiera provocando la chiusura del Bacino del Crati verso il Tirreno, mentre ad oriente l'ingressione marina sul margine silano comporta la subsidenza dell'area e lo spostamento verso est dell'asse del bacino di sedimentazione, determinando la trasgressione dei depositi pleistocenici direttamente sul versante orientale.

Il Bacino del Crati risulta così delimitato ad ovest dalla Catena Costiera in sollevamento, dal Massiccio Silano a sud e ad oriente e dal Massiccio del Pollino nella sua porzione settentrionale.

L'evoluzione del Bacino del Crati è stata quindi fortemente controllata da movimenti differenziali, legati alla tettonica sia estensionale che trascorrente, che hanno profondamente governato la sua strutturazione, nonché la natura e l'architettura dei suoi riempimenti,

determinando, inoltre, lo sviluppo nell'area di bacini soggetti a subsidenza e di alti strutturali in sollevamento (figura 1.5).

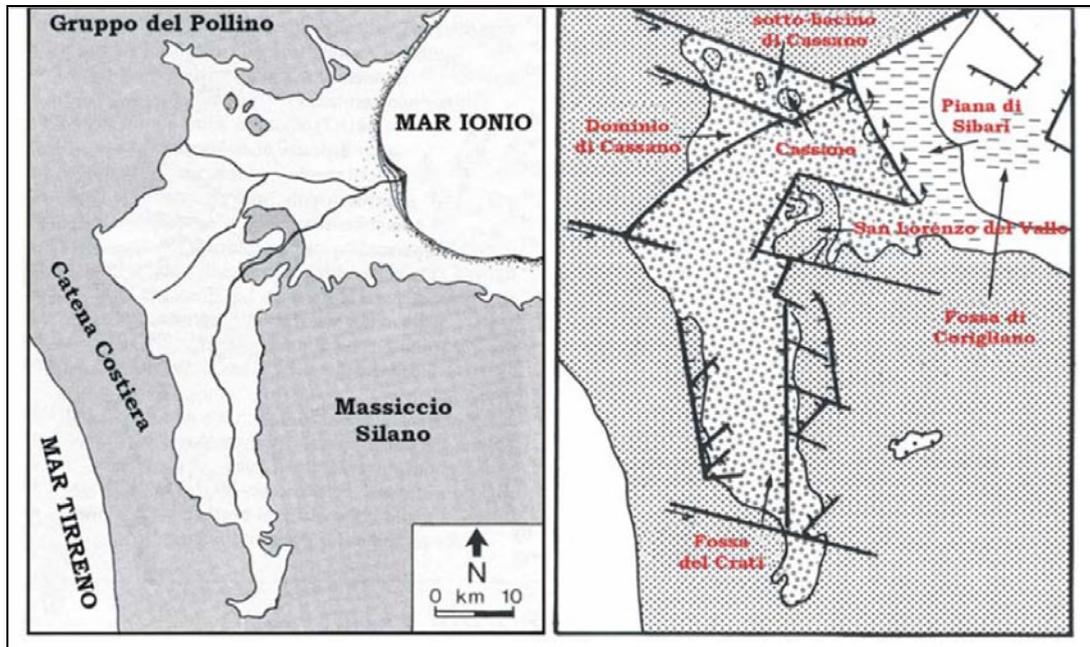


Figura 1.5: Mappa schematica del bacino del Crati (modificato da Colella 1988).

Recentemente Tansi *et alii* (2007) hanno condotto nell'area compresa tra il Graben del Crati e la Stretta di Catanzaro uno studio geologico-strutturale per meglio caratterizzare la geometria e la cinematica del sistema di faglie trascorrenti sinistre orientate NO-SE; gli autori descrivono questa zona di taglio come una zona di sovrapposizione di faglie *en èchelon* in cui sono riconoscibili settori in transtensione ed altri in transpressione; il regime di transpressione sarebbe alla base dell'estrusione tettonica delle unità carbonatiche mesozoiche del Complesso Appenninico (Monte Cocuzzo-Monte Guono e Monte Santa Lucerna) e delle unità ofiolitiche (Monte Reventino e Gimmigliano), mentre il regime transtensionale avrebbe determinato l'apertura del Graben del Crati.

