



# UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA

FACOLTÀ DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI  
DIPARTIMENTO DI SCIENZE BIOLOGICHE, GEOLOGICHE E AMBIENTALI

Corso di dottorato di ricerca in  
“Scienze Geologiche” - XXVI ciclo  
(A. A. 2010/2011 - A. A. 2012/2013)

## **Riconoscimento, caratterizzazione cinematica e valutazione dei tassi di deformazione di strutture tettoniche tardo quaternarie lungo il confine meridionale dell'Arco Calabro**

Tesi di Dottorato di Francesco Pavano

Coordinatore del dottorato:

Ch.mo Prof. Carmelo Monaco

Tutor del dottorando:

Ch.mo Prof. Stefano Catalano

## **Indice**

1. INTRODUZIONE	pag. 5
2. METODOLOGIA	pag. 8
3. INQUADRAMENTO TETTONICO	pag. 12
4. INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO	pag. 24
PARTE I - EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE	
5. DEFINIZIONE DEL BLOCCO MOBILE PELORITANO (BMP)	pag. 33
6. ANALISI DEL RILIEVO	pag. 34
6.1 CARTA DELLE PENDENZE E CARTA DELLA DENSITA' DELLE ISOIPSE	pag. 34
- Commento dei risultati	pag. 35
6.2 CARTA DELL'ENERGIA DEL RILIEVO, CARTA DEL RAPPORTO ELEVAZIONE-ENERGIA DEL RILIEVO E CARTA DELLA RUGOSITA'	pag. 40
- Commento dei risultati	pag. 45
6.3 SWATH PROFILE	pag. 48
- Commento dei risultati	pag. 50
7. TERRAZZI MARINI	pag. 56
- Commento dei risultati	pag. 60
8. LINEAMENTI TETTONICI RECENTI E ATTIVI	pag. 65
8.1 GEOMETRIA E CINEMATICA DELLA ZONA DI FAGLIA	pag. 66
8.2 VALUTAZIONE DEI TASSI DI MOVIMENTO	pag. 78
PARTE II - ANALISI MORFOMETRICA	
9. INTRODUZIONE	pag. 82
10. SISTEMA IDROGRAFICO DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE	pag. 85

11. DISTRIBUZIONE AZIMUTALE DELLE ASTE DEL RETICOLO FLUVIALE	pag. 90
12. RAPPORTI DI BIFORCAZIONE E ANOMALIE GERARCHICHE	pag. 95
- Calcolo e presentazione dei dati	pag. 99
12.1 DEFINIZIONE DELL'ORDINE GERARCHICO SIGNIFICATIVO	pag. 103
13. DENSITA' DI DRENAGGIO	pag. 106
14. SIMMETRIA DEI BACINI	pag. 110
15. SL INDEX	pag. 117
15.1 CALCOLO DELL'SL INDEX	pag. 120
- Commento dei risultati	pag. 122
16. ANALISI DEI PROFILI LONGITUDINALI ("Long Profile Aanalysis")	pag. 125
17. ANALISI IPSOMETRICA	pag. 149
18. NOTE	pag. 156
19. CONCLUSIONI II PARTE	pag. 158
RIASSUNTO	pag. 163
ABSTRACT	pag. 165
BIBLIOGRAFIA	pag. 167



## 1. INTRODUZIONE

Collocata lungo il limite di placca convergente Africa-Eurasia (Serpelloni et al., 2010), la Sicilia nord-orientale è un'area chiave per la comprensione del quadro geodinamico del Mediterraneo Centrale, avendo registrato nel tempo le testimonianze di tutte le principali fasi deformative che hanno interessato la regione. L'evoluzione tettonica neogenico-quadernaria di questo frammento di orogene, dominata da una tettonica trascorrente destra lungo direttrici orientate NW-SE (Lentini et al., 1995), è stata messa in relazione alla sua collocazione al confine tra i Monti Peloritani e i Monti Nebrodi, nella zona di transizione tra l'arco Calabro-Peloritano, migrato verso ESE in seguito all'arretramento flessurale della zona di subduzione del Bacino Ionico, e il segmento orogenico SE-vergente della Sicilia, allungato in direzione E-W, in collisione con il margine del continente africano (Dewey et al., 1989; Boccaletti et al., 1990; Lentini et al., 1996) (Fig. 1.1).

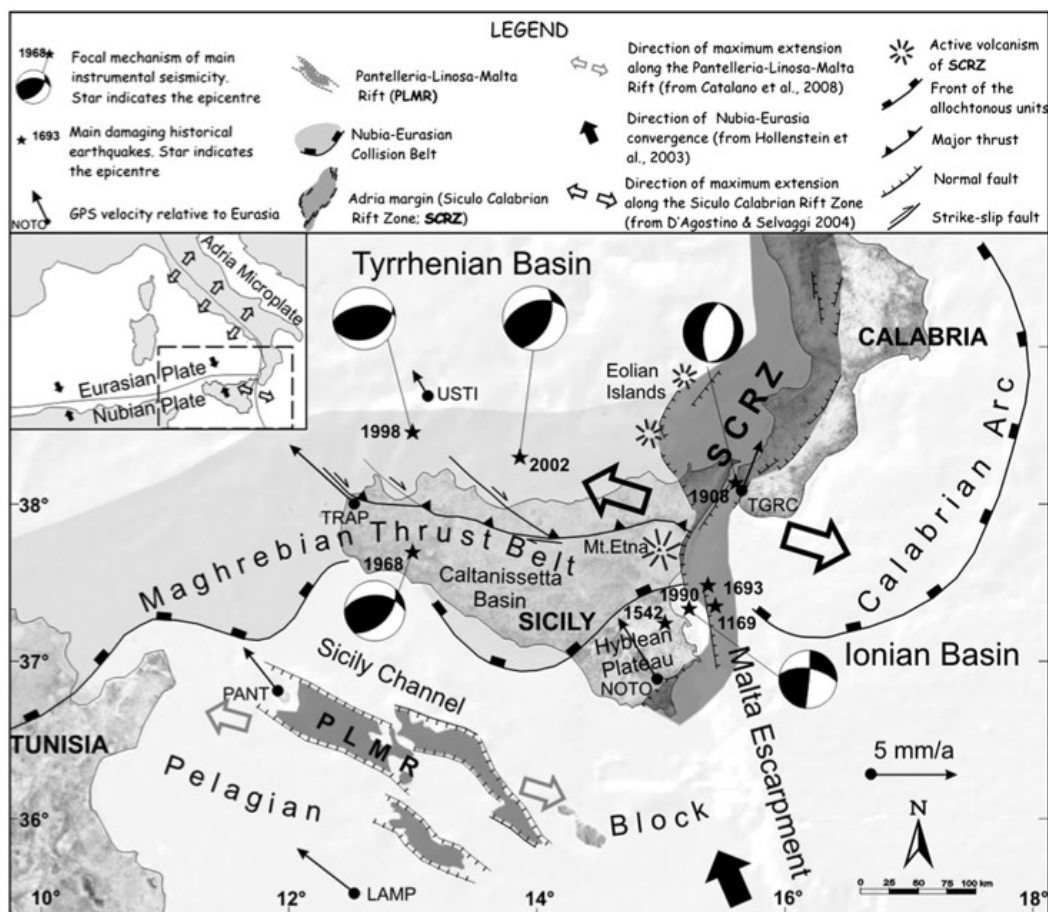


Fig. 1.1: Inquadramento geodinamico della Sicilia in cui vengono mostrati anche i vettori GPS riferiti a Nubia, l'ubicazione dei principali terremoti storici e strumentali che hanno interessato la Sicilia ed i meccanismi focali dei principali terremoti strumentali. L'inset in alto a destra mostra l'inquadramento generale del Mediterraneo centro-occidentale (da Catalano et al., 2010a).

Uno dei problemi più dibattuti per questa regione è la identificazione del quadro geodinamico attivo e, all'interno di questo, la localizzazione delle sorgenti responsabili della sismicità crostale poco profonda ( $< 35$  km), caratterizzata da terremoti di magnitudo medio-alta, taluni dei quali catastrofici (es. A.D. 1908;  $M = 7.1$ ) (Boschi et al., 1995; 1997), cui va associato il vulcanismo attivo Na-alkalino (Monte Etna) e quello prevalentemente shoshonitico dalla porzione centro-orientale dell'Arcipelago Eoliano (Salina-Lipari-Vulcano, Panarea-Stromboli).

La recente revisione della zonizzazione sismogenetica della regione (ZS9; Meletti & Valensise, 2004), ricalca i domini strutturali ereditati dalla tettonica neogenico-quadernaria, all'interno dei quali le principali sorgenti sismogeniche sono riferite alla dinamica e alla cinematica ancora attive della migrazione dell'arco calabro.

I dati geodetici disponibili per la regione siciliana (Hollenstein et al., 2003; D'Agostino & Selvaggi, 2004) sono solo in parte compatibili con questo quadro sismotettonico. Essi evidenziano in maniera chiara la presenza, attraverso l'orogene siciliano, di una fascia di deformazione contrazionale orientata circa E-W, connessa alla convergenza ancora oggi attiva, con vettore orientato NW-SE, tra Nubia ed Eurasia. Gli stessi dati evidenziano che il dominio contrazionale siciliano è delimitato da una fascia di deformazione estensionale attiva, allungata in direzione N-S, che separa i siti posti nell'off-shore della Sicilia da quelli della Calabria meridionale. I dati, inoltre, evidenziano una chiara frammentazione della terminazione meridionale dell'arco Calabro-Peloritano, testimoniata dalla presenza nel settore della Sicilia nord-orientale di un blocco cinematico indipendente, in movimento relativo sia nei confronti del settore calabro dell'arco che del resto della Sicilia.

In buon accordo con i dati geodetici locali, il recente (Giugno-Settembre 2011) sciame sismico che ha interessato l'area nei dintorni degli abitati di Longi e Galati Mamertino, nel settore orientale dei Monti Nebrodi, è stato caratterizzato da un evento principale ( $M = 4.1$ ) il cui meccanismo focale indica una estensione orientata NNE-SSW circa parallela al vettore velocità relativa tra il blocco mobile della Sicilia nord-orientale e il resto dell'isola.

Analogamente, il terremoto del 1908, nell'area della Stretto di Messina, è stato caratterizzato da un meccanismo focale (Cello et al., 1982) con direzione di estensione parallelo al vettore velocità relativa tra Sicilia nord-orientale e la Calabria meridionale. Dal confronto tra dati geodetici, relativi a misurazioni negli ultimi decenni, e soluzioni focali di terremoti sia di medio-bassa che elevata magnitudo, sembrerebbe emergere un quadro

coerente della deformazione sismogenica attiva, cinematicamente differente dal quadro tettonico che aveva governato l'evoluzione neogenico-quadernaria della regione.

Nonostante l'enorme mole di dati geologici, sismologici e geodetici disponibili per questo settore del Mediterraneo centrale, permangono dunque numerose ambiguità sul quadro sismotettonico della regione, sia in termini di ubicazione delle sorgenti sismogeniche che sull'attribuzione a queste dei principali terremoti che hanno contrassegnato la storia sismica di questa porzione del Mediterraneo.

Ulteriori vincoli alla risoluzione dei problemi interpretativi ancora aperti possono essere offerti dall'acquisizione di nuovi dati di carattere morfologico e morfometrico che, al fine di completare il quadro delle conoscenze già acquisite, andrebbero mirati alla definizione dell'ubicazione delle strutture attive e alla valutazione degli effetti di lungo e corto periodo sul paesaggio.

Da queste premesse e allo scopo di fornire un quadro aggiornato della deformazione attiva e recente della Sicilia nord-orientale e delle sue relazioni con l'evoluzione neogenico-quadernario del Mediterraneo centrale, è stata condotta una ricerca, basata su un approccio multidisciplinare, che ha avuto come principale obiettivo quello di definire preliminarmente il quadro tettonico regionale e la geometria delle principali strutture attive e successivamente quantificare, su base morfologica e morfometrica, i loro effetti sul paesaggio.

Lo studio ha previsto una ricerca bibliografica preliminare dei dati di natura geologica, sismologica, geodetica, strutturale e morfo-strutturale, la cui elaborazione e analisi critica ha permesso di ricostruire un quadro tettonico, al quale riferire i risultati delle successive analisi morfologiche e morfometriche. Il modello tettonico di riferimento si è inoltre avvalso dei risultati di una campagna di rilievi di carattere geologico e strutturale di dettaglio, che ha richiesto l'applicazione delle usuali tecniche di analisi strutturale a differenti scale, con il primario obiettivo di mappare i vari segmenti di faglia affioranti, distinguendo quelli mostrandoti chiare evidenze morfologiche e caratteristiche strutturali compatibili con una loro attività recente. La ricostruzione del quadro tettonico regionale è stato accompagnato dall'analisi, a scala regionale, del rilievo e delle superfici di erosione terrazzate (continentali e marine), al fine di quantificare l'entità, le modalità e la ripartizione temporale del sollevamento tettonico del settore crostale analizzato.

Una volta vincolato il quadro tettonico di riferimento, la parte più rilevante della ricerca è stata dedicata all'analisi della risposta morfologica alla deformazione tettonica. A tale scopo sono stati presi in considerazione gli indici morfometrici descritti in letteratura

maggiormente utilizzati e, tra questi, selezionati quelli più significativi per descrivere e discriminare singoli aspetti dell'evoluzione morfo-tettonica della regione. Per ciascun indice sono state descritte le modalità di calcolo e valutata la significatività dei risultati in relazione al quadro tettonico cui essi si riferiscono. Questa fase analitica ha previsto una attenta valutazione critica preliminare sui modelli di riferimento disponibili in letteratura per l'interpretazione dei risultati. Tali modelli sono stati prodotti in aree dove il disturbo tettonico interviene su un sistema geomorfologico in equilibrio e la conseguente risposta morfologica interviene dopo un determinato tempo di reazione caratteristico, con una evidente riorganizzazione del sistema oridrografico che tende a ripristinare nuovamente le condizioni di stabilità. Nel caso specifico della Sicilia nord-orientale, dove una imponente deformazione regionale spesso nasconde gli effetti morfologici delle deformazioni locali, i modelli della letteratura potrebbero rivelarsi inefficaci o poco risolutivi della complessità tettonica reale. In tali condizioni, la ricerca si è orientata a definire criteri originali di selezione degli indici morfometrici più rilevanti, separando quelli realmente applicabili per riconoscere gli effetti morfologici delle deformazioni lungo strutture attive da quelli riconducibili alla sola risposta ai fenomeni di carattere regionale.

La duplice finalità della ricerca è rappresentata, da un lato, dalla individuazione e caratterizzazione di nuove faglie attive, possibili sorgenti sismogeniche alternative a quelle fin qui proposte in letteratura, da considerare nell'implementazione dei cataloghi delle sorgenti sismiche e, soprattutto, la definizione di criteri originali di indagine morfometrica, da applicare in contesti complessi di dinamica attiva comuni all'area mediterranea, con un grado di maggiore affidabilità rispetto ai modelli di letteratura, relativi a contesti dinamici differenti e generalmente meno complessi.

## **2. METODOLOGIA**

Lo studio si è avvalso dell'integrazione di dati provenienti dalla reinterpretazione della letteratura disponibile con quelli raccolti nel corso della ricerca svolta. In particolare, i dati geologici a scala regionale sono frutto di un'analisi critica della cartografia disponibile per l'area, interpretata alla luce di una serie significativa di pubblicazioni scientifiche. I dati strutturali alla mesoscala sono il risultato di analisi di terreno condotte su lineamenti tettonici precedentemente selezionati tramite analisi aerofotogrammetriche. Queste sono state basate sull'interpretazione di foto aeree alla scala 1:10.000 e 1:33.000, supportata dalla lettura su ortofoto e immagini da satellite. Le stesse tecniche di telerilevamento sono state utilizzate per cartografare tutti gli elementi morfologici utilizzati



nelle successive elaborazioni morfometriche. Queste hanno avuto come supporto topografico e topologico dell'area di studio una base cartografica in scala 1:10.000 (CTR - Regione Sicilia) corredato da un DEM (Digital Elevation Model) a celle quadrate con lato di lunghezza pari a 10 m e proiettato nel sistema di coordinate UTM ED1950 Zona 33N. Questo grado di dettaglio è stato ritenuto quello più adeguato alle caratteristiche morfologiche del territorio da analizzare, in quanto un dettaglio minore non avrebbe permesso l'individuazione di anomalie topografiche a carattere locale attribuibili a deformazioni esplicatesi lungo singole strutture tettoniche. Viceversa, un modello del terreno con risoluzione maggiore avrebbe rilevato anche elementi frutto di attività antropiche falsando considerevolmente le successive analisi morfometriche semi-automatizzate. Tutti i dati raccolti sono stati archiviati in una piattaforma ArcGIS 10.1 (2012), supportata, per alcune elaborazioni finalizzate alla valutazione di vari indici morfometrici e per la digitalizzazione degli elementi strutturali, morfostrutturali e geomorfologici riconosciuti nell'area di studio, da Geomedia Professional 6.1 (2008). Per alcune peculiari tipologie di analisi morfometrica, sono stati impiegati i software Q-GIS, progetto ufficiale della OSG (open source), e ADB Toolbox, fruibile liberamente sul sito del Ministero dell'Ambiente.

Il DEM è stato costruito partendo dalla realizzazione di un TIN (Triangulated Irregular Network). Quest'ultimo è stato realizzato sfruttando le informazioni altimetriche insite nei dati vettoriali rappresentati da shape file di isoipse con equidistanza a 10 m, disponibile per l'intera Sicilia NE.

Nella realizzazione del DEM e nelle successive fasi di elaborazione basate su di esso, si è tenuto in debito conto la possibilità che il TinGrid ottenuto contenga celle anomale ossia celle del grid contenenti valori altimetrici anomali (sia positivi che negativi) rispetto a quelli adiacenti, il che comprometterebbe il dato risultante dall'analisi topografica e geomorfica dell'area e altererebbe i computi per l'estrazione del reticolo idrografico il quale potrebbe risultare caratterizzato da contropendenze o comunque un andamento non aderente alla realtà. Tali problematiche sono state affrontate in tutte le fasi durante le quali i dati morfologici sono stati estrapolati direttamente dal DEM. Un caso è quello dei profili longitudinali dell'asta principale dei corsi d'acqua, per i quali si è ricorso ad alcuni strumenti di correzione automatica presenti in ArcGIS, come lo strumento "Fill" che permette di correggere eventuali errori topografici sia positivi che negativi. La logica secondo cui opera tale strumento di correzione automatica viene mostrato in Fig. 1.2a.

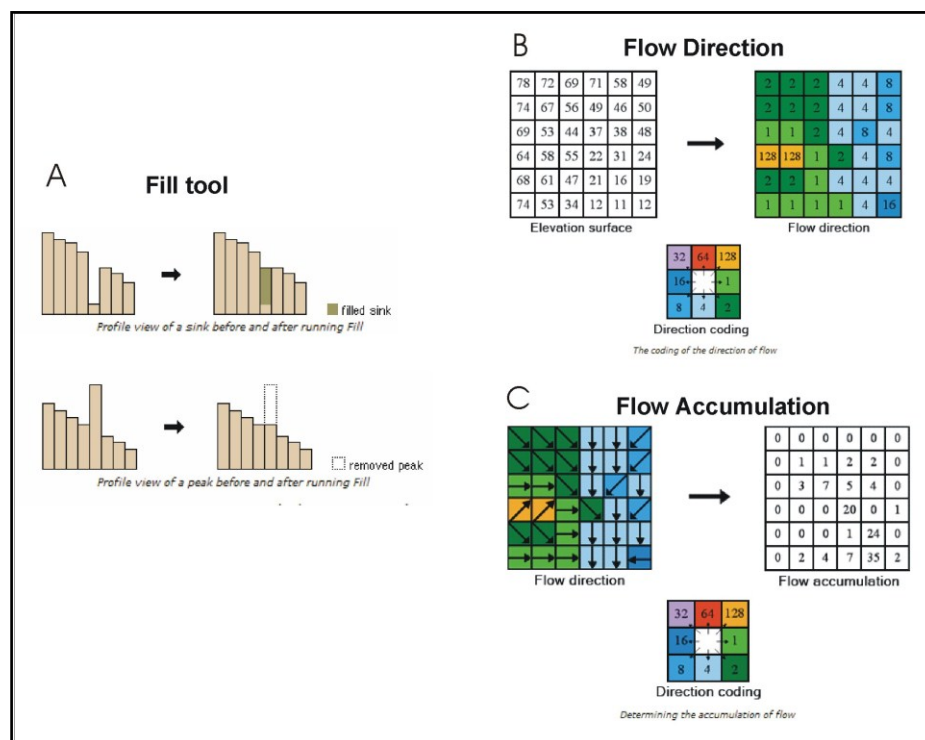


Fig. 1.2: a) logica di funzionamento dello strumento “Fill” di ArcGIS adottato per la correzione delle anomalie topografiche (negative e positive); b) funzionamento degli strumenti “Flow Direction” e “Flow Accumulation” (c) di ArcGIS.