Infine, secondo alcuni autori, il margine occidentale della Valle del Crati è caratterizzato dalla presenza di strutture transpressive, che interessano i depositi del Pleistocene inferiore; ciò indicherebbe un'evoluzione della Valle del Crati come un bacino di *thrust-top*, caratterizzato da maggiori tassi di subsidenza nel corso del Pleistocene inferiore; in tal modo, la tettonica estensionale tardo-pleistocenica (Tortorici *et alii*, 1995) si sarebbe sovrapposta su un bacino preesistente, formatosi in un contesto collisionale a carattere transpressivo.

1.4. Stratigrafia dei depositi della Valle del Crati:

Una prima importante ricostruzione stratigrafica è riportata da Burton (1971), secondo il quale, i depositi della Valle del Crati consistono in una sequenza trasgressiva costituita da conglomerati, sabbie e argille del Pliocene inferiore, depositi nelle porzioni più occidentali e dallo spessore complessivo di circa 150 m.

Segue una complessa sequenza, di età compresa tra il tardo Pliocene ed il Pleistocene inferiore, che vede l'interdigitazione di conglomerati, sabbie e argille, con spessori che arrivano fino a 1.500 metri; la sedimentazione gradualmente si estende alle porzioni più orientali del bacino, dove il basamento cristallino del massiccio della Sila comincia ad essere coperto in trasgressione.

In successione, sono presenti argille, sabbie e conglomerati del Pleistocene medio-superiore, interpretati come depositi di terrazzi marini (Burton, 1971; Lanzafame & Zuffa, 1976); successivamente, Colella *et alii* (1987; 1988) riferiscono tali depositi a sistemi di delta tipo

Gilbert, mettendo in relazione la sovrapposizione e la giustapposizione di diversi sistemi deltizi con la subsidenza del bacino di sedimentazione; infine, al *top*, sono presenti depositi alluvionali olocenici.

Ulteriori contributi alla conoscenza delle successioni plio-pleistoceniche della Valle del Crati sono portati dal rilevamento del Foglio di Bisignano da parte di Lanzafame & Zuffa (1976) (figura 1.6).

Secondo gli autori, la serie pliocenica inizia con una formazione conglomeratica del Pliocene medio, spessa fino a 250 m e deposta in concomitanza con le prime fasi distensive; tale formazione, presente solo sul margine orientale della Catena Costiera e trasgressiva sui depositi messiniani, verso l'alto, è costituita da sabbie passanti gradualmente ad argille marnose del Pliocene superiore, spesse fino a 180 m e affioranti lungo tutto il margine orientale della Catena Costiera.

Verso l'alto, dette argille passano in continuità di sedimentazione ai depositi basali del "Ciclo Calabriano" (Lanzafame & Zuffa), costituito alla base da una formazione sabbioso-arenacea con intercalazioni conglomeratiche e con spessori fino a 240 m; sul bordo orientale della Catena Costiera seguono, in continuità, alle argille, mentre sul bordo occidentale della Sila sono trasgressive invece sui complessi Liguride e Calabride e sui sedimenti tortoniani; seguono argille marnoso-siltose spesse fino a 600 m e affioranti diffusamente nel bacino del Fiume Crati.