Il passaggio successivo che permette l’estrpolazione automatica del reticolo idrografico a partire dal grid precedentemente creato e corretto è rappresentato dalla determinazione automatica delle direzioni di flusso delle acque superficiali. Lo strumento di ArcGIS impiegato in questa operazione è denominato “Flow Direction” (Fig. 1.2b) il quale calcola, per ognuna delle celle del grid, la direzione di massima pendenza topografica in funzione dei valori di quota delle celle circostanti. Se tra queste ne è presente una con un valore di quota più basso della cella in esame la direzione di flusso sarà così facilmente determinata. Per ogni direzione di flusso di ogni cella, questo strumento attribuisce automaticamente otto valori differenti (compresi tra 1 e 128, vedi Fig. 1.2) a cui corrispondono colori differenti nel raster che ne deriva (Jenson & Domingue 1988). Quest’ultimo, viene utilizzato da un altro strumento automatico denominato “Flow Accumulation” (Fig. 1.2c). Partendo dalle direzioni di flusso di ogni singola cella, il “Flow Accumulation” conteggia il numero di celle che convergono in una determinata cella del Grid, in altre parole calcola la quantità di flusso accumulato in uno specifico punto dell’area esaminata. Ovviamente, i valori di deflusso idrico superficiale, così determinati, non rappresentano valori comparabili con quelli reali, in quanto non viene effettuato un vero bilancio idrologico. Tuttavia questo non rappresenta un reale problema per gli

obiettivi che verranno perseguiti nel presente studio poiché l'analisi morfologica quantitativa dell'area in esame deve tenere in considerazione semplicemente l'esistenza stessa di una direzione di deflusso principale verso cui convergono le acque. Un problema più rilevante è quello di poter distinguere i piccoli rivoli di ruscellamento superficiale legati a processi di dilavamento di versante dai veri e propri canali che possono essere contemplati come elementi della rete idrografica. Questo problema viene superato automaticamente da ArcGIS, istituendo, in fase di estrapolazione del reticolo idrografico, una soglia di flusso idrico accumulato al di sotto della quale il reticolo idrografico verrà ignorato. Più il valore di soglia è basso più il reticolo idrografico risulterà complesso e articolato, viceversa alti valori attribuiti alla soglia di "flow accumulation" snelliscono la rete idrografica considerando solamente le aste fluviali più importanti. Va brevemente ricordato però che tale strumento opera alla stessa maniera indipendentemente dai litotipi affioranti o da altri fattori di controllo nello sviluppo della rete idrografica, portando a stimare in maniera inesatta la densità di drenaggio caratteristica di determinate aree esaminate. Proprio per queste ragioni si è pensato anche alla digitalizzazione ex novo del reticolo idrografico sulla base delle Carte Tecniche Regionali della Regione Sicilia in scala 1:10.000, la cui lettura è stata integrata dall'ausilio di foto aeree alla stessa scala. La scala di tali supporti topografici ha permesso a priori di non tenere in considerazione piccoli rivoli o poco profonde e diffuse incisioni che caratterizzano localmente solo alcune aree con particolari condizioni di esposizione e caratteristiche litologiche ma che non rientrano nell'economia di un'evoluzione morfologica ad ampia scala. Nel caso della Sicilia nord-orientale, considerando la necessità di riferirsi ad un DEM con passo 10 m, è stata scelta una soglia minima di scala di rappresentazione pari a 10.000 (Tarboton et al., 1991). Il risultato è stato l'acquisizione dei lineamenti del reticolo idrografico in forma vettoriale al dettaglio più confacente per procedere alla gerarchizzazione di Strahler (1958), realizzata tramite uno strumento previsto dal software ArcGIS.

La gerarchizzazione dei reticoli fluviali, secondo la metodologia di Strahler (1958), è stata ottenuta anche tramite il reticolo fluviale digitalizzato manualmente su base cartografica in scala 1:10.000, compilando le schede dati relative ad ogni elemento digitalizzato.

### 3. INQUADRAMENTO TETTONICO

La Sicilia nord-orientale costituisce un segmento dell'Orogene Appenninico-Maghrebide che ha registrato le diverse fasi tettoniche sviluppatesi nel complesso quadro geodinamico del Mediterraneo Centrale (Fig. 1.3).

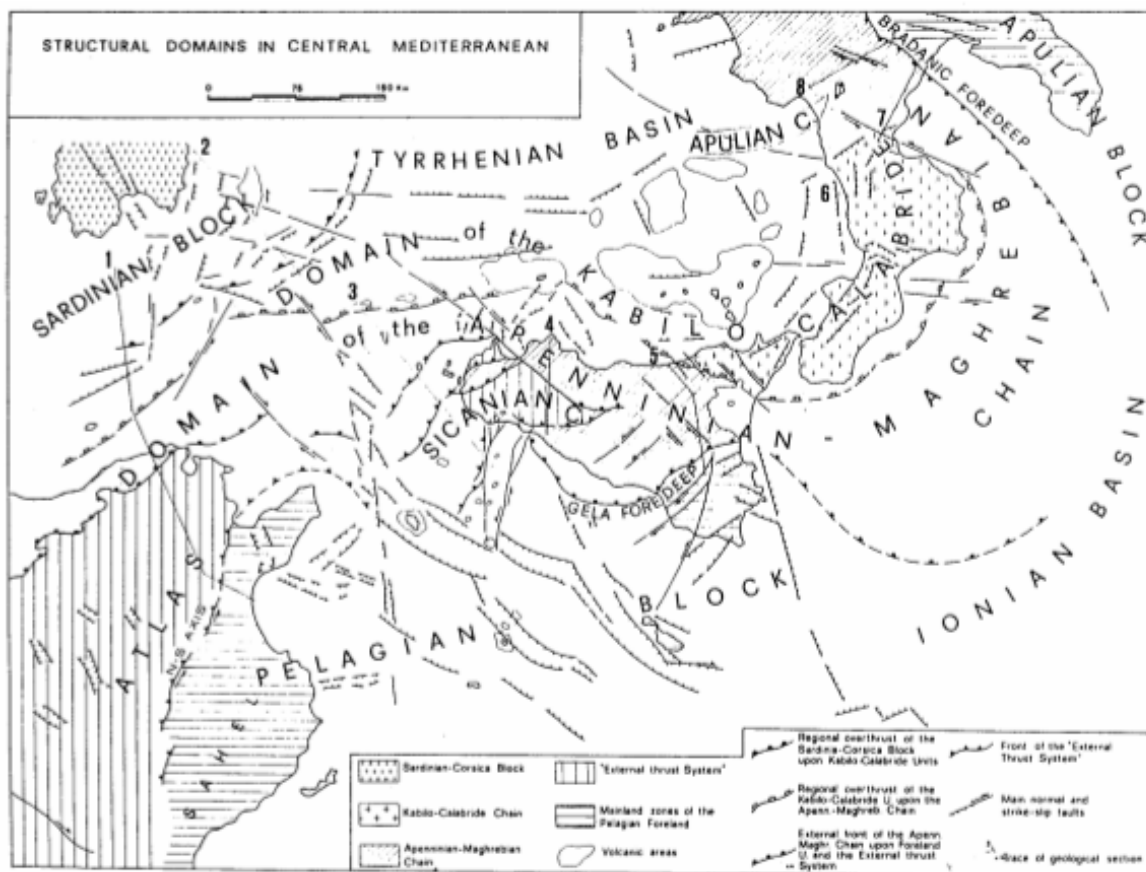


Fig. 1.3 - Domini strutturali nel Mediterraneo Centrale (Lentini et al., 1994).

Esso è infatti il risultato dei diversi processi tettonici susseguitisi dal Mesozoico ad oggi, in seguito alla convergenza Nubia-Eurasia. Questi, a partire dal Cretaceo superiore, sono consistiti nella subduzione della Tetide sotto il continente europeo, nella collisione Africa-Europa con conseguente inversione tettonica del margine africano sottoscorso e, infine, la migrazione dell'arco Calabro-Peloritano e l'apertura del Bacino Tirrenico, guidata dall'arretramento flessurale della zona di subduzione ionica ancora oggi attiva (Dewey et al., 1989; Roure et al., 1990; Ben Avraham et al., 1990). In seguito alle ultime fasi deformative, la porzione dell'Orogene Appenninico-Maghrebide che contraddistingue il Mediterraneo centro-occidentale oggi forma una fascia orogenica arcuata che, seguendo i contorni del Bacino Tirrenico, ha come apice l'Arco Calabro-Peloritano che congiunge la Catena Appenninica orientata NW-SE, a nord, e la Catena Maghrebide siciliana orientata

E-W, a sud. Le associazioni strutturali riferibili alle diverse fasi evolutive che hanno caratterizzato questo settore d'orogene sono ancora riconoscibili in Sicilia orientale, dove i domini tettonici dell'Orogene Appenninico-Maghrebide, dell'avampaese africano, fino alle unità dell'originario margine europeo sono racchiusi in una distanza di poche decine di chilometri (Lentini et al., 1996) (Fig. 1.4).

Il dominio di avampaese è qui rappresentato dal settore nord-orientale del Blocco Pelagiano, caratterizzato da una crosta continentale spessa fino a 30 km e principalmente costituita da una successione carbonatica di età Mesozoico-Terziaria potente fino a 10 km. Il Blocco Pelagiano, che si estende per tutto il canale di Sicilia dove risulta interessato dai fenomeni di stretching crostale all'origine del Rift di Pantelleria (Illies et al., 1981; Catalano et al., 2009), emerge in Sicilia sud-orientale ed è rappresentato dal Plateau Ibleo (Lentini et al., 1994). Verso est, il Blocco Pelagiano è interrotto da una importante struttura crostale ad andamento circa NNW-SSE, denominata Scarpata Ibleo-Maltese, la quale, nell'off-shore ionico della Sicilia orientale separa il dominio a crosta continentale da un'area a crosta assottigliata di tipo oceanico rappresentata dal Bacino Ionico (Finetti e Del Ben, 1996), che costituisce il settore litosferico in subduzione sotto l'arco Calabro-Peloritano.

La fascia orogenica comprende tre principali complessi litologici che sono coinvolti all'interno di un sistema a thrust a vergenza sud-orientale. Le unità più interne (Unità kabilo-calabridi di Lentini et al., 2000 o Complesso Calabride di Ogniben, 1960) affiorano all'interno dell'arco Calabro-Peloritano e sono costituite da rocce di basamento metamorfoico ercinico di derivazione europea. Le unità intermedie (unità appenninico-maghrebidi di Lentini et al., 2000 o Complesso Sicilide s.l. di Ogniben, 1960) rappresentano i resti di un cuneo di accrezione alloctono di derivazione neotetidea. Le unità esterne (Sistema a Thrust Esterno di Lentini et al., 1996 o Complesso Basale di Ogniben, 1960), infine, si sono originate in seguito alla deformazione a thrust del margine interno del Blocco Pelagiano. I domini orogenici descritti disegnano nel loro complesso una geometria a duplex a scala regionale (Fig. 1.4b), ben riconoscibile in Sicilia orientale (Bianchi et al., 1987; Lentini et al., 1994).

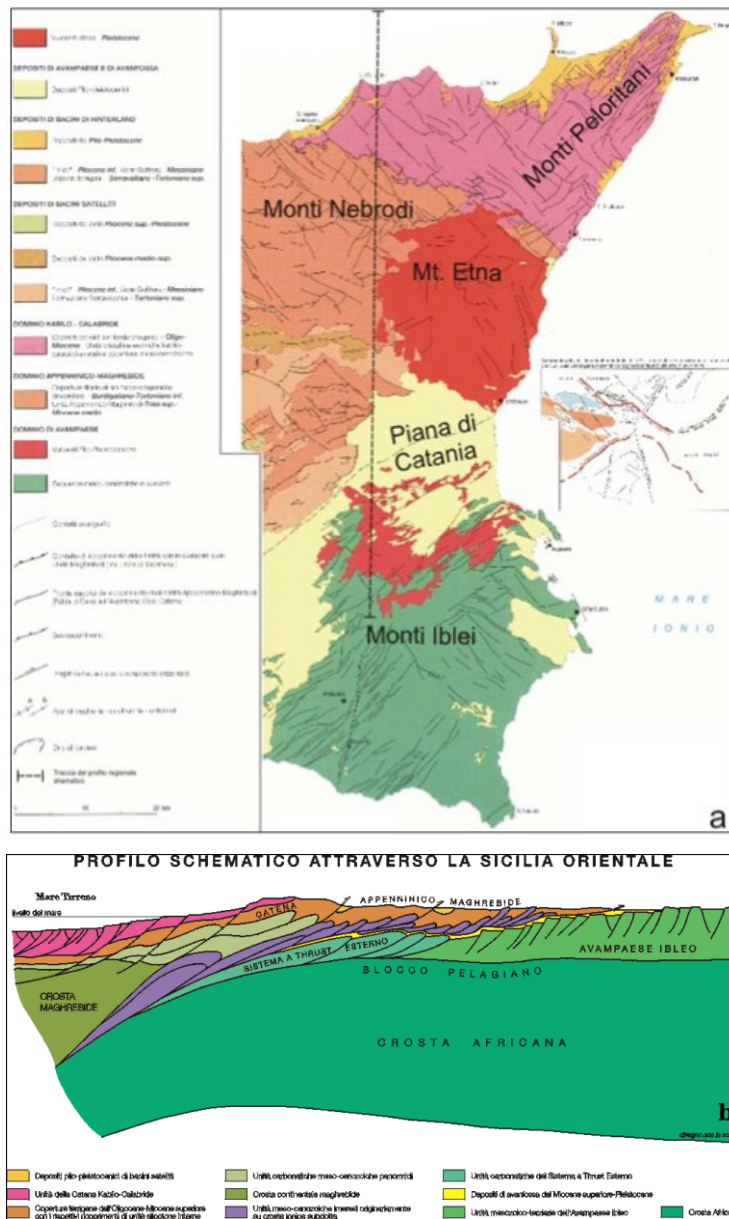


Fig. 1.4: a) Schema tettonico della Sicilia orientale (da Lentini et al., 1996, modificato). b) Profilo schematico attraverso la Sicilia orientale; per la traccia del profilo vedere la Fig. 3 a (da Lentini et al., 2000, modificato).

La fascia orogenica della Sicilia orientale è stata profondamente modificata durante le fasi post-Tortoniane di migrazione dell'arco Calabro-peloritano e di apertura del Bacino Tirrenico. Questi processi si sono manifestati nell'isola con lo sviluppo di sistemi di faglie destre orientate NW-SE che hanno separato le unità in collisione con il margine continentale africano da quelle accavallate sui domini di avampaese ionico, in arretramento flessurale, ed in progressivo avanzamento differenziale verso est. Tali unità, riferite al margine meridionale dell'arco Calabro-Peloritano, oggi affiorano nel settore della Sicilia nord-orientale, al confine tra Monti Nebrodi e Monti Peloritani. La tettonica tardo-collisionale è stata inoltre dominata dalla surrezione della zona assiale della catena che

oggi costituisce la dorsale Madonie-Monti Nebrodi, lungo il settore settentrionale della Sicilia. Questa culminazione è controllata da una rampa crostale orientata E-W (Linea M. Kumeta-Alcantara di Ghisetti & Vezzani, 1982), caratterizzata da movimenti obliqui destri.

L'area investigata si colloca alla terminazione meridionale dell'arco Calabro-Peloritano (Scandone, 1979; Amodio-Morelli et al., 1976) e comprende la dorsale dei Monti Peloritani, orientata in direzione circa NE-SW ed estesa da Capo Rasocolmo fino al Bacino del Fiume Alcantara, e la porzione più orientale della dorsale dei Monti Nebrodi, comprendente anche la terminazione orientale della zona assiale.

In gran parte della regione affiorano le unità kabilo-calabridi che derivano dallo smembramento tettonico ed embriatura tardo-Eocenica dell'originario basamento ercinico del margine europeo, costituito da termini metamorfici di vario grado e dalle relative coperture Meso-Cenozoiche (Lentini & Vezzani, 1975). Le unità kabilo-calabridi formano un sistema embriato, in cui le unità di basamento di medio-alto grado occupano le posizioni più interne, affiorando nel settore nord-orientale, mentre le unità di basamento epimetamorfiche costituiscono le porzioni più esterne, affiorando nei settori sud-occidentali. Le unità kabilo-calabridi sono in larga parte ricoperte dalla Formazione di Capo d'Orlando (Flysch di Capo d'Orlando) dell'Oligocene superiore-Miocene inferiore (Lentini e Vezzani, 1975, 1978; Lentini et al., 1995; Catalano & Di Stefano, 1996; Lentini, 2000), costituita da facies torbiditiche conglomeratico-arenacee passanti lateralmente e verso l'alto a facies arenacee e arenaceo-pelitiche, che costituiscono una copertura sin-collisionale, a sua volta ricoperta tettonicamente dalla falda retrovergente della Unità delle Argille Scagliose Antisicilidi, proveniente dai domini tetidei. I contatti della falda retrovergente sono suturati dai depositi basali della successione costituita dalle Calcareniti di Floresta (Burdigaliano sup.-Langhiano) e dalle argille grigie del Langhiano sup.-Serravalliano inferiore, che chiudono la successione.

Le unità Kabilo-Calabridi risultano estesamente accavallate sulle unità appenninico-maghrebidi, lungo un thrust a basso angolo di età oligo-miocenica, il cui fronte è noto in letteratura come "Linea di Taormina" (Giunta et al., 1989; Ghisetti et al., 1991; Lentini et al., 1995; 2000). In molte sintesi a scala regionale, è indicata come Linea di Taormina un lineamento trascorrente destro di estensione regionale, interpretato come limite meridionale dell'arco Calabro-Peloritano (Scandone, 1979) e composto da una serie di faglie ad alto angolo, orientate NW-SE, che si sovrappongono al fronte di accavallamento kabilo-calabride, ritagliando in più punti il vecchio thrust a basso angolo. Tali faglie formano due distinte zone di faglia, estese dalla costa tirrenica a quella ionica, secondo

l'allineamento San Fratello-Valle dell'Alcantara e denominate "Linea Sud-Peloritana" e "Linea dell'Alcantara" (Lentini et al., 1995) (Fig. 1.5). Ulteriori zone di taglio destre orientate WNW-ESE, denominate "Linea Capo d'Orlando-Capo S. Alessio" e "Linea di Ali" (Lentini et al., 1995) (Fig. 1.5), si sono sviluppate anche più a nord. Tali strutture rappresentano delle discontinuità caratterizzate da una evoluzione polifasica che, iniziata nell'Oligocene superiore, si è protratta almeno fino al Pleistocene inferiore (Catalano et al., 1996).

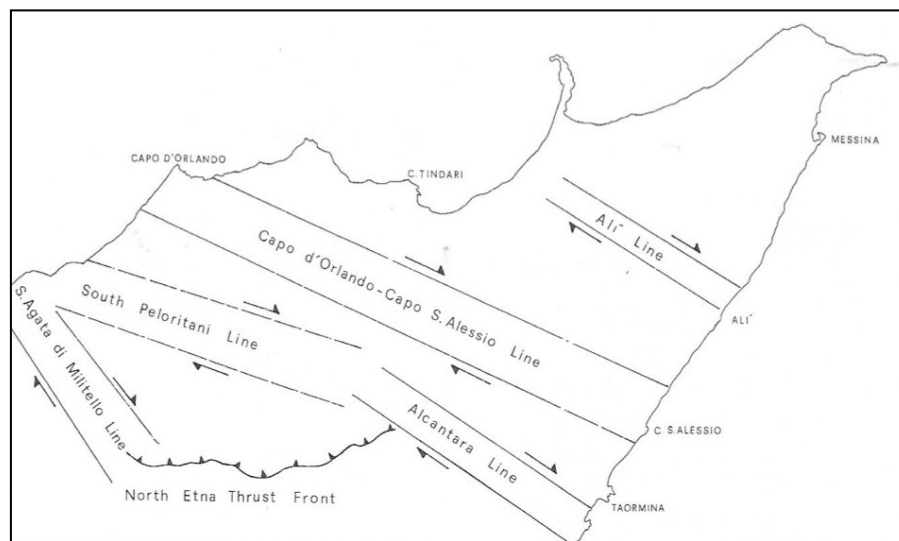


Fig. 1.5: Zone di taglio destre, orientate NW-SE, attraverso la Sicilia nord-orientale (da Lentini et al., 1995).

Le unità appenninico-maghrebidi, affioranti al letto della "Linea di Taormina" sono costituite dalle coperture sedimentarie meso-cenozoiche tetidee e dei paleodomini minori posti in prossimità del margine africano. Esse sono in gran parte rappresentate dalle coltri alloctone delle Argille Scagliose e dell'Unità di Monte Soro, una successione torbiditica argilloso-calcareo, con la porzione mediana più prettamente quarzarenito-argilloso. Queste successioni culminano in corrispondenza della zona assiale della dorsale dei Monti Nebrodi, formando l'ampia anticlinale di rampa sviluppatasi al tetto della Linea Kumeta-Alcantara.

Il segmento orogenico della Sicilia nord-orientale è delimitato verso il bacino tirrenico da strutture estensionali, orientate NE-SW, sviluppatasi durante la migrazione dell'arco Calabro-Peloritano, che combinate con le faglie destre ad orientazione NW-SE hanno originato depressioni di forma triangolare riempite da depositi appartenenti a più cicli sedimentari, di età compresa tra il Tortoniano superiore e il Pleistocene inferiore. Lungo la costa tirrenica, sono stati documentati ingenti rigetti verticali della successione marina del Pleistocene inferiore-medio (900-600 ka) (Catalano & Di Stefano, 1997) che,



nei settori costieri occidentali è sollevata fino ad una quota di circa 580 m s.l.m., mentre nelle aree più orientali (tra Milazzo e Barcellona P.G.) è ribassata di circa 500 m, raggiungendo una quota massima di circa 80 m s.l.m.. Il limite tra i due settori di costa è rappresentato da una zona di taglio orientata circa NW-SE, individuata on-shore nell'area di Rodi Milici. Questo fascio di faglie si sviluppa sulla prosecuzione ideale dei sistemi di faglie affioranti lungo l'allineamento Salina-Lipari-Vulcano nella porzione centro-meridionale dell'Arcipelago Eoliano. Il fascio di faglie più significativo, riconosciuto sull'isola di Lipari, è composto da segmenti orientati N-S che formano una "coda di cavallo" che si sviluppano dal tipo di una zona di taglio orientata NW-SE. Le faglie delimitano il settore occidentale dell'isola, composto dalle successioni vulcaniche più antiche sollevate tettonicamente e modellate da diversi ordini di superfici di terrazzamento marino, separandolo da quello orientale, dalle successioni più recenti e in parte soggetto a fenomeni di subsidenza attiva. La geometria complessiva del sistema di faglie indica una chiara origine da movimenti trascorrenti destri lungo le faglie orientate NW-SE, anche se l'analisi cinematica dei piani di faglia ha dimostrato che le faglie mostrano i segni di riattivazione secondo almeno tre differenti campi di stress, uno di tipo compressivo e due di tipo estensionale, con direzione di estensione circa perpendicolare tra loro (Catalano et al., 2009). Il fascio di faglie riconosciuto lungo la costa tirrenica della Sicilia, già descritte in Catalano et al. (2009), mostrano le stesse caratteristiche geometriche e cinematiche delle faglie rinvenute a Lipari. Sulla base di queste evidenze, supportate dai dati della sismica a mare condotta nell'off-shore tra la Sicilia nord-orientale e le Isole Eolie (Argnani et al., 2007), gli Autori hanno ipotizzato la presenza di una zona di taglio estesa, con direzione NW-SE, dalle Isole Eolie al margine occidentale della dorsale dei Monti Peloritani (Catalano et al., 2009), denominata Eolian-Peloritani Shear Zone (EPSZ; Catalano et al., 2009) (Fig. 1.6).

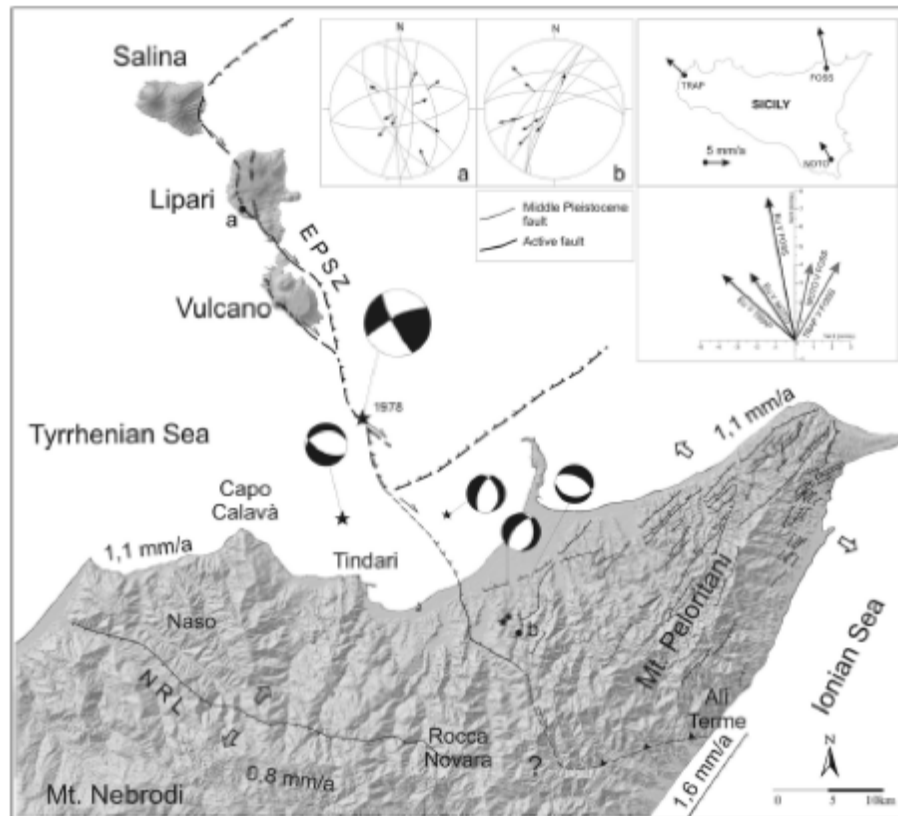


Fig. 1.6: Schema neotettonico della Sicilia nord-orientale (da Catalano et al., 2009; Tesi di dottorato G. Romagnoli, 2010). I dati geodetici mostrati nell'inset si riferiscono ai dati di Hollenstein et al., 2003. I dati dei tassi di sollevamento derivano da Catalano e Di Stefano (1997) e Catalano e De Guidi (2003) I meccanismi focali da Cello et al., (1982) e Giammanco et al., (2008).

A livello regionale, questa struttura costituirebbe il bordo sud-occidentale di un bacino collassato, dopo l'inizio del Pleistocene medio (600 ka), nelle aree comprese tra la costa tirrenica dei Monti Peloritani e l'allineamento Stromboli-Salina-Vulcano delle Isole Eolie. Nella sua prosecuzione a terra, le faglie della EPSZ, infatti interrompono il sistema di faglie normali a gradinata, orientate NE-SW, che hanno controllato il terrazzamento lungo la costa tirrenica peloritana. Studi condotti sui terrazzi dell'area (Catalano & Cinque, 1995; Catalano et al., 2010b) hanno dimostrato che il terrazzamento marino lungo la gradinata di faglia è il risultato della migrazione verso mare delle linee di faglia attive che ha provocato il sollevamento sopra il livello del mare delle porzioni disattivate della gradinata di faglia. L'evidenza che il movimento lungo le faglie del bordo tirrenico peloritano ha esattamente bilanciato il tasso di sollevamento regionale, la loro formazione è stata messa in relazione a processi di collassi gravitativi indotti dal fenomeno surrettivo. Secondo tale interpretazione, il bacino interposto tra le isole Eolie e i Monti Peloritani costituirebbe un residuo di una pre-esistente depressione in fase di sollevamento attivo.

A partire dal Pleistocene superiore, la terminazione meridionale dell'arco Calabro-Peloritano e la Sicilia orientale è stata sede della migrazione delle faglie normali del Rift Siculo-Calabro (Monaco & Tortorici, 2000) (Siculo-Calabrian Rift Zone; SCRZ di Catalano et al., 2008). La propagazione della rift-zone ha creato un collegamento tra le faglie estensionali del versante occidentale della Calabria, del dominio tirrenico di retroarco, e l'antico margine Blocco Pelagiano-Bacino Ionico della Sicilia sud-orientale.

La SCRZ si compone di diversi segmenti di faglia di lunghezza compresa tra 10 e 50 km ad orientazione preferenziale NNW-SSE, per il settore Calabro e la Sicilia nord-orientale, e NNE-SSW, per il resto della Sicilia orientale, coprendo complessivamente una lunghezza totale di circa 370 chilometri (Fig. 1.7).

In Sicilia orientale, la SCRZ può essere suddivisa in tre rami principali: quello Ibleo, quello Etneo e quello dello Stretto di Messina (Monaco et al., 2002; Catalano et al., 2003; Catalano e De Guidi, 2003; De Guidi et al., 2003; Catalano et al., 2008).

In particolare, il versante ionico della dorsale peloritana fiancheggia la terminazione meridionale del ramo dello Stretto di Messina, rappresentato da un segmento di faglia individuato nell'off-shore ionico, descritto come Faglia di Taormina (Catalano e De Guidi, 2003; Catalano et al., 2008).

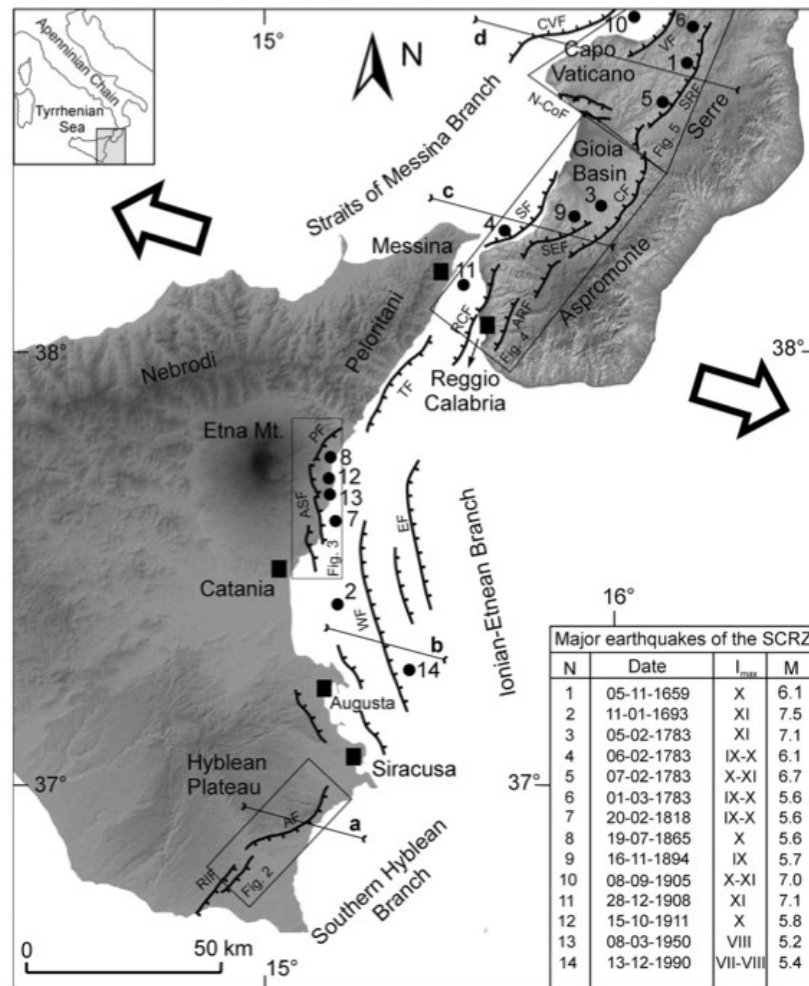


Fig. 1.7: Mappa sismotettonica del Rift Siculo Calabro (SCRZ) (da Catalano et al., 2008), dove vengono mostrate le principali faglie normali che lo compongono, l'ubicazione dei principali terremoti storici e strumentali associati alla loro attivit  (inset) e l'estensione regionale accomodata da queste strutture (frecche nere).

Lungo tale faglia, descritta da diversi autori come gap sismico (Monaco et al., 1996; Monaco et al., 1997; Stewart et al., 1997; Bianca et al., 1999; Monaco e Tortorici, 2000), studi morfologici condotti nella fascia costiera hanno ben vincolato l'inizio dell'attivit  della faglia, testimoniata da una locale accelerazione del sollevamento tettonico a partire dal Pleistocene superiore, la sua lunghezza di circa 40 km, stabilita sulla base della deformazione ad antifornte, longitudinalmente alla costa, delle paleolinee di riva suprapleistoceniche, (Catalano & De Guidi, 2003) (Fig. 1.8) e il suo potenziale sismogenico, dimostrato dalle ripetute dislocazioni cosismiche di solchi di battente olocenici (Stewart et al., 1997; Kershaw, 2000; Rust e Kershaw, 2000; De Guidi et al., 2003) (Fig. 1.9).

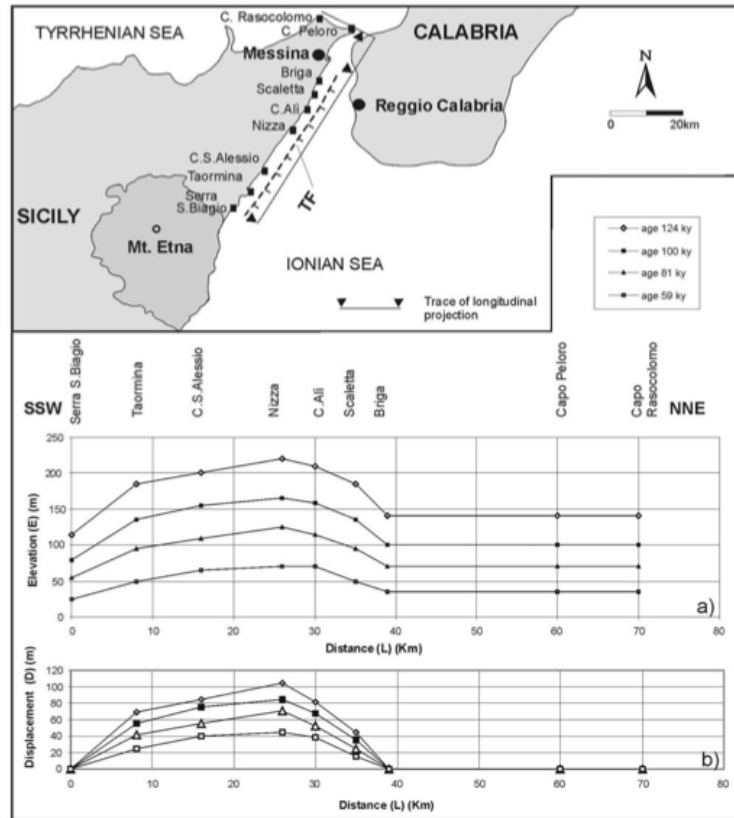


Fig. 1.8: Mappa mostrante l'ubicazione delle varie sezioni di analisi delle superfici di terrazzamento marino lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale al footwall della Faglia di Taormina. Il grafico a mostra la deformazione verticale totale misurata lungo la costa mentre il grafico b deriva dal grafico a cui è stata sottratta la componente regionale della deformazione.

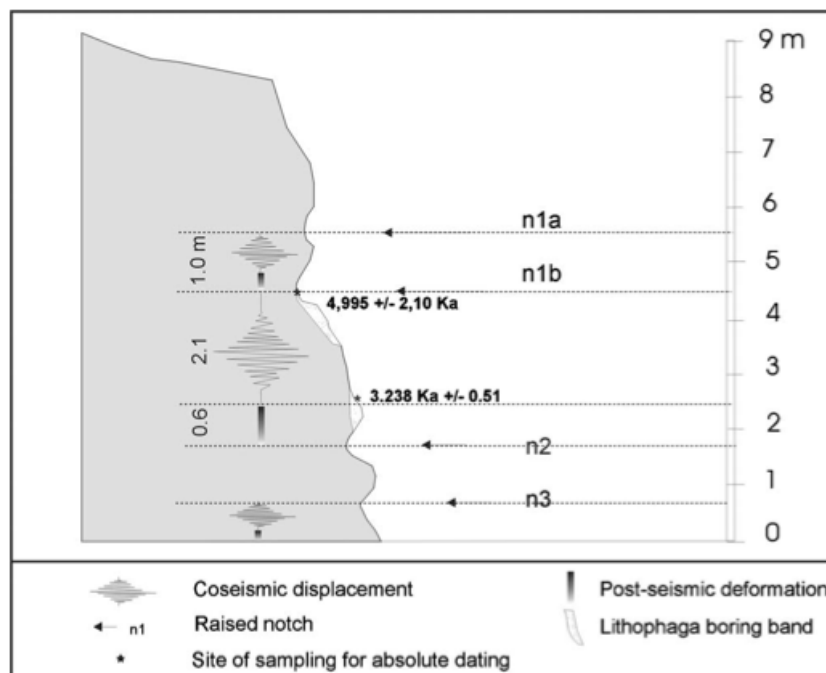


Fig. 1.9: profilo schematico dell'area costiera nei dintorni di Taormina mostrante tre paleo-linee di costa relative a tre eventi sismici importanti avvenuti negli ultimi 5 ka (da De Guidi et al., 2003).

Attualmente, la rift-zone accomoda interamente l'estensione regionale orientata WNW-ESE, prodotta, tra Sicilia e Calabria orientale, dall'arretramento flessurale dello slab ionico, come evidenziato dai dati strutturali (Tortorici et al., 1995; Monaco et al., 1997; Jacques et al., 2001), sismologici (Cello et al., 1982; Gasparini et al., 1982; Anderson e Jackson, 1987; Frepoli e Amato, 2000, Pondrelli et al., 2002; Jenny et al., 2006) e geodetici (Hollenstein et al., 2003; D'Agostino e Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004).

I dati geodetici disponibili in letteratura permettono inoltre di riconoscere che l'intera regione della Sicilia nord-orientale costituisce un blocco crostale mobile, indipendente dalle aree circostanti. Ciò è chiaro se si confrontano i dati delle velocità GPS riferiti ad Europa (Hollenstein et al., 2003) (Fig. 1.10) per i diversi settori della Sicilia. In Sicilia occidentale (Stazioni TRAP e USTI) e sud-orientale (NOTO) i vettori, puntando verso NW, sono compatibili con la dinamica della convergenza Nubia-Eurasia.

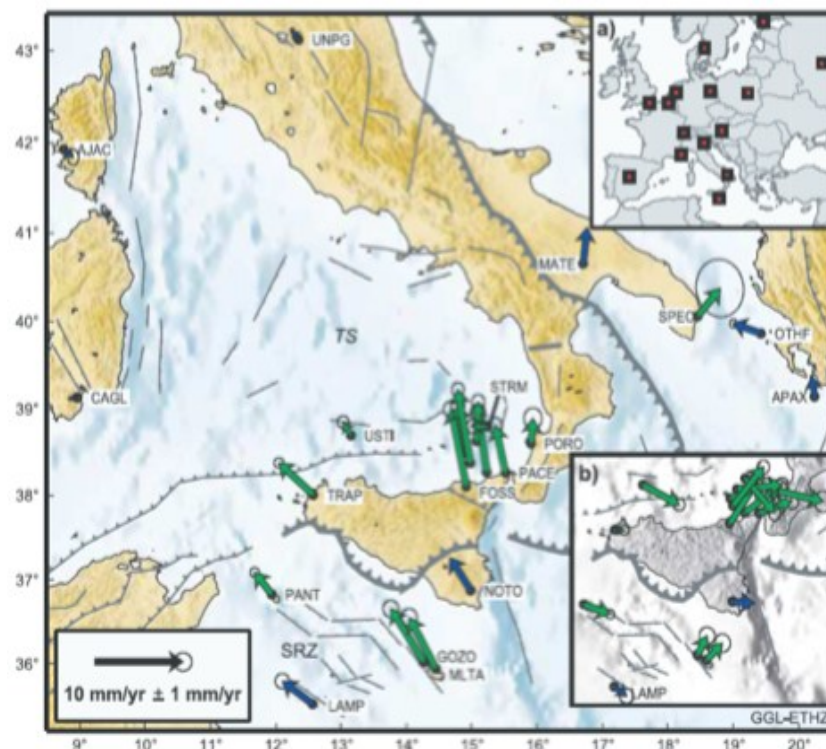


Fig. 1.10: Vettori velocità GPS riferiti a Europa (Hollenstein et al., 2003). L'inset b mostra i vettori velocità GPS riferiti a Nubia.

I vettori per la Sicilia nord-orientale sono deviati verso NNW e presentano moduli di velocità maggiore (FOSS - Hollenstein et al., 2003). La combinazione dei vettori TRAP e FOSS (Fig. 1.11) suggerisce che tra la Sicilia nord-orientale ed il resto dell'isola è in atto

una distensione orientata NNE, che contrasta con la cinematica neogenico-quadernaria connessa alla migrazione verso ESE dell'Arco Calabro-Peloritano.

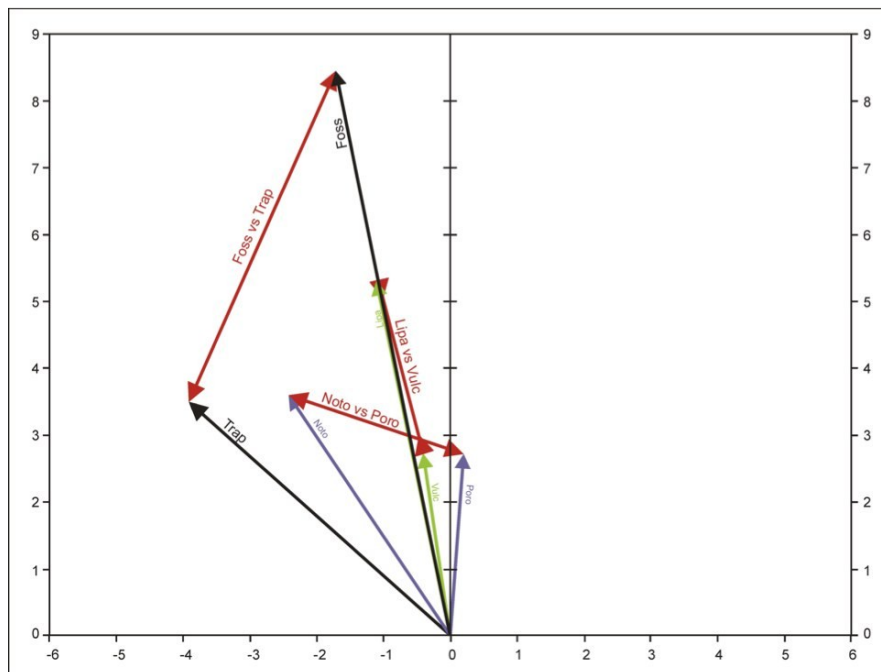


Fig. 1.11: Composizione dei vettori GPS (Hollenstein et al., 2003) che mostrano, oltre alla distensione associata all'attività dell'SCRZ (NOTO vs PORO) e alla compressione dell'Arcipelago Eoliano (LIPA vs VULC), l'estensione orientata NNE-SSW tra la Sicilia nord-orientale e il resto dell'isola (FOSS vs TRAP).