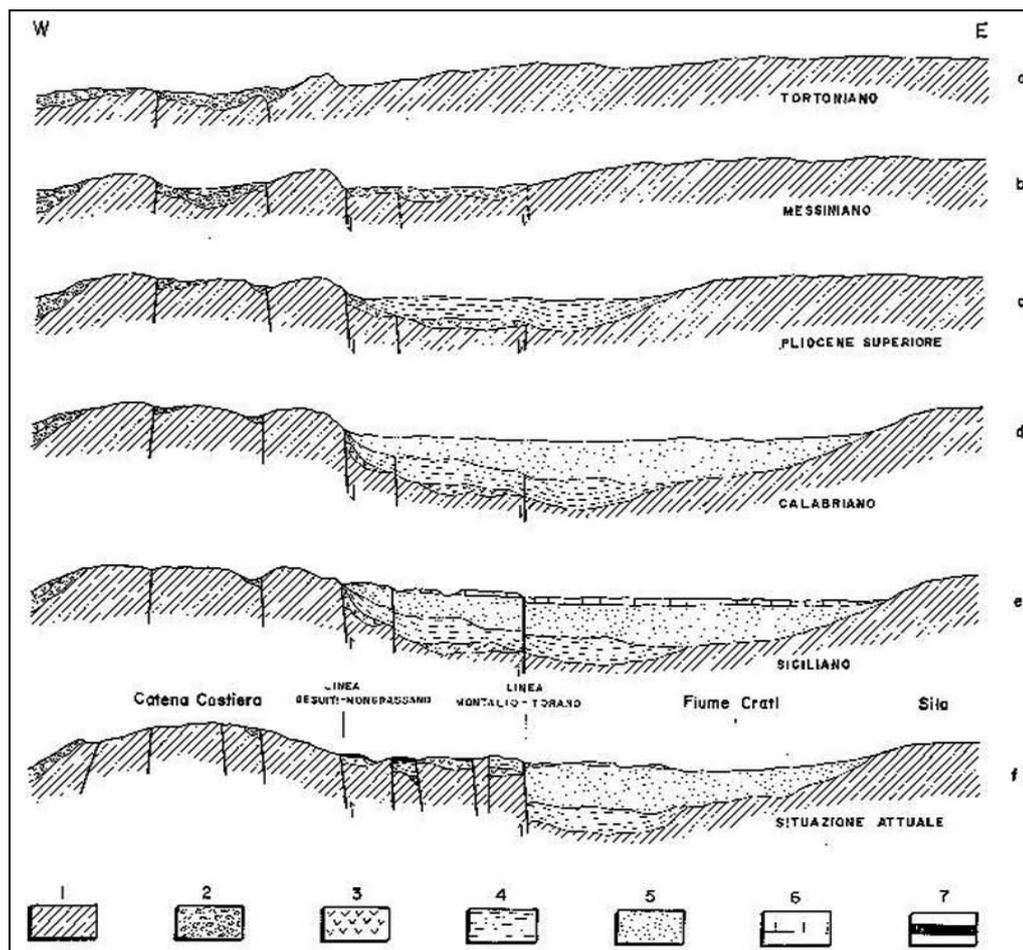


Figura 1.6: Principali fasi dell'evoluzione del Bacino del Crati: 1.Substrato; 2.Conglomerati, arenarie, calcari arenacei e argille marnose (Tortoniano); 3.Conglomerati, marne e argille, con gessi e arenarie (Messiniano); 4.Conglomerati e argille grigio-azzurre (Pliocene medio e superiore); 5.Conglomerati e sabbie, argille e ghiaie (Calabriano); 6.Terrazzi marini; 7.Alluvioni continentali pedemontane. (da Lanzafame & Zuffa, 1976).

Infine, il 'Ciclo Calabriano' è chiuso da una formazione sabbiosa datata Pleistocene inferiore, affiorante in sinistra del Fiume Crati, spesso fino a 130 m e sormontata in trasgressione da depositi interpretati dagli autori come depositi di terrazzi marini e che Colella *et alii* (1987) e Colella (1988) interpretano successivamente come sistemi deltizi di tipo Gilbert. Quest'ultimi depositi affiorano diffusamente in sinistra del

Fiume Crati, compresi tra le quote 150 e 400 m sul livello del mare e vengono correlati con quelli che nella piana di Sibari Bousquet (1973) attribuisce al Siciliano.

Secondo Lanzafame & Zuffa, l'inizio della sedimentazione Calabrianica è da correlare con un'importante fase tettonogenetica che dal Pliocene Superiore accentua la subsidenza del bacino e la migrazione verso est dell'asse di sedimentazione (Burton, 1971); la fase regressiva che chiude il ciclo coincide, invece, con un generale sollevamento dell'area calabrese, che proseguendo porta all'emersione del bacino e alla formazione dei terrazzi marini.

1.5. Precedenti conoscenze lungo il bordo orientale della media Valle del Crati :

Uno dei contributi più recenti allo studio della tettonica e della sedimentazione pleistocenica nella media Valle del Fiume Crati è quello di Carobene e Damiani (1985), il cui settore di studio è compreso tra il Torrente Pescara ed il Fiume Mucone e dunque, ricadente nella porzione più settentrionale dell'area di studio del presente lavoro di dottorato.

Secondo gli autori, il basamento cristallino paleozoico silano è ricoperto da depositi, in gran parte marini, del Pleistocene inferiore, che oltrepassano i limiti orientali delle precedenti trasgressioni alto-mioceniche e del Pliocene medio-superiore.

I depositi pleistocenici vengono suddivisi in due sequenze clastiche, ovvero una "sequenza clastica orientale" ed una "sequenza clastica

occidentale”, affioranti rispettivamente ad est e ad ovest della “faglia 2” in figura 1.7.

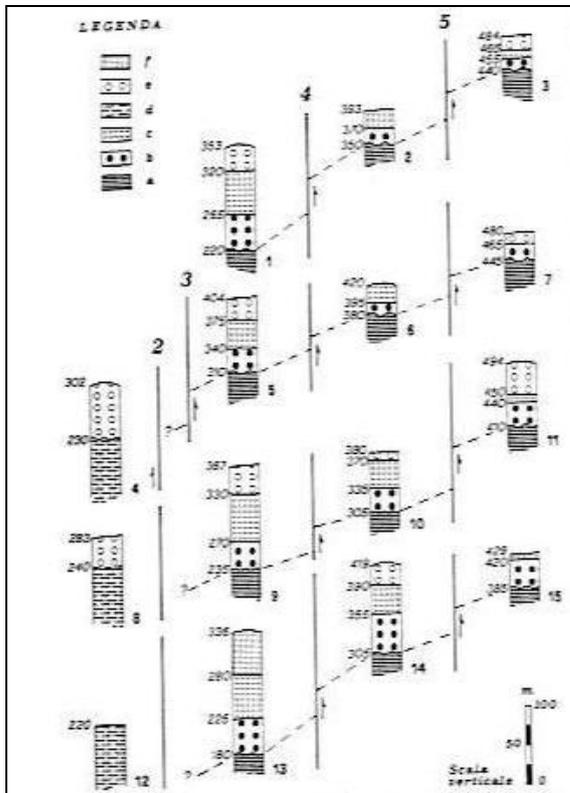


Figura 1.7: Colonne stratigrafiche schematiche che mostrano le variazioni di quota e di spessore delle:

- b)breccie ingressive e ruditi basali, poggianti sul basamento cristallino (a)
 - c)areniti giallastre massive
 - d)sequenza lutitica
 - e)ruditi superiori
 - f)sequenza arenitico-siltitica superiore
- (da Carobene & Damiani, 1985).

In particolare, la “sequenza clastica orientale” dal basso verso l’alto è costituita da “breccie ingressive, ruditi basali, areniti giallastre massive e ruditi superiori”, che si chiudono con una “sequenza arenitico-siltitica superiore”; la “sequenza clastica occidentale” è, invece, costituita da una “sequenza lutitica, dalla sequenza arenitico-ruditica di Cozzo di Muri e dalla sequenza arenitica di Vivacqua”; nella figura 7 sono riportati i rapporti tettono-stratigrafici ipotizzati tra le suddette unità litologiche.

Per quanto concerne l’evoluzione tettono-sedimentaria del settore di studio, secondo gli autori, durante il Miocene-Pliocene, la regione considerata doveva essere prevalentemente emersa, soggiacendo ad un dominio continentale, poichè sia i depositi del ciclo miocenico sia quelli

più orientali, riferibili al ciclo tardo-pliocenico, si trovano solo in sinistra del Fiume Crati.

Il lungo periodo di continentalità della regione considerata, sulla base dell'omogeneità del tetto del basamento cristallino, dovrebbe aver favorito la formazione di una superficie di spianamento (tipo *pediment*); comunque, gli autori non escludono che a ciò abbia contribuito anche l'erosione marina, anche se queste superfici presentano in genere inclinazioni minori (4°-5°).