Tale migrazione sarebbe ancora in atto nei settori calabresi ad est del SCRZ, come indicato dai vettori velocità per le stazioni ubicate in Calabria (Hollenstein et al., 2003). L'indipendenza cinematica della sicilia nord-orientale nei confronti sia della fascia collisionale siciliana che del resto dell'Arco Calabro-Peloritani viene messa meglio in evidenza dai dati geodetici riferiti a Nubia (D'Agostino e Selvaggi, 2004) (Fig. 1.12). In questo caso, si può osservare come la differenza piuttosto marcata del modulo dei vettori velocità tra quelli posti in Sicilia nord-orientale e quelli coincidenti con le stazioni NOTO e TRAP di Hollenstein et al. (2003) evidenziano un allontanamento del settore nord-orientale della Sicilia, mentre, rispetto ai vettori posti in Calabria che puntano verso est, presentano moduli di velocità comparabili, ma la direzione di movimento per la Sicilia nord-orientale risulta alquanto discordante con i primi.

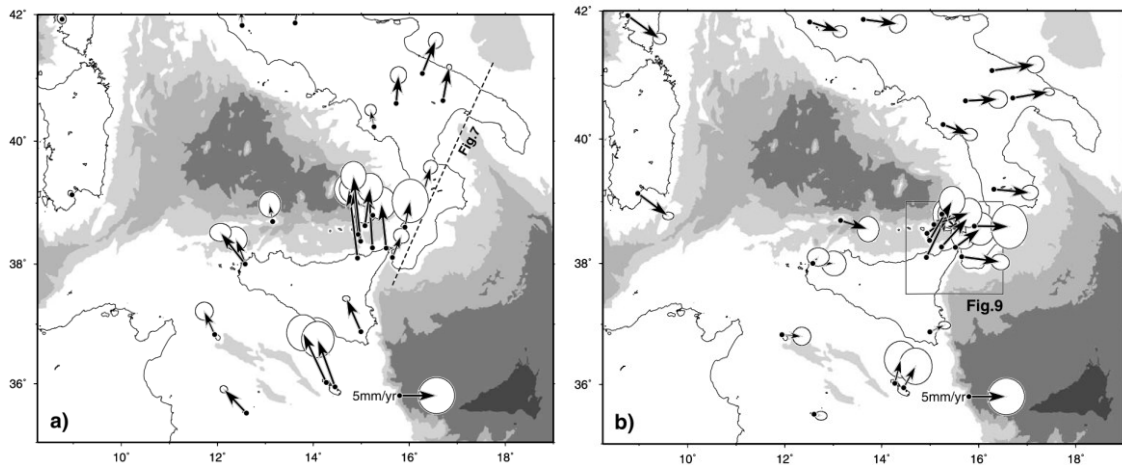


Fig. 1.12: Vettori GPS riferiti rispettivamente a Europa (a) e a Nubia (b) (D'Agostino e Selvaggi, 2004), che mostrano l'indipendenza cinematica della Sicilia nord-orientale nei confronti sia dal resto dell'arco Calabro che dalla zona collisionale siciliana.

#### 4. INQUADRAMENTO SISMOTETTONICO

La Sicilia nord-orientale rappresenta una tra le regioni del Mediterraneo centrale sismicamente più attive (Fig. 1.13), in cui sono stati localizzati molti forti terremoti, tra cui qualcuno catastrofico. Gran parte degli eventi maggiori è avvenuta in epoca pre-strumentale, per cui gli studi di sismotettonica fanno riferimento a stime dell'ubicazione degli eventi, della estensione areale della zona epicentrale e della magnitudo presunta degli eventi basata quasi esclusivamente su informazioni derivanti da analisi macrosismiche. La stessa storia sismica della regione soffre dell'incompletezza o delle incertezze dei cataloghi, specialmente per quanto riguarda alcuni eventi più antichi. E' chiaro che il deficit di informazioni in merito ai meccanismi focali, alle profondità ipocentrali e magnitudo, solo indirettamente desumibili dai dati macrosismici, rende scarsamente vincolata qualsiasi correlazione tra eventi sismici e strutture tettoniche responsabili, per la quale una serie di dibattiti sono ancora aperti per la maggior parte degli eventi maggiori (es. 1908).

A fronte di questa incertezza, nei modelli sismotettonici e nella zonizzazione sismica della regione si è consolidata la prassi di associare i maggiori terremoti storici alle principali strutture tettoniche originatesi durante le fasi deformative neogenico-quadernarie della regione, senza una adeguata verifica della presenza o meno degli indizi geologici e morfologici necessari a testimoniare di una loro attività anche in epoca recente e a stabilire la compatibilità tra i parametri della sorgente con le stime di magnitudo massima attesa. D'altronde, anche laddove esistano numerosi studi condotti in questo senso, permangono ancora numerosi dibattiti aperti sulla reale sorgente sismogenica.



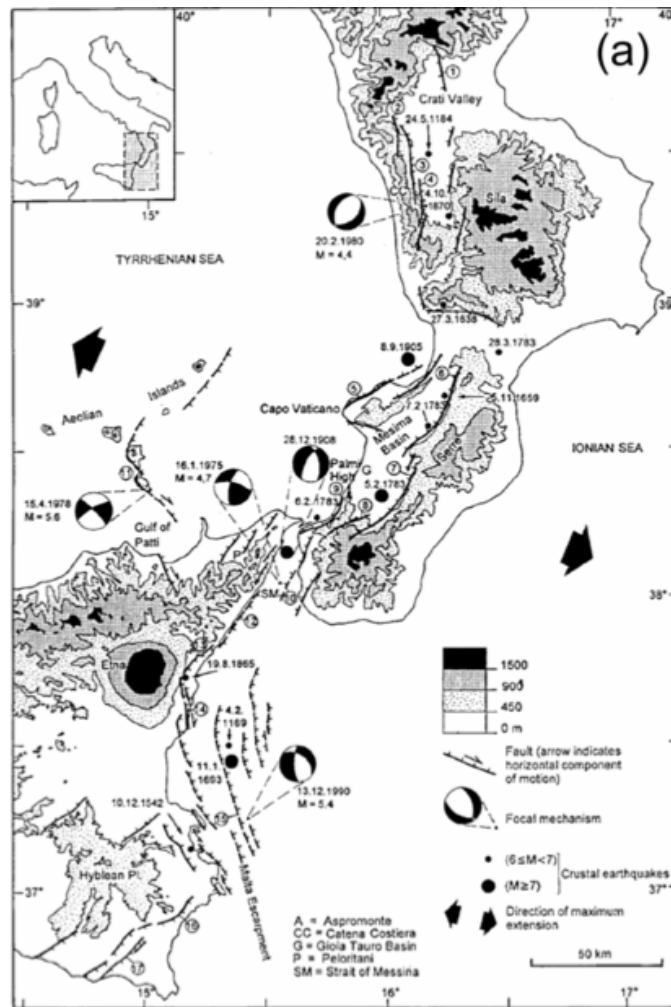


Fig. 1.13: Schema sismotettonico della Sicilia orientale e della Calabria mostrando l'andamento delle strutture che compongono l'SCRZ (da Monaco e Tortorici, 2000).

Facendo riferimento ai vari cataloghi di sismicità storica (Fig. 1.14) e strumentale disponibile (CPTI04, NT4.1, ISIDE, Catalogo dei Terremoti della Sicilia Orientale-Calabria meridionale, RCMT, Med-Net, NOAA, SHARE, Sismoweb) sono stati acquisite le informazioni riguardanti localizzazione, magnitudo e, laddove disponibili, meccanismi focali dei principali eventi sismici che hanno colpito la Sicilia nord-orientale negli ultimi 2.000 anni. Per quanto concerne la sismicità storica dell'area, si può notare che la distribuzione di questi si concentra in prossimità delle aree in cui ricadono strutture tettoniche riconosciute in letteratura, alle quali diversi autori, definendole come probabili sorgenti sismogeniche, associano tale sismicità (Fig. 1.15).

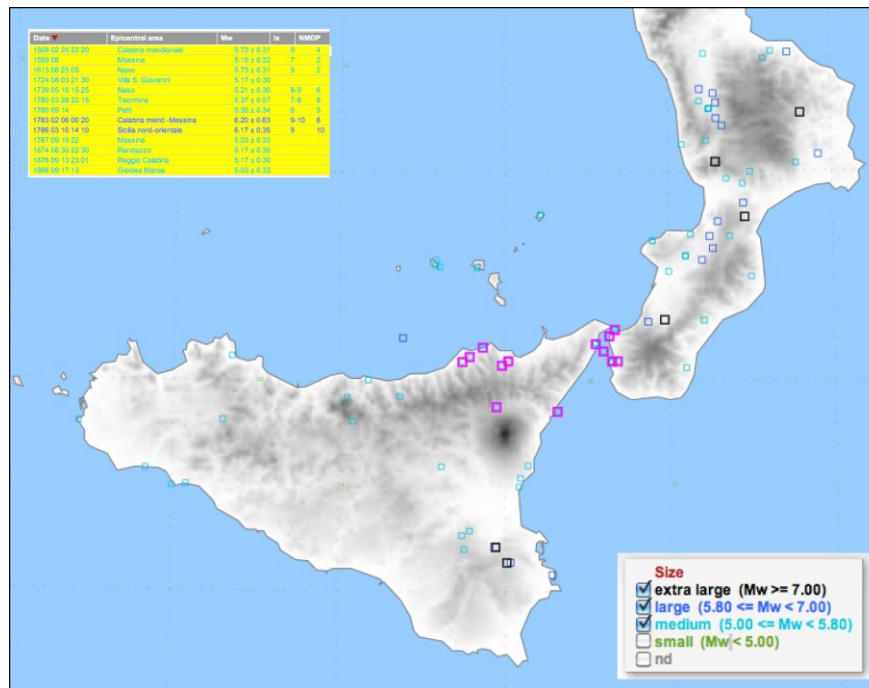


Fig. 1.14: Carta della sismicità storica della Sicilia e della Calabria in cui vengono mostrati i terremoti di magnitudo superiore a 5.0. In rosso sono indicati i principali eventi sismici che hanno colpito la Sicilia nord-orientale (da SHARE European Earthquake Catalogue dal 1000 al 1989).

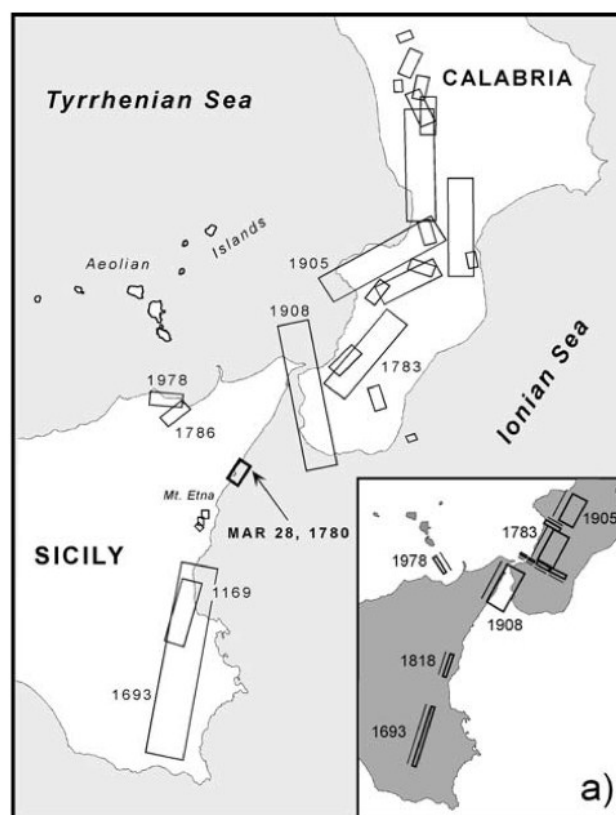


Fig. 1.15: Distribuzione delle sorgenti sismiche in Calabria meridionale ed in Sicilia secondo Azzaro et al., (2007). Vengono mostrate le sorgenti sismogeniche ricavate dai dati macrosismici dei terremoti storici. Nell'inset sono mostrate le sorgenti sismogeniche derivate da studi geologici e geofisici.

In alcuni casi, alle evidenze morfostrutturali e strutturali che permettono di identificare le faglie attive presenti in una determinata area, potenziali sorgenti sismogeniche, non corrisponde una compatibile distribuzione della sismicità storica. Tale discrepanza può essere stata determinata dal fatto che le ubicazioni degli eventi su base macrosismica possono essere in parte condizionato da aree di intenso danneggiamento dovuto ad effetti di sito locali, indotti dalle variazioni delle caratteristiche litostratigrafiche e geomorfologiche dell'area in esame, piuttosto che dalla vicinanza all'epicentro, oppure risentire della disomogenea distribuzione dei punti di misura, legata alla localizzazione di centri abitati al momento dell'evento preso in considerazione.

Lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale, i principali eventi sismici storici si sono concentrati nell'area dello Stretto di Messina, dove sono stati ubicati, anche se con notevoli incertezze sulla reale geometria della sorgente, quelli del 361, 853, 1172, 1494, 1509, 1783, 1908, 1975, per i quali sono stati stimati valori di magnitudo maggiori di 5.0 e ad alcuni sono stati associati effetti in superficie devastanti. Il settore della costa compreso tra lo Stretto di Messina ed il Monte Etna, stando ai dati dei cataloghi di sismicità storica disponibili, costituirebbe un'area di gap sismico, non essendo stato indicato alcun terremoto principale con magnitudo superiore a 4.5 da più di tre secoli. Di recente, Azzaro et al. (2007) hanno associato il terremoto del 28/03/1780, di magnitudo 5.5 alla Faglia di Taormina, ubicata lungo questo tratto di costa.

Tra i forti terremoti che hanno colpito la Sicilia nord-orientale, vanno menzionati quelli di Naso del 1613 e del 1739 (Boschi et al., 1997; Guidoboni et al., 2007) per i quali è stata stimata una magnitudo di circa 5.6 e 5.1 rispettivamente per i quali sono stati documentati diffusi crolli di buona parte delle abitazioni, fenditure al suolo e frane; in particolare per l'evento del 1739, fu segnalata la concomitanza di tale evento con una particolare attività vulcanica di Vulcano (Montigore, 1743; Ferrara, 1823; Incudine, 1882; Mercalli, 1883, 1897; Sciuto Patti, 1986). In una regione limitrofa, compresa tra gli abitati di Longi e Galati Mamertino, è stata sede di uno sciame sismico (Giugno-Settembre 2011) (Fig. 1.16) composto da più di 400 eventi (Fig. 1.17) di magnitudo non superiore a 4.4, ubicati entro uno spessore crostale di 10.0 km. Di questi eventi circa 85 presentano una magnitudo compresa tra 2.0 e 3.0 e circa 10 eventi una magnitudo superiore a 3.0 (ISIDE Working Group). L'evento principale ( $M = 4.4$  - 23 Giugno 2011) ha fornito un meccanismo focale che mostra un'estensione orientata circa NNE-SSW, in accordo con i dati geodetici descritti in precedenza, che legherebbero gli eventi alla stessa dinamica che guida i movimenti relativi della Sicilia nord-orientale rispetto alle aree adiacenti.

Una ulteriore zona interessata da sismicità storica è l'area compresa tra il Golfo di Patti e la terminazione meridionale dell'arcipelago eoliano (Fig. 1.18).



Fig. 1.16: Distribuzione dei terremoti dello sciame sismico avvenuto in Sicilia nord-orientale nei dintorni degli abitati di Longi e Galati Mamertini nel periodo Giugno-Settembre 2011 (dati da ISIDe Working Group).

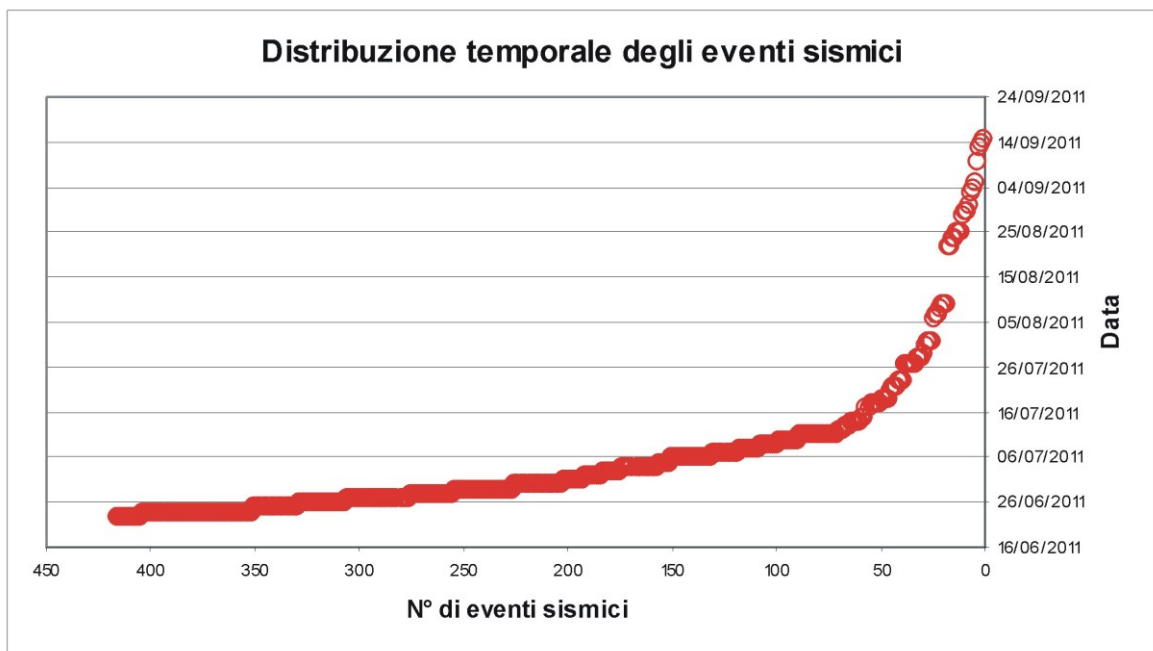


Fig. 1.17: grafico mostrante la distribuzione nel tempo degli eventi dello sciame sismico verificatosi nel periodo Giugno-Settembre 2011 nell'area dei dintorni di Galati Mamertino, in Sicilia nord-orientale.

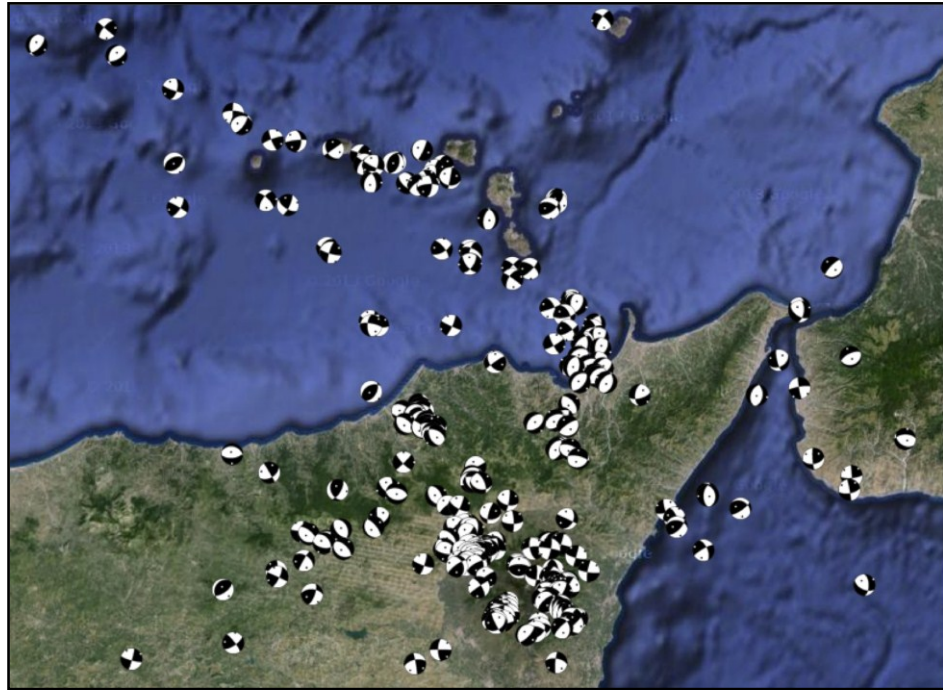


Fig. 1.18: Meccanismi focali dei terremoti strumentali di magnitudo superiore a 2.7 avvenuti in Sicilia nord-orientale ed in Calabria meridionale nel periodo 1999-2013 (dati da Sicily and Souther Calabria Focal Mechanisms Catalog - Scarfi et al., 2013).

Tra i principali eventi sismici che sono documentati nei database sismici per quest'area, va ricordato il terremoto del 1786 che, con una magnitudo stimata di circa 6.2 ha causato ingenti danni in tutti i paesi del versante tirrenico della Sicilia nord-orientale, da Naso a Messina. Altri eventi importanti sono quelli del 1780 e del 1978, rispettivamente di magnitudo pari a 5.4 e 5.7. Il meccanismo focale di quest'ultimo indica movimenti trascorrenti destri lungo un piano orientato circa NNW-SSE e può essere messo in relazione all'attività tettonica lungo la zona di taglio della EPSZ (Catalano et al., 2009). Altri meccanismi focali, per terremoti di magnitudo inferiore a quella dei precedenti, indicano anche una doppia direzione dell'estensione, orientata NE-SW (sisma del 1999 –  $M = 4.3$ ) e NW-SE ed una compressione NNE-SSW, in perfetto accordo con i dati ricavati dagli indicatori cinematici misurati sui piani di faglia alla mesoscala, lungo il fascio di strutture affiorante a Lipari e nella zona di Rodi Milici, descritto in precedenza.

Secondo la Zonizzazione Sismogenica ZS4 (Scandone et al., 1992) (Fig. 1.19), la Sicilia nord-orientale ricade quasi per intero nella Zona 74 a meno di un ristretto settore che fa riferimento alla parte sud-occidentale della Zona 71 dello Stretto di Messina.

In particolare, all'interno della Zona 74 gli autori hanno riconosciuto tre sub-zone (Azzaro et al., 2000): la ZS 74a comprende l'allineamento Salina-Lipari-Vulcano e l'area

del Golfo di Patti, la ZS 74b è stata individuata nell'area dell'abitato di Naso ed infine l'area nei dintorni di Novara di Sicilia-Raccua viene indicata come ZS 74c. Gli studi condotti finalizzati alla realizzazione di una più aggiornata zonizzazione sismogenica del territorio italiano (ZS9 – Meletti e Valensise, 2004) (Fig. 1.20), hanno determinato la modifica dell'estensione e del numero delle precedenti Zone, fornendo, inoltre, informazioni riguardanti la profondità "efficace" alla quale si verificano il maggior numero di terremoti e il meccanismo di fagliazione caratteristico.

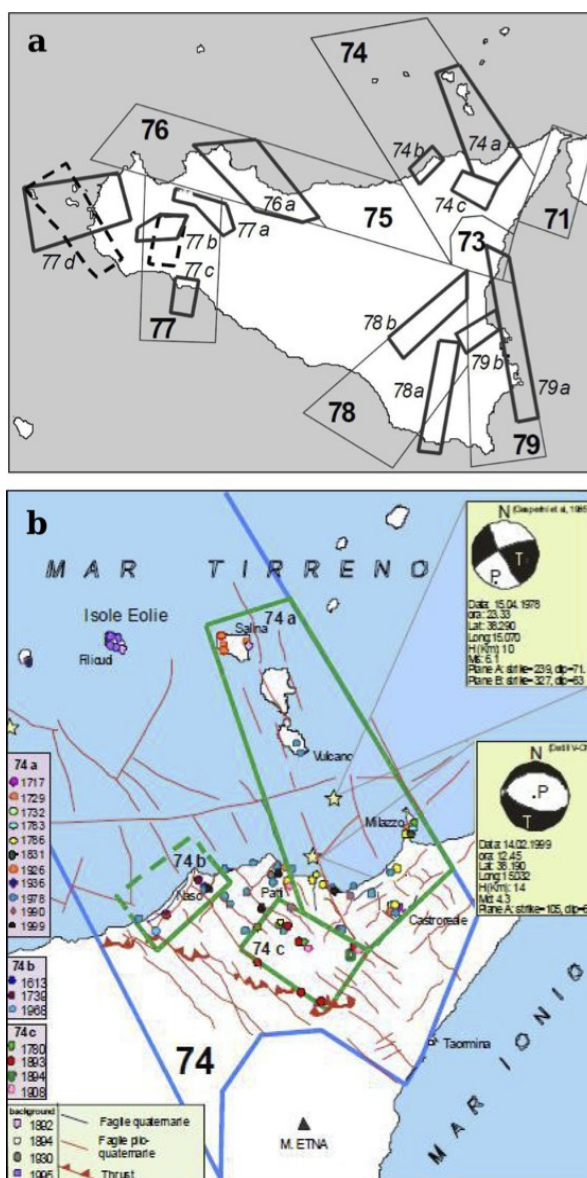


Fig. 1.19: a) Zonizzazione sismogenica ZS4 (Scandone et al., 1992). b) Distribuzione delle intensità massime osservate dei terremoti con danno e subzone sismogeniche individuate in Sicilia nord-orientale (da Azzaro et al., 2000 modificato).

Secondo la nuova zonizzazione ZS9, il settore della Sicilia nord-orientale analizzato nel presente studio ricadere in più zone. Esse sono rappresentate: dall'estremità orientale

della Zona 933 che corre lungo tutto il versante settentrionale dell'isola, corrispondendo al tetto della Linea Kumeta-Alcantara; la Zona 932, con direzione circa NNE-SSW, che comprendendo l'allineamento Salina-Lipari-Vulcano delle Isole Eolie e la parte centrale della Sicilia nord-orientale fino al Fiume Alcantara, nell'intenzione degli autori, dovrebbe seguire la Linea Tindari-Letojanni di Ghisetti & Vezzani (1982); la terminazione meridionale della Zona 929 che, sviluppandosi per tutto il settore occidentale dell'arco Calabro e lo Stretto di Messina, ingloba il settore ionico della catena Peloritana, coincidendo con la presunta orientazione delle faglie responsabili del terremoto del 1908.

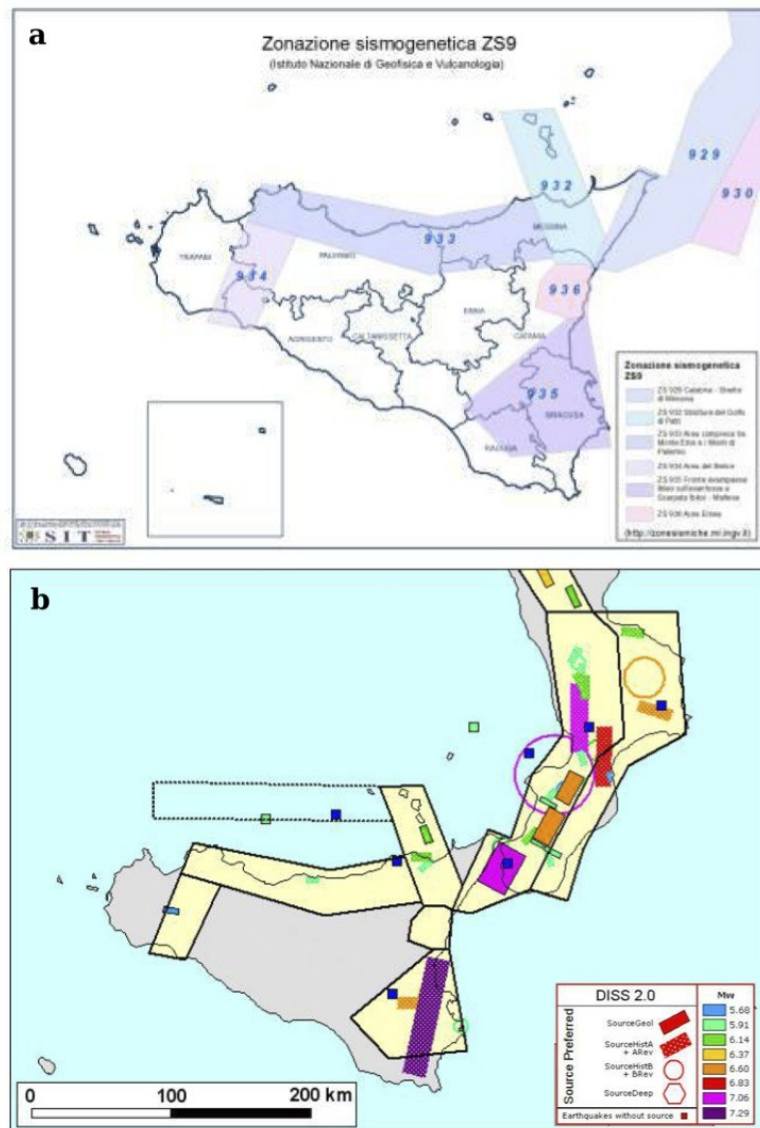


Fig. 1.20: Zonazione sismogenetica ZS9 (Meletti e Valensise, 2004) per la Sicilia e la Calabria (a) determinata tenendo in considerazione anche i dati sulle sorgenti sismogenetiche contenute nel DISS (b).

Le informazioni disponibili sulle possibili sorgenti sismogenetiche presenti nella zona investigata sono state tratte dal DISS 2.0 (Database of Potential Sources for Earthquake Larger than M5.5 in Italy – Valensise e Pantosti, 2001). Il catalogo, la cui versione più

aggiornata è la 3.1.1 (Fig. 1.21), contempla tra le sorgenti sismogeniche composite per la Sicilia nord-orientale, la “Patti-Eolie - ITCS042” e la “Aspromonte-Peloritani - ITCS016”. A queste sono associate sorgenti sismogeniche individuali, quella del “Golfo di Patti” - ITIS045 alla quale è attribuito il terremoto del Golfo di Patti del 1978 (Barbano et al., 1979) e quella dello “Stretto di Messina” ITIS013 alla quale è molto dibattuta l’attribuzione del terremoto di Messina del 1908.

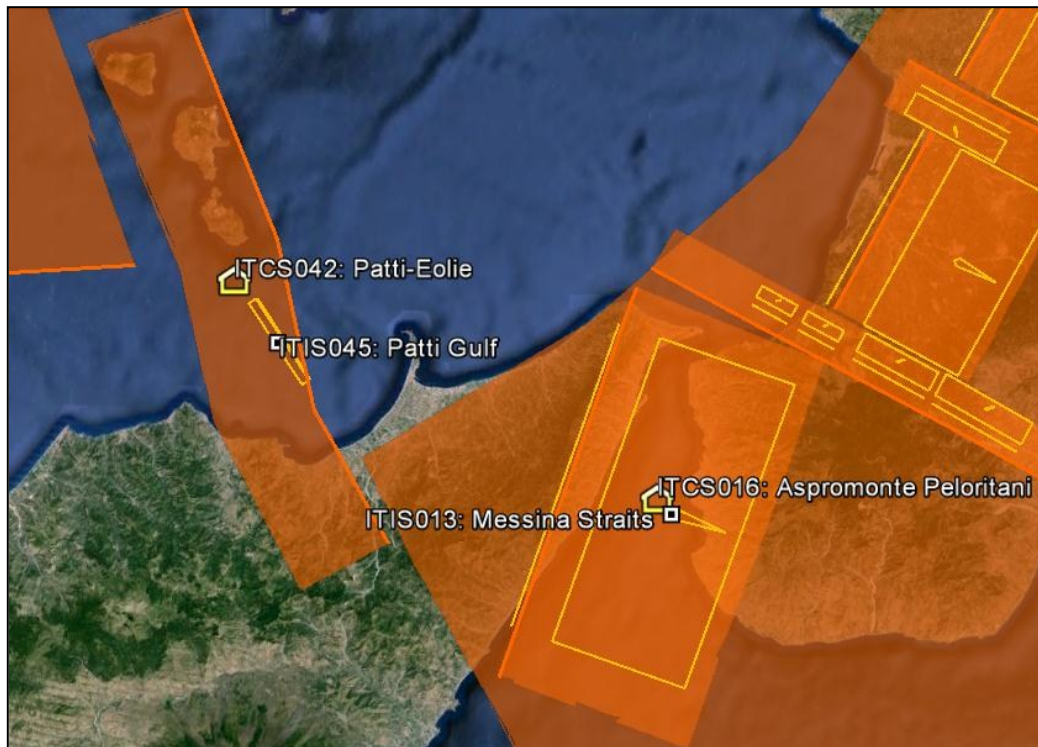


Fig. 1.21: particolare del DISS 3 che mostra le sorgenti sismogeniche che ricadono in Sicilia nord-orientale



## **PARTE I - EVOLUZIONE MORFOSTRUTTURALE DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE:**

### **5. DEFINIZIONE DEL BLOCCO MOBILE PELORITANO (BMP)**

I dati geologici a scala regionale, sul lungo periodo, e i dati geodetici, sul cortissimo periodo, indicano che la storia evolutiva della Sicilia nord-orientale è stata caratterizzata da una elevata mobilità tettonica. Seppure scarsamente indicativi per il ristretto intervallo di tempo cui si riferiscono, i dati geodetici, in accordo con i dati sismologici, sembrerebbero indicare che la cinematica attuale obbedisca ad una dinamica differente da quella che ha governato la regione fino al Pleistocene medio e che la Sicilia nord-orientale, dapprima solidale con il resto dell'arco Calabro-Peloritano, oggi costituisca un blocco crostale cinematicamente indipendente. Tale blocco, per il quale si propone la denominazione di Blocco Mobile Peloritano (BMP), comprende la Sicilia nord-orientale nel suo complesso, includendo anche l'off-shore tirrenico fino almeno all'allineamento Vulcano-Lipari-Salina (Catalano et al., 2009). Vista la discrepanza con le evidenze di lungo periodo, è legittimo porsi il problema della significatività reale della serie temporale decennale dei dati geodetici su cui si baserebbe l'ipotesi dello stravolgimento di un quadro tettonico che i dati geologici indicherebbero stabile, da almeno 10 milioni di anni (Dewey et al., 1989). Le vicende tettoniche che hanno caratterizzato il periodo che separa la fine del record geologico delle deformazioni sinsedimentarie (600 ka) dalle deformazioni attive, evidenziate dai dati geodetici, sono state registrate, sotto forma di risposta morfologica, nell'evoluzione del paesaggio. Per accreditare la validità del quadro delineato dai dati geodetici è quindi necessario intervenire con uno studio geomorfologico e morfometrico di dettaglio, al fine di colmare il vuoto di informazioni e completare adeguatamente il dataset. Lo studio geomorfologico ha riguardato tutta la Sicilia nord-orientale, su un settore sufficientemente vasto da comprendere al suo interno tutte le aree dove sono ubicati i siti di misura GPS che accrediterebbero la loro appartenenza al BMP (Fig. 1.12) e una fascia sufficientemente ampia di aree limitrofe. L'obiettivo discusso in questa prima sezione è la validazione dell'esistenza del BMP, la definizione della sua estensione, la ricostruzione della sua evoluzione morfo-tettonica e l'individuazione della geometria, della cinematica dei suoi limiti tettonici e, infine, la valutazione dei rispettivi tassi di deformazione.

## 6. ANALISI DEL RILIEVO

Analisi morfologiche mirate alla definizione dell'evoluzione neotettonica di una regione devono tenere in considerazione due aspetti principali: la valutazione dell'entità e dell'intensità delle deformazioni crostali e della risposta morfologica indotta. Il primo aspetto è essenzialmente analizzato tramite lo studio ed interpretazione del rilievo, connesso alle deformazioni crostali cumulate nel tempo.

Un'analisi del rilievo condotta con l'adeguato dettaglio fornisce indicazioni per distinguere domini adiacenti caratterizzati da differente evoluzione tettonica recente. Nel caso specifico, l'analisi del rilievo è stata mirata a definire i limiti cinematici del BMP in Sicilia nord-orientale, in movimento relativo rispetto alla Calabria e al resto della Sicilia, e, dove possibile, valutare i modi e le intensità delle modificazioni topografiche indotte dalle deformazioni lungo le sue strutture bordiere e delle relative risposte morfologiche.

A tale scopo, l'analisi del rilievo è stata effettuata mediante la correlazione e comparazione tra i dati di differenti elaborati cartografici, tutti derivati dal DEM a risoluzione 10 m, e da circa 40 swath profiles realizzati secondo la direzione NW-SE, paralleli al vettore movimento registrato dai dati geodetici tra Sicilia nord-orientale ed il resto dell'isola.

### 6.1 CARTA DELLE PENDENZE E CARTA DELLA DENSITÀ DELLE ISOIPSE

L'analisi del rilievo è stata effettuata sull'intera area della Sicilia nord-orientale ed è partita da una valutazione preliminare delle caratteristiche topografiche della regione, tenendo in considerazione la distribuzione delle aree a differente acclività, significative per l'individuazione immediata dei settori in disequilibrio morfologico per l'elevata inclinazione dei pendii. A tale scopo è stata elaborata una "Carta delle pendenze" (Fig. 1.22) e una "Carta della densità delle isoipse" (Fig. 1.23), ricavata effettuando una semplice determinazione della variazione della densità/unità di superficie delle curve di livello con equidistanza 10 metri. Rispetto alla prima, quest'ultimo tipo di raffigurazione delle caratteristiche topografiche del territorio, per quanto in sostanza equivalente e apparentemente banale, permette di visualizzare meglio i limiti tra regioni adiacenti a diversa evoluzione morfologica, lungo i quali concentrare le successive indagini per la individuazione delle eventuali linee di dislocazione attiva del paesaggio.

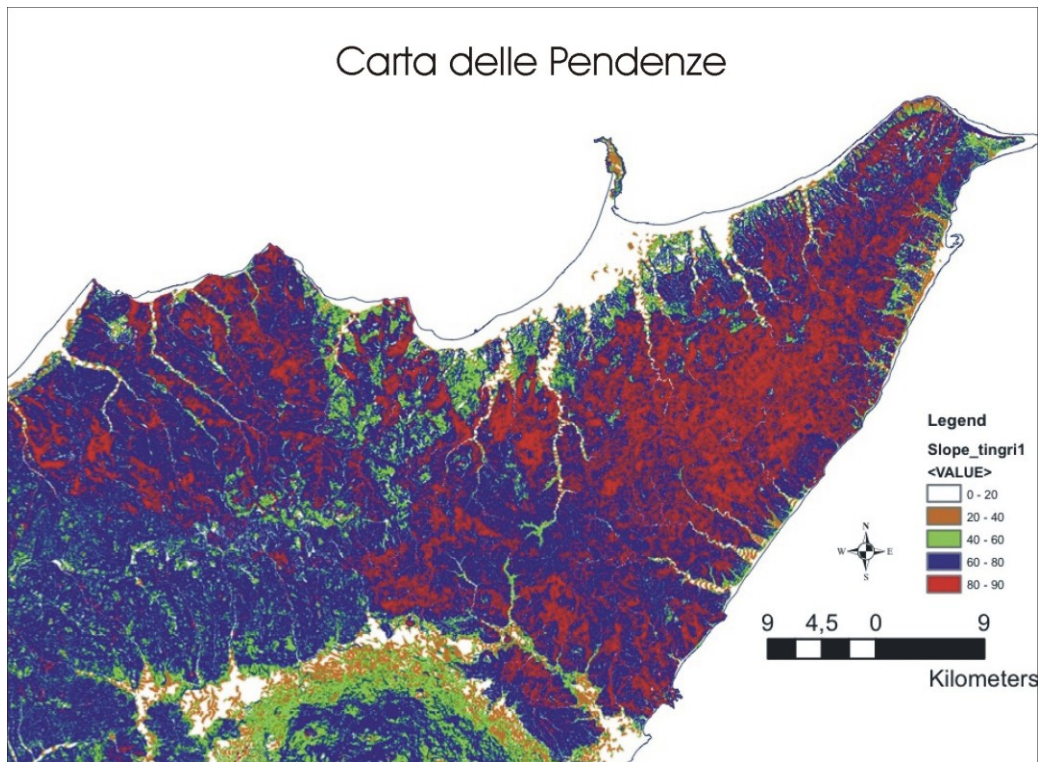


Fig. 1.22: Carta delle pendenze topografiche della Sicilia nord-orientale.

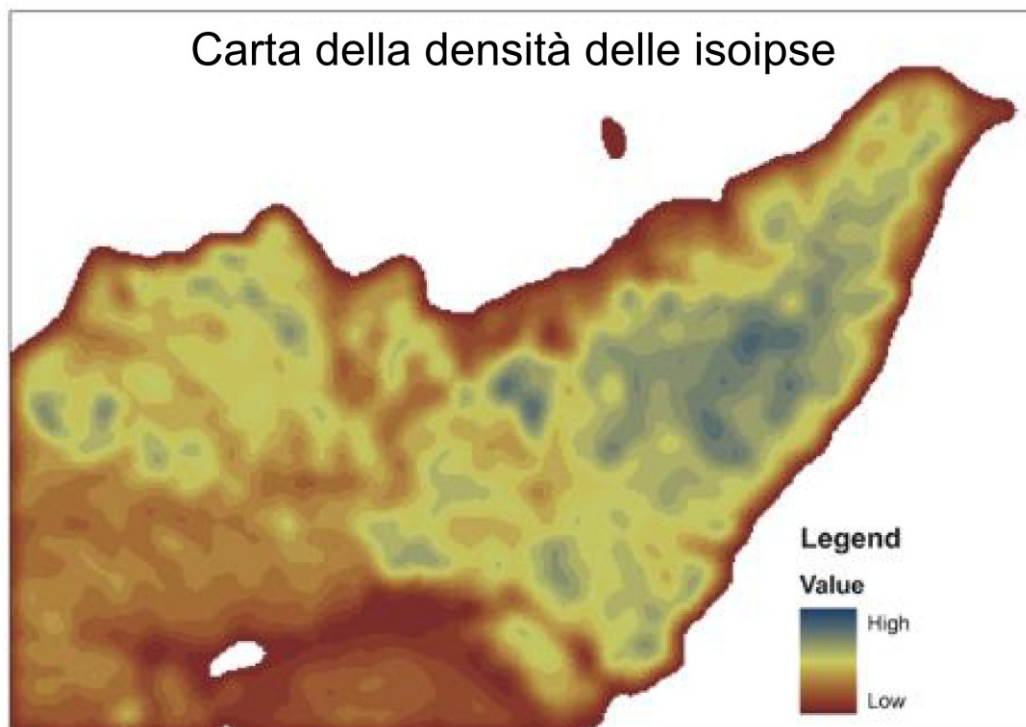


Fig. 1.23: Carta della densità delle isoipse determinata per la Sicilia nord-orientale.