Questa situazione risulterebbe modificata immediatamente prima dell'ingressione pleistocenica dalla riattivazione di preesistenti linee di faglia. Gli autori raggruppano tali faglie in un sistema con direzione N15°E, messo in evidenza da cambi nelle litofacies in corrispondenza di "scalini" nel basamento cristallino (con altezze di alcune decine di metri); pertanto, secondo gli autori, il mare pleistocenico ingredisce su una superficie pressoché uniforme, talora caratterizzata da brecce grossolane mal elaborate ("brecce ingressive"), deposte al piede di piccole scarpate, legate alle faglie del sistema N15E.

Alle brecce grossolane viene fatta seguire una sequenza ingressiva ("sequenza clastica orientale", con alla base le "ruditi basali") che si spinge nel tempo sempre più ad est.

Secondo gli autori, nel tempo l'ambiente deposizionale mostra una diminuzione di energia, in quanto la sedimentazione diviene essenzialmente arenitica medio-fine e finissima, relativa ad un ambiente poco profondo, con frequente omogeneizzazione del deposito per bioturbazione e termina con una situazione di spiaggia ("areniti giallastre massive"); contemporaneamente, ad ovest della

faglia 2 nella figura precedente, si aveva sedimentazione pelitica sempre più di mare sottile, con deposizione delle peliti appartenenti alla “sequenza clastica occidentale”.

All’improvviso, si verificherebbe nella sedimentazione un aumento di energia (con deposizione delle “ruditi superiori” e della “sequenza arenitico-siltitico-superiore”), con approfondimento marino ad ovest, in quanto depositi grossolani (“sequenza di Cozzo di Muri” e sequenza di Vivacqua”) poggiano direttamente sulle “lutiti”, lungo superfici di erosione e con discordanza angolare; ciò fa ipotizzare agli autori che la faglia “2” inizialmente diretta si riattivi come inversa.

Infine, contemporaneamente al generale sollevamento differenziato, si avrebbe la definitiva regressione marina, con il basculamento dei vari blocchi legati a vecchi sistemi di faglie (N60E e N70E) più antiche rispetto a quelle appartenenti al sistema N15°E.

Più recente è il contributo di Colella *et alii* (1987) e di Colella (1988), che, nell’ambito dei depositi appartenenti al riempimento della Valle del Crati, documentano la presenza di due tipi di sistemi deltizi: sistemi di tipo *shelf type* di età compresa tra il Pliocene ed il Pleistocene inf. e sistemi di tipo Gilbert nel Pleistocene medio.

Entrambi sono documentati sia in destra che in sinistra del Fiume Crati, con i secondi che lungo il margine silano sono rappresentati da un unico sistema, affiorante nei pressi di Bisignano (“sistema di Bisignano”); in tal modo, secondo gli autori, nell’area di studio del presente lavoro, ricadono sistemi di *fan-delta* di tipo *shelf-type*.

In particolare, vengono documentate sequenze con un generale *trend fining-upward*, che riflettono la transizione da depositi di conoide

alluvionale prossimale a depositi distali di fronte deltizia; in particolare, all'interno di ogni sequenza di *fan-delta* i passaggi di facies, sia laterali che verticali, vedono il passaggio da conglomerati subaerei disorganizzati e matrice sostenuti, a corpi lenticolari conglomeratico-sabbiosi a stratificazione incrociata, passanti, infine, a corpi tabulari costituiti da sabbie con laminazione incrociata e piano-parallela di ambiente transizionale e sottomarino.

Pertanto, secondo gli autori, i depositi più prossimali sono legati a processi in massa ed a processi fluviali, mentre quelli transizionali alle correnti unidirezionali dei canali distributori e localmente rielaborati dal moto ondoso; i depositi subacquei sono dominatamente *fluvial-dominated*, con scarsa rielaborazione da parte delle correnti tidali e del moto ondoso e passano a sabbie prevalentemente medio-fini bioturbate e fossilifere ed infine, a peliti marine.

Passando adesso alle precedenti conoscenze morfologiche, il primo importante contributo è quello di Verstappen (1977), che nella sua "carta geomorfologica della provincia di Cosenza", relativamente al settore di nostro interesse, suddivide l'area coperta dai depositi quaternari marini del versante silano in due unità geomorfologiche: una fascia inferiore ai 300-400m di quota a "terrazze strutturali incise" ed una superiore a "creste monoclinali"; l'area di affioramento del substrato cristallino è considerata, invece, una "unità di origine erosiva per denudazione".