#### Commento dei risultati

Nella carta della densità delle isoipse (Fig. 1.23) è possibile distinguere in maniera netta il settore della Sicilia nord-orientale, caratterizzato da valori relativamente alti di

densità, dal resto dell'isola, dove i valori sono nettamente più bassi. Il limite tra questi due settori è rappresentato da un margine orientato circa NW-SE che corre dall'area nei dintorni dell'abitato di S. Agata di Militello, sul versante tirrenico, all'area nei dintorni di Taormina sul versante ionico. La variazione netta di comportamento può essere messa in relazione all'effetto dell'erosione selettiva al letto e al tetto della Linea di Taormina oppure può essere ricollegata ai movimenti verticali differenziali attraverso le faglie più recenti, ad alto angolo, della Linea Sud-Peloritana e della Linea dell'Alcantara. A nord-est di questo allineamento, è possibile inoltre riconoscere due settori distinti che si differenziano per i valori di densità e per la loro distribuzione nelle diverse fasce altimetriche. Il settore orientale è contraddistinto da alti valori di densità di isoipse che si distribuiscono uniformemente sulle diverse fasce altimetriche. Tali caratteristiche sono riferibili ad un paesaggio caratterizzato da versanti a forte pendenza sul quale ha agito un costante e prolungato processo di ringiovanimento dei profili di equilibrio, senza segnali apparenti di interruzione del processo dall'inizio della dissezione dei fiumi. In corrispondenza del settore occidentale, le massime densità delle isoipse si riscontrano nelle fasce altimetriche più basse, mentre vasti tratti della sommità del rilievo sono caratterizzati da bassi valori di densità, indicative della presenza di superfici sub-pianeggianti. In entrambi i settori, la carta ci mostra chiaramente gli effetti di un ringiovanimento recente del reticolo idrografico. I caratteri topografici del settore occidentale suggeriscono che l'approfondimento finale dei corsi d'acqua sia intervenuto dopo una fase prolungata di equilibrio, testimoniata dalla presenza dei resti di un precedente paleopaesaggio maturo. Al contrario, i caratteri topografici dei settori orientali indicano invece che la dissezione finale del paesaggio è stata la fase terminale di un processo già attivo in precedenza lungo tutta la dorsale dei Monti Peloritani, responsabile della cancellazione delle originarie superfici sommitali, sostituite da un paesaggio a creste.

Ulteriori variazioni della densità delle isoipse definiscono fasce orientate circa NW-SE, caratterizzate alternativamente da valori relativamente bassi ed alti di densità, che interrompono la continuità verso sud-ovest del paesaggio sommitale a bassa energia del rilievo. È interessante notare che queste fasce sono allungate parallelamente a lineamenti tettonici regionali già riconosciuti e descritti in letteratura (es. "Capo d'Orlando-Capo Sant'Alessio Line" di Lentini et al., 1995). L'ubicazione delle zone di faglia coincide con le fasce a minore densità delle isoipse. Ciò suggerisce che la presenza delle fasce appaiate a differente densità delle isoipse sia il risultato di processi di erosione selettiva, piuttosto che di deformazioni attive o recenti. L'intensa tettonizzazione lungo le zone di faglia,

avrebbe favorito, a parità di condizioni, un più intenso annullamento del rilievo e conseguente diminuzione delle pendenze. Tale considerazione vincola l'attività lungo strutture ad una età quanto meno più antica di quella del paleopaesaggio sommitale (v. oltre).

Le informazioni ricavate dalla Carta della densità delle isoipse se confrontate con i dati forniti dalla Carta Gravimetrica d'Italia in scala 1: 1.000.000 (Fig. 1.24) mostrano interessanti correlazioni con la distribuzione delle anomalie gravimetriche positive di Bouguer.

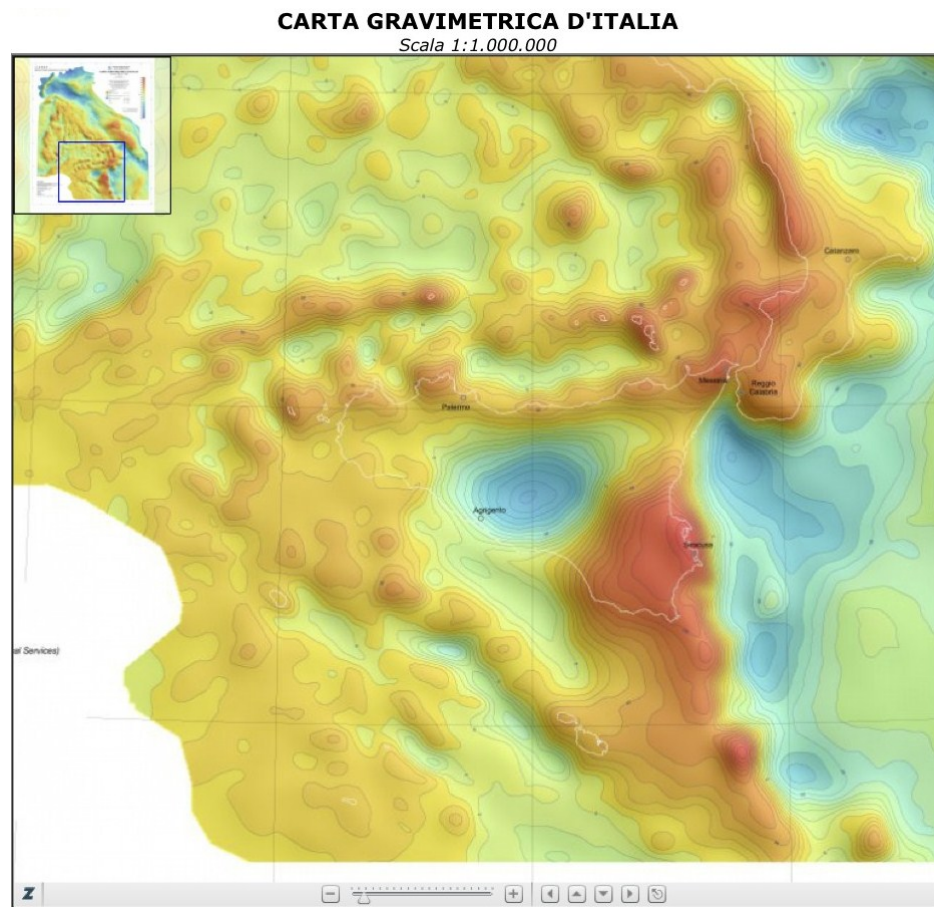


Fig. 1.24: stralcio della carta gravimetrica d'Italia (anomalie di Bouguer) in scala 1:1.000.000 (da ISPRA, 2004).

La coincidenza tra aree soggette a ringiovanimento del paesaggio con settori caratterizzati da massimi di anomalie gravimetriche positive suggerisce che i fenomeni di sollevamento tettonico responsabili dell'approfondimento del livello di base dell'erosione siano da ricollegare a risalite del Mantello piuttosto che a riaggiustamenti isostatici delle aree orogeniche a crosta ispessita. Ne consegue che locali diminuzioni del valore di anomalia positiva possano essere lette come effetto di parziali compensazioni di massa

connesse a fenomeni di assottigliamento crostale. Tale modello interpretativo è suffragato dall'evidenza che valori relativamente bassi di anomalia gravimetrica positiva si registrino in corrispondenza del bacino tirrenico e che i valori minimi si misurano dove sono stati maggiormente concentrati i processi di stretching crostale che, causando l'apertura del bacino, hanno fortemente controbalanciato il processo di risalita mantellica. Al contrario, un massimo di anomalia positiva è centrata sulla regione iblea, in Sicilia sud-orientale, dove è stata ipotizzato un fenomeno di risalita del Mantello, solo marginalmente compensato da estensione crostale, in un contesto dinamico compressivo (Catalano et al., 2010a).

In Sicilia nord-orientale, minimi relativi di anomalia positiva di Bouguer marcano l'area del bacino estensionale ricostruito in Catalano et al. (2009) nella regione peritirrenica compresa tra la dorsale dei Monti Peloritani e le isole Eolie, mentre il settore a terra, non interessato dalla deformazione estensionale, è caratterizzato da valori molto più elevati.

Un modello sintetico di risposta crostale alla risalita mantellica in Sicilia orientale (Catalano et al., 2011) è mostrato in Fig. 1.25. Le condizioni strutturali e le evidenze gravimetriche del settore ibleo, in Sicilia sud-orientale, possono essere riferite allo stadio II dello schema, in cui si assiste ad un inarcamento crostale in risposta al duomo mantellico in risalita; la situazione della Sicilia nord-orientale, invece, può essere paragonata allo stadio III dello schema, dove ai fenomeni di doming crostale è associata un assottigliamento crostale che ha quasi interamente bilanciato l'eccesso di massa dovuto alla risalita del Mantello.

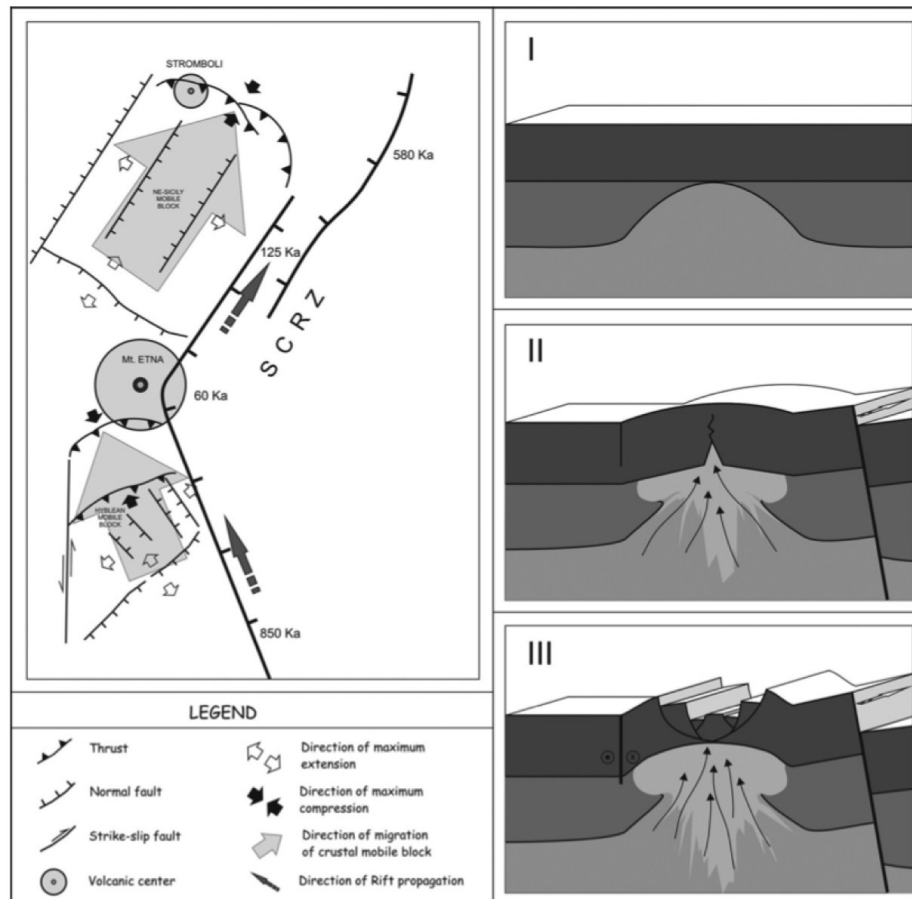


Fig. 1.25: modello cinematico ed evoluzione (I-III) di risalita di diapiri mantellici in Sicilia orientale e deformazione crostale al footwall del Rift siculo-calabro (da Catalano et al., 2011).

I dati gravimetrici nell'on-shore della Sicilia nord-orientale (Fig. 1.26) evidenziano inoltre che il limite di demarcazione tra il settore della Sicilia nord-orientale e le aree più meridionale, desunto dalla carta della densità delle isoipse è associato ad una netta diminuzione dei valori della anomalia gravimetrica positiva. Ciò suggerisce che il diverso comportamento nei due settori adiacenti non va connesso in modo riduttivo ai soli fenomeni di erosione selettiva determinati dalla presenza dell'accavallamento a basso angolo affiorante lungo la Linea di Taormina, ma piuttosto va riferito alla Linea Sud-Peloritana e dell'Alcantara che, secondo i dati gravimetrici, avrebbero il significato di strutture radicate a livello litosferico

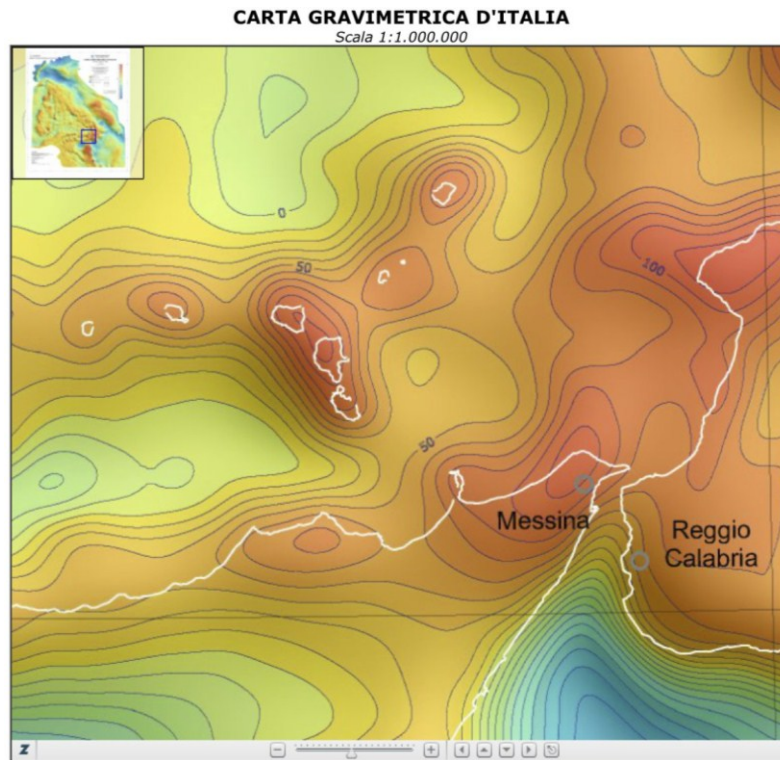


Fig. 1.26: dati gravimetrici relativi all'area della Sicilia nord-orientale (da Carta Gravimetrica d'Italia in scala 1:1.000.000, ISPRA 2004).

## 6.2 CARTA DELL'ENERGIA DEL RILIEVO, CARTA DEL RAPPORTO ELEVAZIONE-ENERGIA DEL RILIEVO E CARTA DELLA RUGOSITÀ

In tutto il settore della Sicilia nord-orientale sono stati calcolati i valori dell'“Energia del Rilievo” (ER) e del “Rapporto elevazione-energia del rilievo (“Elevation-Relief Ratio”; ERR) (Pike & Wilson, 1971; Mayer, 1990). Gli indici sono stati rappresentati in carte dove sono riportati i valori misurati all'interno di celle contenute in griglie di campionamento con maglie di lato di lunghezza differente (0.5, 1.0, 2.0 e 4.0 km; Fig. 1.27, Fig. 1.28, Fig. 1.29 e Fig. 1.30), al fine di comparare i risultati ottenuti per i diversi gradi di dettaglio utilizzati.

L'Energia del Rilievo (ER), espressa dalla differenza tra le quote massima e minima ( $Q_{max} - Q_{min}$ ) di una determinata porzione del territorio, fornisce una stima numerica del grado di risposta morfologica dei processi esogeni alla creazione di rilievo da parte dei processi endogeni. Tale valore va riferito al rilievo, espresso dalla sola  $Q_{max}$ , che è il risultato del bilancio tra i dislivelli topografici prodotti nell'unità di tempo, connessi ai tassi di deformazione crostale, e l'efficacia dei processi esogeni a ridurli, legata al grado di maturità della risposta morfologica. La risposta dei processi esogeni alla formazione del rilievo, in condizioni climatiche umide, dapprima produce una dissezione dell'area in



sollevamento, tramite l'approfondimento del reticolo idrografico, che si traduce in un progressivo aumento dell'energia del rilievo, con il valore di  $Q_{max}$  determinato dalla deformazione verticale accumulata nel tempo e di  $Q_{min}$  governato dal progressivo approfondimento dei corsi d'acqua. Queste condizioni sono tipiche di uno stadio precoce della risposta morfologica in aree in sollevamento tettonico attivo, dove il sistema di drenaggio è costretto continuamente ad adeguarsi a variazioni verso il basso del livello di base. Una risposta morfologica matura prevede la transizione ad una fase di annullamento del rilievo e, conseguentemente, ad una riduzione dell'energia del rilievo ER, ad opera degli stessi processi fluvio-denudazionali.

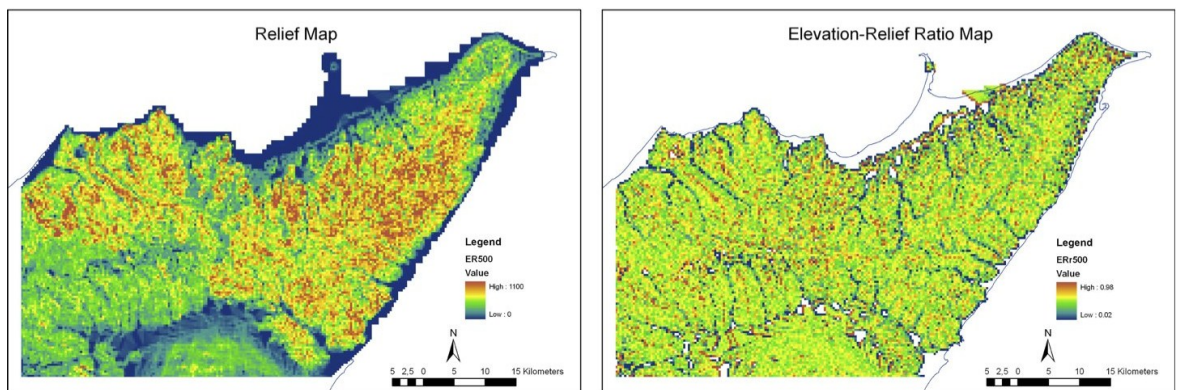


Fig. 1.27: carta dell'Energia del Rilievo (a sinistra) e del rapporto Elevazione-Energia del Rilievo (destra) ricavate per la Sicilia nord-orientale tramite una griglia di calcolo con maglie di lato di 0.5 km di lunghezza.

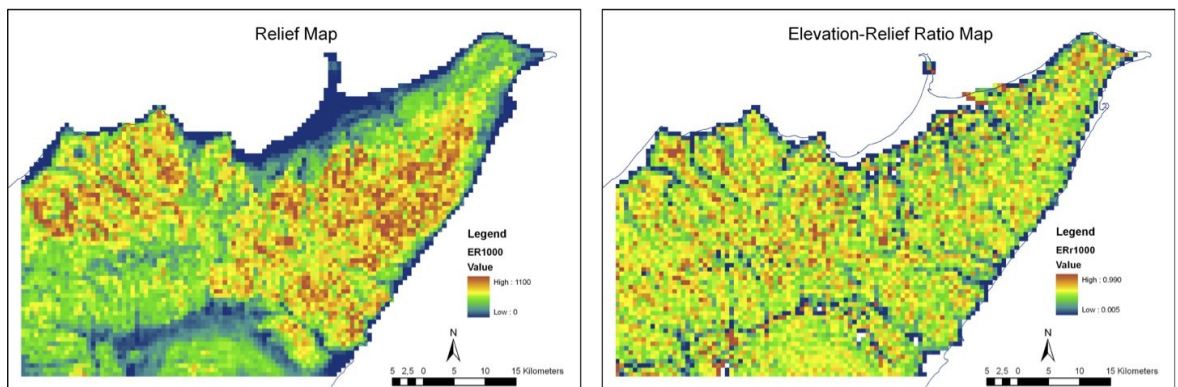


Fig. 1.28: carta dell'Energia del Rilievo (a sinistra) e del rapporto Elevazione-Energia del Rilievo (destra) ricavate per la Sicilia nord-orientale tramite una griglia di calcolo con maglie di lato di 1.0 km di lunghezza.

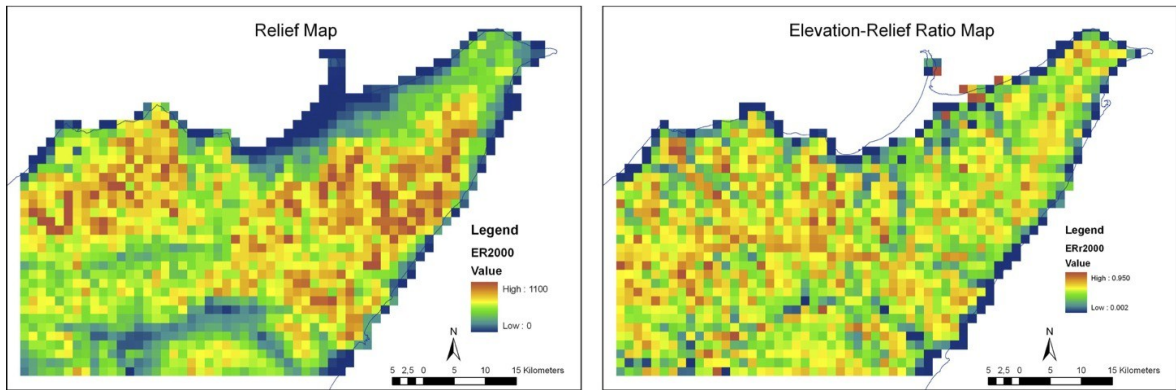


Fig. 1.29: carta dell’Energia del Rilievo (a sinistra) e del rapporto Elevazione-Energia del Rilievo (destra) ricavate per la Sicilia nord-orientale tramite una griglia di calcolo con maglie di lato di 2.0 km di lunghezza.