Secondo Carobene & Damiani (1985) tenendo conto però che il versante silano fino alla quota di 450-500m presenta un'inclinazione media di 7°-8° e che il valore medio di inclinazione degli strati sarebbe

di 8,5°, ciò indicherebbe che molti tratti del versante abbiano la stessa inclinazione degli strati; in base a ciò, secondo gli autori, risulta che le “terrazze”, che rappresentano i tratti meno inclinati dei versanti, non possono essere considerate “strutturali” perché hanno un’inclinazione minore degli strati.

Infine, per quanto concerne i caratteri strutturali, secondo Tansi *et alii* (2005), il margine orientale della media Valle del Crati è caratterizzato da faglie N-S (figura 1.8).

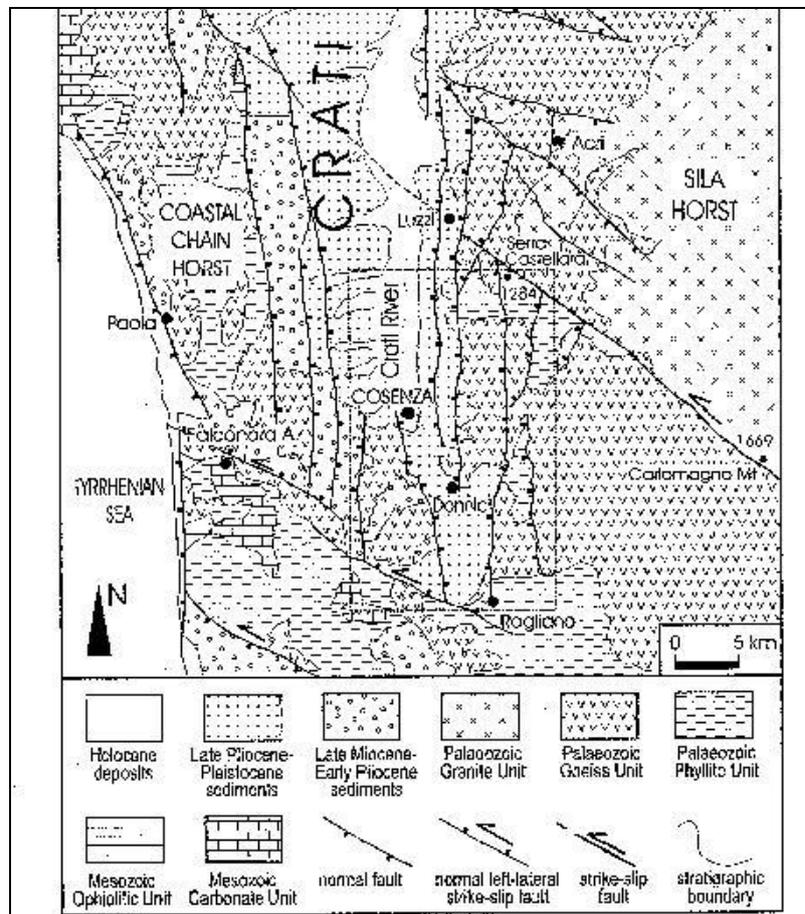


Figura 1.8: Schema dell’assetto neotettonico della Calabria Settentrionale (modificato da Tansi *et alii*, 2005).

In particolare, gli autori individuano un sistema rappresentato da faglie normali con direzioni rigorosamente N-S (N10E-N100), con piani subverticali (inclinazione media di 80°), che nel complesso costituiscono

un sistema a gradinata ribassante verso ovest; tali faglie hanno consentito il sollevamento dell'*horst* cristallino metamorfico silano, rispetto ai depositi di riempimento del *Graben* del Crati, in quanto le scarpate di faglia sono marcate generalmente da conoidi di deiezione di varia entità (tra cui quella del Fiume Mucone) e da depositi di *fan-delta*. Tra queste faglie, la faglia Rogliano-Celico-Serra Castellara (27km) e la faglia Donnici-San Pietro in Guarano-Luzzi (25km) costituiscono nel complesso una *master fault*, con uno sviluppo complessivo di circa 55 km che delimita ad occidente l'*horst* cristallino-metamorfico silano.