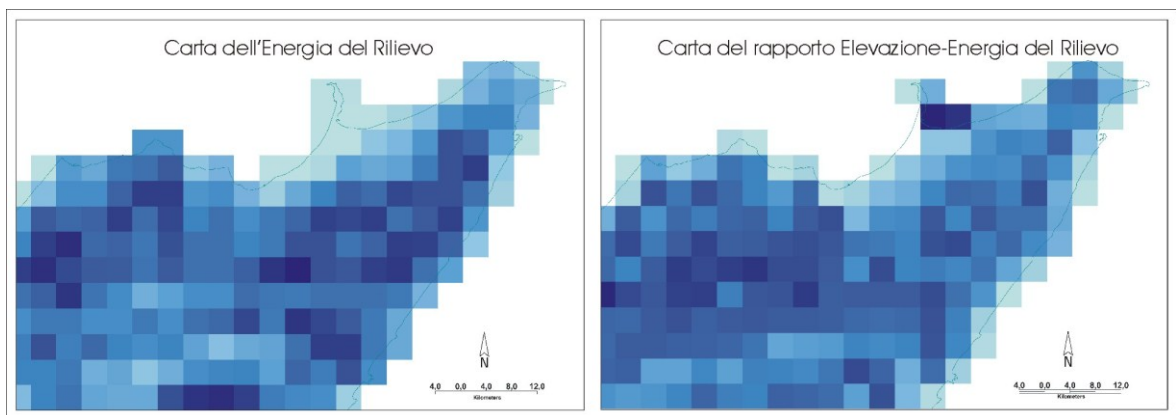


Fig. 1.30: carta dell’Energia del Rilievo (a sinistra) e del rapporto Elevazione-Energia del Rilievo (destra) ricavate per la Sicilia nord-orientale tramite una griglia di calcolo con maglie di lato di 4.0 km di lunghezza.

Il conseguimento della maturità del paesaggio in una regione sollevata tettonicamente si manifesta con una progressiva scomparsa dei lembi residui di paesaggi antichi abbandonati alla sommità del rilievo ed il passaggio ad un paesaggio a creste che saranno progressivamente degradate in seguito all’arretramento dei versanti. Le condizioni di maturità possono essere raggiunte sia in condizioni di sollevamento tettonico attivo, perdurante per intervalli di tempo molto lunghi, che a seguito della cessazione del fenomeno deformativo. Nel primo caso, gli effetti sul paesaggio sono determinati dal superamento di una soglia di approfondimento dei corsi d’acqua, determinata dalla spaziatura tra essi che si traducono in un arretramento dei versanti che mantengono però l’elevata acclività originaria, che risulta elemento diagnostico distintivo. Nel secondo caso, il passaggio ad un paesaggio a creste e la loro successiva degradazione è collegata alla declinazione dei versanti in condizioni di equilibrio del livello di base, che si traduce in una complessiva riduzione delle acclività.

I due casi sono facilmente distinguibili in termini di Rilievo ed Energia del Rilievo ER: nel primo caso si può ipotizzare una condizione di equilibrio dinamico che tende a stabilizzare i due valori; nel secondo caso sia il Rilievo che ER tendono a diminuire nel tempo.

Il Rapporto elevazione-energia del rilievo (Elevation Relief Ratio; ERR) (Pike e Wilson, 1971) rappresenta un modo semplificato per la determinazione dell'integrale ipsometrico, ottenuto come

$$ERR = (Q_{med} - Q_{min}) / (Q_{max} - Q_{min})$$

dove  $Q_{med}$ ,  $Q_{min}$  e  $Q_{max}$  rappresentano rispettivamente la mediana delle quote, la quota minima e la quota massima dell'area considerata che, nella fattispecie della carta elaborata si riferisce ai valori misurati all'interno della singola cella di campionamento. L'indice ERR fornisce una stima immediata della distribuzione del rilievo ed in particolare consente di apprezzare il grado di evoluzione del paesaggio nell'ottica degli stadi di maturità già precedentemente delineati. La carta dell'indice ERR fornisce una rappresentazione areale dei valori normalmente riportati lungo gli swath-profile (v. oltre) mentre i valori puntuali di ERR possono essere assimilati all'integrale ipsometrico e alla forma della curva ipsometrica definibile nella stessa area (Fig. 1.31; Strahler, 1952)

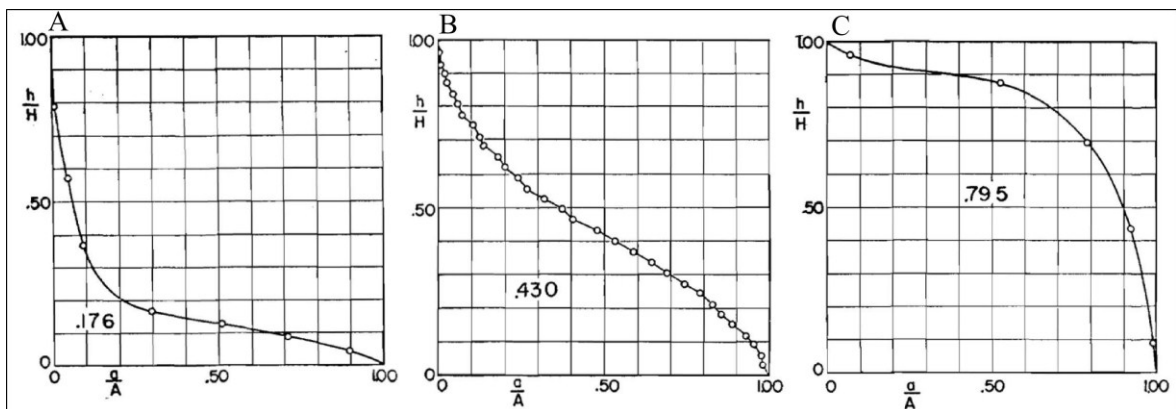


Fig. 1.31: curve ipsometriche di riferimento relative rispettivamente ad uno stadio senile (Monadnock) (A), maturo (in equilibrio) (B) e giovane (non in equilibrio) (C) (da: Strahler, 1952).

Alti valori dell'integrale ipsometrico (= ERR), raffigurabili in una curva ipsometrica convessa, sono rappresentativi di un paesaggio in cui la produzione di rilievo è più veloce della dissezione dell'area, indicando uno stadio molto precoce della risposta morfologica. E' chiaro che il valore assoluto di ERR misurato all'interno della singola cella va messo in

relazione alla posizione della cella di misura rispetto al fronte di erosione regressiva all'interno del bacino idrografico di appartenenza: i valori di massimo relativo si realizzano dove la cella campiona le aree periferiche della porzione ringiovanita del bacino idrografico, dove la dissezione è allo stato precoce e vasti tratti di paesaggi antichi sono ancora conservati sugli spartiacque. A parità di condizioni, valori relativamente più bassi si realizzano nei settori di bacino più prossimi al livello di base, laddove l'approfondimento dei corsi d'acqua abbia già comportato la cancellazione completa dei lembi dei paesaggi pre-esistenti, producendo un paesaggio a creste.

Bassi valori assoluti di ERR, assimilabili ad una curva ipsometrica concava, sono rappresentativi di paesaggi in cui sia i corsi d'acqua che i versanti hanno raggiunto i propri profili di equilibrio dinamico. I valori intermedi di ERR possono essere riferiti a paesaggi prossimi ad una condizione di equilibrio dinamico dei corsi d'acqua associata ad una evoluzione attiva lungo i versanti, ancora in forte disequilibrio.

L'analisi del rilievo è stata condotta a differenti scale di dettaglio della griglia di campionamento, con la determinazione degli stessi indici per quattro valori differenti del lato delle maglie della griglia (Fig. 1.27, Fig. 1.28, Fig. 1.29 e Fig. 1.30). Sfruttando come base dati il DEM con passo 10 m, per ogni singola cella delle differenti griglie impiegate, sono stati ricavati i valori di quota (massima, media e minima) che sono stati elaborati al fine di ottenere i valori di ER e di ERR.

Allo scopo di verificare la scala di dettaglio ottimale, il dato ottenuto è stato confrontato con la Carta della rugosità topografica del paesaggio. Questa carta dell'indice di asperità o di rugosità topografica è stata ottenuta impiegando gli strumenti di calcolo appositamente sviluppati per Q-GIS ed è stata redatta per l'intera Sicilia nord-orientale sulla base del DEM a 10 m. La rugosità topografica può essere calcolata in differenti modi, con procedure di calcolo sviluppate da diversi autori ognuno dei quali ha istituito un indice capace di descrivere la tessitura topografica di una regione (Riley et al., 1999; Jenness, 2004; Ascione et al., 2008; Ruzsaniczay-Rudiger et al., 2009) o di un'area circoscritta quale quella di un bacino idrografico (Melton, 1965; Rashid, 2010). Nel caso della Sicilia nord-orientale si è fatto riferimento al metodo proposto da Riley et al. (1999), che prevede il calcolo del Terrain Ruggedness Index (TRI), sul quale si fonda lo strumento di analisi morfologica di cui è dotato Q-GIS. Il valore di tale indice viene calcolato automaticamente per ogni posizione, riassumendo la variazione di quota all'interno di una griglia di 3x3 pixel, cioè per ogni pixel si fa riferimento alla differenza tra la quota di questo e la media degli altri otto pixel circostanti. I valori ottenuti sono associati ad una classificazione

qualitativa del terreno, secondo una tabella di riferimento mostrata in Fig. 1.32 che varia da valori compresi tra 0 e 80m, che indicano un terreno livellato, a valori superiori a 959, i quali segnalano terreni estremamente rugosi.

Ruggedness Classification	Ruggedness Index Value
Level	0 – 80m
Nearly Level	81 – 116m
Slightly Rugged	117 – 161m
Intermediately Rugged	162 – 239m
Moderately Rugged	240 – 497m
Highly Rugged	498 – 958m
Extremely Rugged	959 – 4397m

Fig. 1.32: tabella di riferimento dei valori della rugosità e corrispondente classificazione qualitativa del paesaggio.

#### Commento dei risultati

Tra le varie elaborazioni effettuate sui valori di ER e di ERR, una particolare significatività dei risultati è stata ottenuta impiegando una griglia di indagine con maglia di 2 km (Fig. 1.29). Questo valore corrisponde alla distanza media che intercorre tra i principali elementi oroidrografici dell'area analizzata (aste fluviali principali e creste montuose di ordine maggiore) con una chiara corrispondenza con la distribuzione dei valori ottenuti per la rugosità. Ciò garantisce che le dimensioni della maglia sono ideali per campionare la variabilità topografica che caratterizza il territorio. Maglie inferiori ai 2 km hanno fornito mappe di ER e di ERR il cui dato risultava via via sempre più disperso, non confacente all'obiettivo che si voleva raggiungere, ma che mette in evidenza aree ad anomalie ben localizzate, come avvenuto per le aree costiere caratterizzate da superfici di terrazzi marini. La stessa cosa va detta per maglie maggiori ai 2 km, i cui dati, molto dispersi non hanno permesso una chiara demarcazione di aree a differenti caratteristiche morfologiche. In Sicilia nord-orientale si ottengono valori piuttosto bassi di rugosità, con valori medi di 34 m ("Level"). Va, però, tenuto in considerazione che questo valore rappresenta un valore medio relativo a tutta la regione di analisi e che esistono una serie di

località caratterizzate da valori più alti di rugosità (“Intermediately Rugged” e “Moderately Rugged”), fino a massimi pari a 250 m (“Moderately Rugged”), concentrati in coincidenza con i picchi dei monti, le aree con ampi strapiombi e laddove le variazioni di quota sono più drastiche. Un quadro sinottico della distribuzione della rugosità in Sicilia nord-orientale, capace di discriminare i settori caratterizzati da maggiore presenza di aree a rugosità alta, è stato ottenuto dalla redazione di una carta a curve di livello, con equidistanza 50 m, della rugosità topografica (Fig. 1.33).

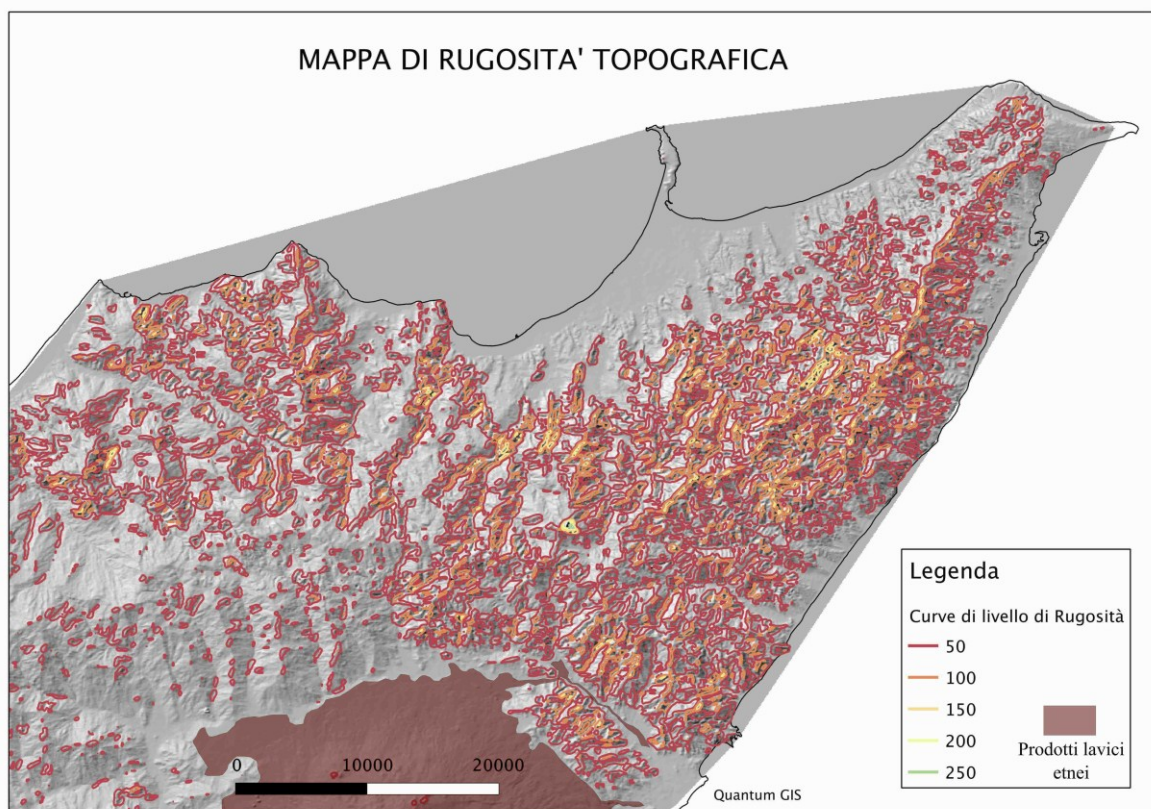


Fig. 1.33: carta della rugosità topografica della Sicilia nord-orientale. Viene anche mostrata la distribuzione areale dei prodotti lavici etnei.

In primo luogo, dalla lettura di questa mappa viene messo in evidenza che nella porzione nord-occidentale dell’area una drastica riduzione della rugosità si registra attraverso la Linea di Taormina (o la Linea Sud-Peloritana), con valori relativamente alti a nord rispetto a quelli registrati a sud, in aree che si presentano caratterizzate da asperità topografiche poco frequenti, con estese aree con valori di rugosità inferiori a 50 m (“Level”). Nelle aree orientali, invece, gli alti valori di rugosità registrati lungo la dorsale dei Monti Peloritani rimangono pressoché inalterati anche a sud della Linea dell’Alcantara, fino almeno al bordo del Monte Etna, dove l’accumulo delle lave ha nascosto le unità del

substrato su cui effettuare le misure. La carta della rugosità evidenzia, dunque, come già visto in precedenza, l'esistenza di una discontinuità orientata in senso meridiano che, attraversando indisturbata la Linea di Taormina, ovvero l'allineamento Linea Sud-Peloritana-Linea dell'Alcantara, separa due aree, una orientale ed una occidentale, con diverso comportamento. La zona orientale è caratterizzata da una maggiore frequenza di aree ad alti valori di rugosità, compresi tra 150 e 200 m ("Intermediately Rugged"), che nel settore occidentale sono molto più disperse all'interno di vasti tratti di territorio caratterizzati da valori più bassi.

I risultati di ER ottenuti con la griglia di campionamento di 2 km di lato, mettono in evidenza la concentrazione di alti valori in corrispondenza sia del settore orientale della Sicilia nord-orientale, coincidente con la dorsale dei Monti Peloritana, sia per quello occidentale, corrispondente alla terminazione orientale dei Monti Nebrodi, marcando invece una netta distinzione tra le aree a nord e a sud della Linea di Taormina.

Per quanto concerne l'integrale ipsometrico, è possibile apprezzare il ruolo della discontinuità in senso meridiano già evidenziato dalla carta della rugosità: valori medio-alti di ERR si concentrano principalmente in corrispondenza del settore occidentale mentre sul settore orientale si ha una predominanza di valori medio-bassi. Ovvero non esiste una correlazione positive tra ER e ERR, al contrario di quanto prevedibile in aree tettonicamente attive e soggette a ringiovanimento. A scala continentale, la determinazione dell'indice ERR permette, infatti, di discriminare le aree tettonicamente attive da quelle tettonicamente stabili. Alla scala del presente studio, invece, appare evidente che in un contesto di elevata mobilità tettonica, il valore di questo indice può variare anche sensibilmente. La differenza del valore di ERR per il settore occidentale rispetto a quello orientale va quindi chiarito, tenendo conto sia della distribuzione dell'indice ER che delle indicazioni precedentemente desunte dall'analisi della Carta della densità delle isoipse. Da queste comparazioni è evidente che i valori massimi di ERR si possono associare o meno a massimi relativi dell'indice ER. Questa discrepanza è dovuta al fatto che, seppure entrambi gli indici possano dipendere dall'intervallo di tempo trascorso dall'inizio del processo di approfondimento del reticolo idrografico, essi presentano condizioni limite differenti, oltre le quali cominciano a diminuire. Il valore di ERR tende ad aumentare durante le fasi precoci di approfondimento e inizia a diminuire con l'aumentare del processo, se questo comporta la progressiva cancellazione dei paesaggi sospesi alla sommità degli spartiacque; il valore di ER ha un comportamento analogo, ma inizia a diminuire solo quando ad ulteriori fasi di approfondimento dei corsi d'acqua si accompagna ad una degradazione

delle creste spartiacque. In sostanza la diminuzione di ER risulta ritardata rispetto a quella di ERR per cui esiste un momento in cui i due indici possono avere una correlazione inversa, come nel caso della dorsale dei Monti Peloritani, dove l'approfondimento dei corsi d'acqua sta avvenendo all'interno di un paesaggio a creste. Al contrario, nei settori occidentali è possibile notare la coincidenza tra valori alti di ER e ERR che, dovuti alla presenza di ampi lembi di paleopaesaggi sospesi alla sommità del rilievo, denunciano uno stadio più precoce della dissezione da parte del reticolo idrografico in approfondimento.

### 6.3 SWATH PROFILE

L'analisi morfologica della Sicilia nord-orientale ha previsto anche l'esecuzione di 42 swath profile (Bishop et al., 2003) lungo tracce orientate NE-SW (Fig. 1.34), parallelamente alla direzione di movimento relativo del BMP, rispetto alle aree adiacenti.

Lo swath profile rappresenta un profilo morfologico relativo ad una fascia del territorio di ampiezza stabilita dall'operatore e collocata nell'intorno della traccia del profilo stesso. La costruzione di questi si è basata sulle informazioni altimetriche contenute nel DEM (Digital Elevation Model), sul quale è stato appositamente costruito un reticolo di indagine. Questo consiste nella traccia stessa dei profili e da una serie di segmenti lunghi 3 chilometri, trasversali ai profili e centrati sulla traccia di questi, in modo da ottenere un sezione di indagine bilanciata perfettamente uguale a nord-ovest e a sud-est del profilo (Fig. 1.35) e tale che il tratto a nord-ovest di ogni segmento risulti sovrapposto a quello a sud-est del profilo adiacente. La distanza tra questi segmenti lungo la traccia del profilo è stata fissata a 500 m. i dati altimetrici ottenuti da questa interpolazione sono stati riferiti al punto di intersezione tra la traccia del profili analizzato ed i corrispettivi segmenti di analisi. Ciò ha permesso di ottenere una serie di punti lungo il profilo, con un passo di 500 metri, contenenti i valori di quote massime, minime, medie e della differenza, i quali sono stati riversati su un foglio di calcolo ed impiegati per la costruzione grafica delle corrispondenti curve di interpolazione che costituiscono lo swath profile. Sull'asse delle ordinate di tali grafici sono stati inseriti i numeri progressivi, da nord-est verso sud-ovest, dei punti di interpolazione lungo il profilo e sull'asse delle ordinate i valori di quota.