Morfologicamente, le faglie sono marcate da scarpate cumulative di altezza compresa tra 300-400m, sensibilmente rettilinee, che delimitano i blocchi sollevati; lungo le scarpate si riconoscono faccette triangolari e/o trapezoidali, con altezze di 70-100m ed inoltre, rotture di crinale che documentano anche una componente di trascorrenza destrorsa.

Secondo gli autori, nell'ambito del sistema N-S, associate alla *master fault*, vi sono strutture secondarie, prevalentemente sintetiche, che si sviluppano sia entro i depositi plio-pleistocenici, sia all'interno del substrato; le faglie che dislocano i depositi plio-pleistocenici evidenziano rigetti cumulati sensibilmente inferiori (scarpate di faglia cumulative non superiori ai 120m), così come le faccette triangolari e/o trapezoidali risultano meno sviluppate (altezza media di 30-40m).

Tra queste faglie, la faglia Cosenza-Luzzi-Bisignano (lunghezza 32km), suddivisa in quattro segmenti di lunghezze variabili tra 7 e 12 km e la faglia Bisignano-Tarsia-San Lorenzo del Vallo (lunghezza 18 km); lungo

tali faglie, il substrato pre-miocenico, rialzato al letto delle strutture, affiora localmente in corrispondenza dei fondovalle.

Alla mesoscala, gli autori evidenziano la presenza di piani-subverticali (inclinazione tra 60 e 90°) ad orientamento variabile tra N160E e N25E, immergenti in prevalenza verso ovest (in subordine verso est), con indicatori cinematici indicanti una componente di trascorrenza, che passa gradualmente da fortemente sinistrorsa (*pitch* inclinati fino a 40° verso sud), a debolmente destrorsa (*pitch* inclinati fino a 70° verso nord); i dati mesostrutturali indicano nel complesso, una direzione di estensione media tardiva orientata ONO-ESE.

Infine, per quanto concerne i tassi di sollevamento, secondo gli autori, i dati geologici e la freschezza degli indicatori morfo-tettonici delle faglie più recenti che caratterizzano il bordo orientale del Graben del Crati, indicano come queste strutture siano state particolarmente attive dal Pleistocene medio fino all'attuale, periodo in cui si è verificata un'intensa fase di *uplift* dell'altopiano silano, marcato dalla sviluppo di depositi di *fan-delta*.

In particolare, viene valutata la velocità in sollevamento lungo la *master fault* negli ultimi 700.000 anni, considerando che nelle vicinanze delle principali cime dell'altopiano silano (Monte Botte Donato, 1928m s.l.m.; Monte Scuro, 1621 s.l.m.) è presente a quote variabili tra 1200-1300m, associata a depositi lacustri, una paleosuperficie quaternaria (Moretti & Guerra, 1997), testimone di un'evoluzione pedogenetica in clima caldo-umido ed ascrivibile all'interfase stabile Pliocene superiore-Pleistocene inferiore; la suddetta superficie risulta localmente incisa da tratti meandriiformi di un antico reticolo idrografico (attualmente incassato in

forre profonde) a testimonianza della maturità morfologica raggiunta da questo settore prima del sollevamento quaternario.

Poiché l'inizio del sollevamento dell'altopiano silano viene fatto coincidere con la deposizione dei corpi deltizi e di spiaggia del Pleistocene medio (Colella *et alii*, 1987; Colella, 1988), sovrastanti le argille di riempimento del *Graben* del Crati, la suddetta paleosuperficie viene correlata con gli ultimi depositi di riempimento delle successioni marine e quindi, assunta come orizzonte di riferimento per la stima delle dislocazioni verticali recenti (Moretti & Guerra, 1997); poiché il dislivello corrispondente al rigetto verticale minimo tra la base dei depositi di *fan-delta* lungo la *master fault* e la paleosuperficie sommitale dell'altopiano silano è di circa 700-800m, gli autori ipotizzano uno *slip-rate* lungo la gradinata di faglie (prevalentemente lungo la *master fault*) di almeno 1-1,1mm/anno negli ultimi 700.000 anni.