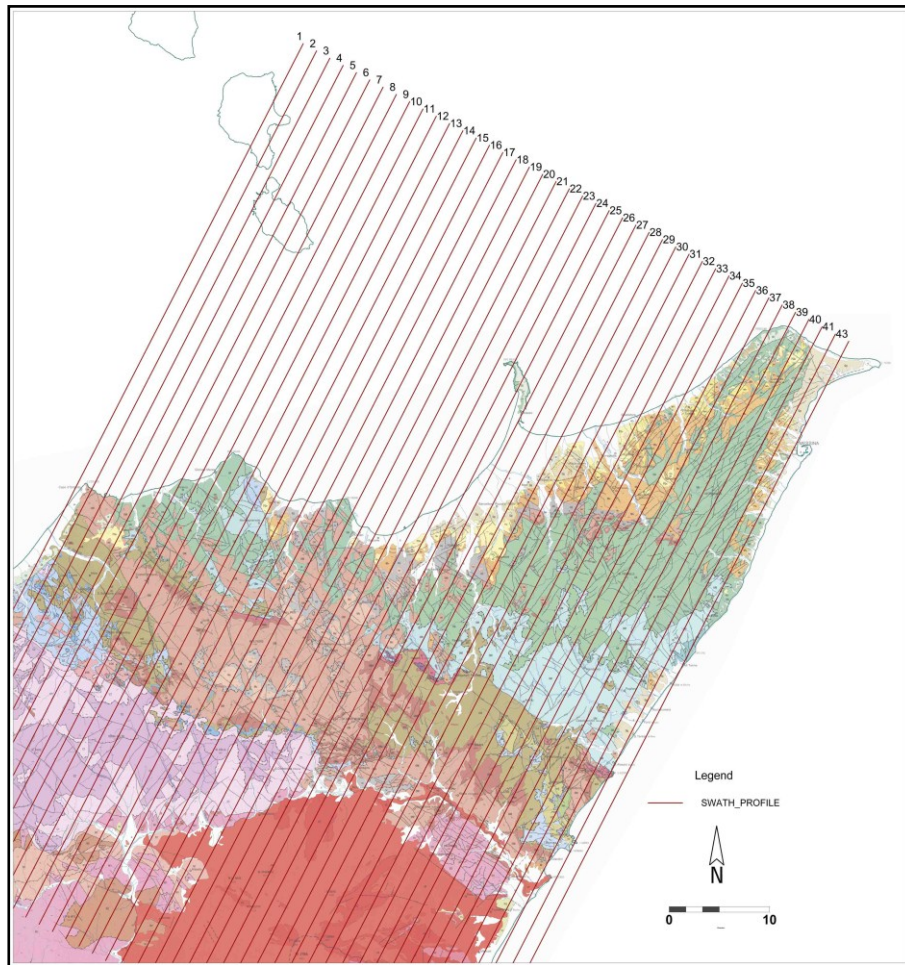


Fig. 1.34: localizzazione degli swath profile che con orientazione NW-SE sono stati realizzati attraverso la Sicilia nord-orientale, dal versante tirrenico a quello ionico.

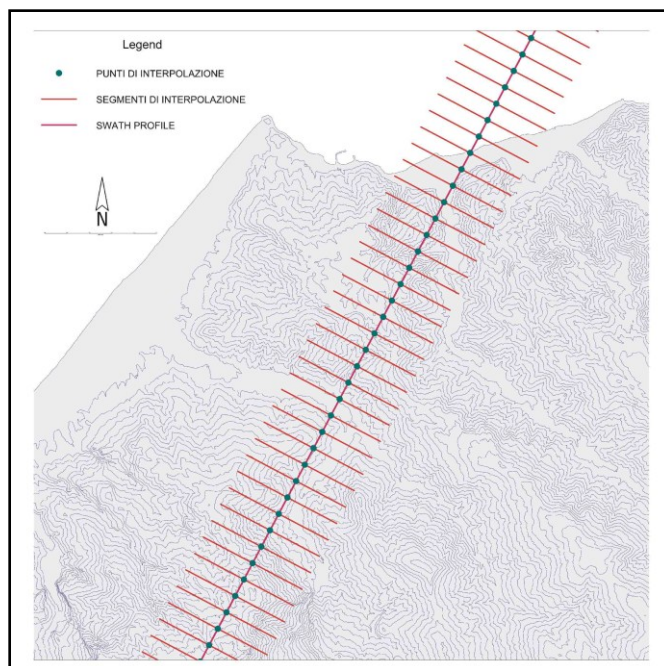


Fig. 1.35: esempio di costruzione di uno swath profile e principali elementi che lo costituiscono.

L'analisi degli swath profile solitamente viene impiegata per ottenere una valutazione dell'organizzazione del rilievo delle catene montuose, e permette di correlare le variazioni della distribuzione del rilievo all'attività di processi tettonici e alla contemporanea attivazione di processi morfogenici. Di fatto, i profili costituiscono una rappresentazione lungo transetti delle informazioni già visualizzate nella carta dell'energia del rilievo e del rapporto elevazione/energia del rilievo. Infatti lo swath profile è costituito da quattro curve essenziali rappresentate dalla curva delle quote massime (MAX), la curva delle quote minime (MIN), delle mediane (MED) e della differenza tra le quote massime e minime (DIFF), che costituiscono gli stessi valori utilizzati per indici ER e ERR. La curva delle quote massime, rappresentando le quote massime lungo il profilo, fornisce indicazioni di dove l'attività di costruzione del rilievo operata dai processi endogeni ha maggiormente superato la capacità di erosione e degradazione da parte dei processi esogeni; la curva dei minimi indica invece i minimi topografici raggiunti a seguito dei processi morfogenici superficiali e quindi la quota a cui si attestano i processi erosivi e di conseguenza i profili d'erosione del reticolo idrografico. La curva delle mediane rappresenta le quote medie lungo il profilo e la curva delle differenze corrisponde all'energia del rilievo essendo determinata dalla differenza tra la curva delle quote massime e quella delle minime.

La variabilità dell'indice ERR, discussa in precedenza, e le sue relazioni con ER sono visualizzate lungo i profili dalla posizione della curva mediana (MED): questa è prossima alla curva delle quote massime (MAX) per alti valori di ERR, mentre tende ad avvicinarsi alla quota dei minimi, nel caso opposto.

#### Commento dei risultati

I profili mettono in evidenza, così come tutti gli elaborati rappresentativi del rilievo, una netta differenziazione tra le aree occidentali e quelle orientali, apprezzabile confrontando il differente andamento generale del rilievo tra i due settori. In considerazione della orientazione dei profili, il confronto tra i singoli profili è significativo per determinare la variabilità del rilievo controllata da strutture ad andamento NE-SW, mentre sul singolo profilo è enfatizzata la variabilità del rilievo controllata da lineamenti trasversali, orientati NW-SE che, nel settore occidentale, come già evidenziato nella “Carta della densità delle isoipse”, controllano la geometria del paesaggio.

La caratteristica morfologica di questa zona è rappresentata principalmente da un generale tilting verso nord-est delle superfici sommitali, cui si associa la marcata

asimmetria, verso la stessa direzione, del profilo trasversale delle valli delle principali fiumare (F.ra Zappulla, F.ra Rosmarino; Fig. 1.36) che la reincidono. E' inoltre interessante notare che i lembi di superficie sommitale presenti ai due lati delle valli asimmetriche non sono tra loro accordanti, ma risultano costantemente più basse quelle conservate alla sommità dei fianchi meridionali meno acclivi. Un altro aspetto particolarmente significativo è la drastica riduzione della energia del rilievo a sud del Torrente Rosmarino, attraverso la Linea Sud-Peloritana, nonostante proprio in questa zona il valore del rilievo presenti la massima escursione altimetrica che, evidentemente, non è stata accompagnata da una reincisione dei corsi d'acqua. Al contrario, a nord dell'allineamento, il reticolo idrografico è variamente approfondito al di sotto della superficie sommitale. L'evidenza che il rilievo maggiore sia comunque riconoscibile nel settore meno inciso pone alcuni vincoli nell'interpretazione dei profili. In particolare, la zona di minimo di energia del rilievo lungo il versante meridionale della Fiumara Rosmarino è interpretabile come un lembo ribassato della originaria superficie sommitale, piuttosto che il prodotto della reincisione da parte del corso d'acqua.

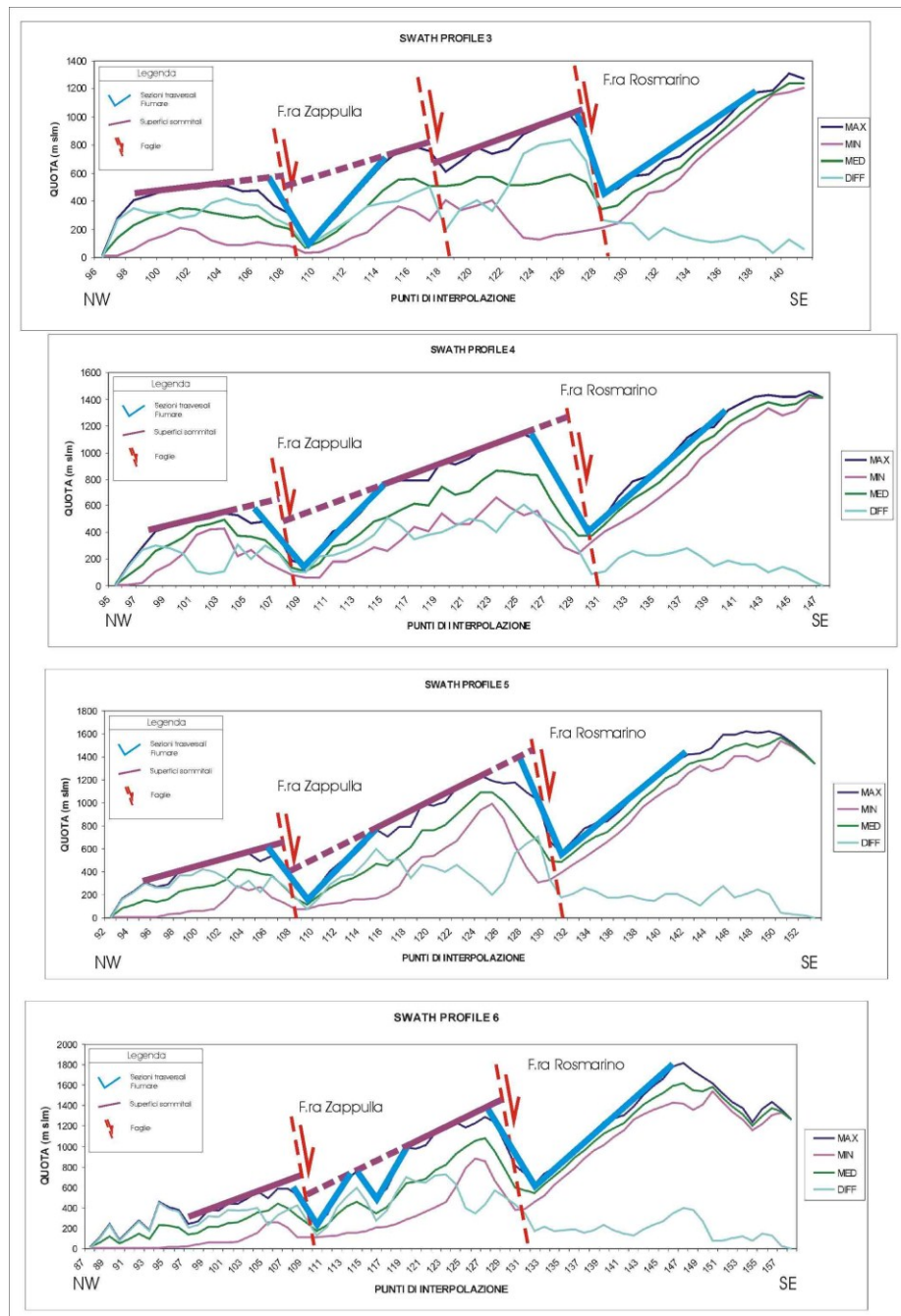


Fig.1.36: swath profile orientati NW-SE attraverso la Sicilia nord-orientale in corrispondenza del settore occidentale dell'area di studio, mostranti il tilting delle superfici sommitali del paesaggio e l'asimmetria delle valli delle principali fiumare.

Ciò è confermato dal fatto che il versante è costituito dalle unità maghrebidi in posizione più elevata della successione nebrodica, fortemente immergenti verso NE, in direzione delle unità kabilo-calabridi che, invece, costituiscono i rilievi fortemente incise, a nord della Linea di Taormina. Tale geometria esclude la natura erosionale della valle della Fiumara Rosmarino. I dati rappresentati negli swath-profile sono compatibili con due differenti interpretazioni, in funzione dell'età della reincisione del rilievo nelle aree

settentrionali. La prima interpretazione è che le aree a differente comportamento sia diretta conseguenza dei movimenti lungo la Linea di Taormina, responsabile dell'accostamento laterale e del parziale accavallamento delle unità kabilo-calabridi sulle unità maghrebidi. In questo caso, le aree reincise corrisponderebbero al tetto del thrust, mentre quelle a energia del rilievo bassa, al letto della struttura. Secondo tale ipotesi, la distribuzione del rilievo attualmente riscontrato nell'area sarebbe una eredità della tettonica miopliocenica e la stessa reincisione dell'area sarebbe in gran parte riferibile alla stessa età. In alternativa, è possibile riferire la drastica variazione dell'energia del rilievo ai movimenti più recenti, lungo la Linea Sud-Peloritana che ha controllato il sollevamento e la reincisione del settore a nord della struttura, associato al collasso generalizzato delle aree meridionali, dove la reincisione fluviale è stata sostanzialmente inibita e l'energia del rilievo è rimasta bassa. Questa interpretazione implica che la distribuzione del rilievo, con i massimi a sud, sia stata ereditata da una geometria a monoclinale originatasi dai movimenti mio-pliocenici lungo i thrust regionali (es. Linea Kumeta-Alcantara di Ghisetti & Vezzani, 1982) e sia stata successivamente smembrata dalle faglie recenti che hanno controllato lo sviluppo e l'accumulo di energia del rilievo nei diversi blocchi fagliati (Fig. 1.37). All'interno del settore sollevato a nord della Fiumara Rosmarino, gli swath-profile evidenziano rigetti minori della superficie sommitale che avvengono in corrispondenza dei versanti acclivi di valli asimmetriche orientate NW-SE, suggerendo la presenza di strutture recenti orientate NW-SE ed immergenti verso SW, attive durante la fase di reincisione delle aste fluviali principali. E' interessante notare che nelle zone dove gli swath-profile evidenziano dislocazioni degli elementi topografici, precedentemente evidenziati, esistono effettivamente linee di faglia già cartografate in differenti documenti cartografici (Linea Capo d'Orlando-Capo S. Alessio; Lentini et al., 1995; 1998; 2000) come strutture trascorrenti destre.

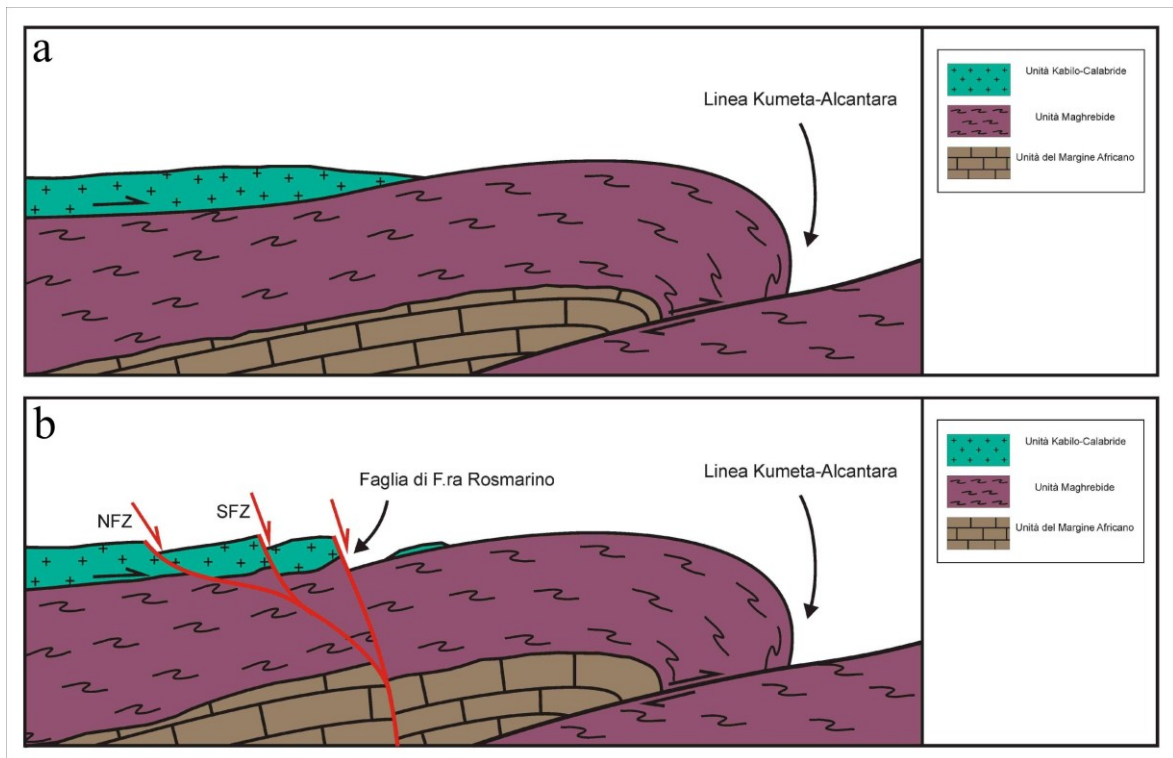


Fig. 1.37: Sezione schematica N-S attraverso la terminazione orientale dei Monti Nebrodi secondo due interpretazioni differenti degli swath profile NW-SE realizzati attraverso la Sicilia nord-orientale.

In direzione della costa ionica è possibile apprezzare la variazione dei caratteri della sommità del rilievo, con la progressiva scomparsa dei lembi della superficie sommitale, sostituita lateralmente da un paesaggio a creste, controllato dal reticolo fluviale della costa ionica. Gli swath-profile evidenziano bene la bipartizione della regione già rappresentata dagli elaborati precedenti, evidenziando che nelle aree orientali si è accumulato il massimo di energia del rilievo.

Le diverse caratteristiche del rilievo delle aree orientali rendono problematica la individuazione univoca degli effetti delle linee di dislocazione recente, che spesso risultano nascosti dagli effetti preponderanti dell'erosione fluviale. Verso est, la continuazione del lineamento principale della Fiumara Rosmarino, che delimita verso sud il blocco sollevato da quello a bassa energia del rilievo, è stato identificato fino allo swath-profile 24 (Fig. 1.38). Oltre tale area, la prosecuzione eventuale della struttura è nascosta dall'edificio etneo. Analogamente, anche le prosecuzioni orientali delle ipotetiche zone di dislocazione recente, riconosciute nei settori nord-occidentali, sono solo parzialmente identificabili negli swath-profile tracciati nel settore centrale della regione, mentre sono nascoste da altri effetti morfologici verso est. Una sintesi della distribuzione dei segmenti di faglia recenti evidenziati dagli swath-profile è proposta nella Fig. 1.39 che è stata ricavata attribuendo le dislocazioni riconosciute a segmenti di faglia già riconosciuti e cartografati che,

attraversando i vari profili, mostrassero orientazioni compatibili con la posizione delle disclocazione nei profili adiacenti.

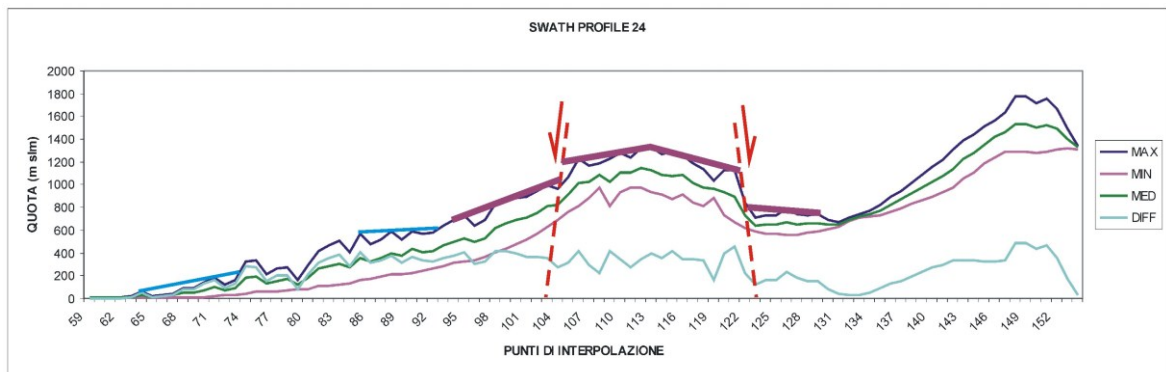


Fig. 1.38: swath profile n° 24 che rappresenta il profilo più orientale lungo il quale si riesce a riconoscere la prosecuzione orientale del lineamento strutturale della Fiumara Rosmarino.

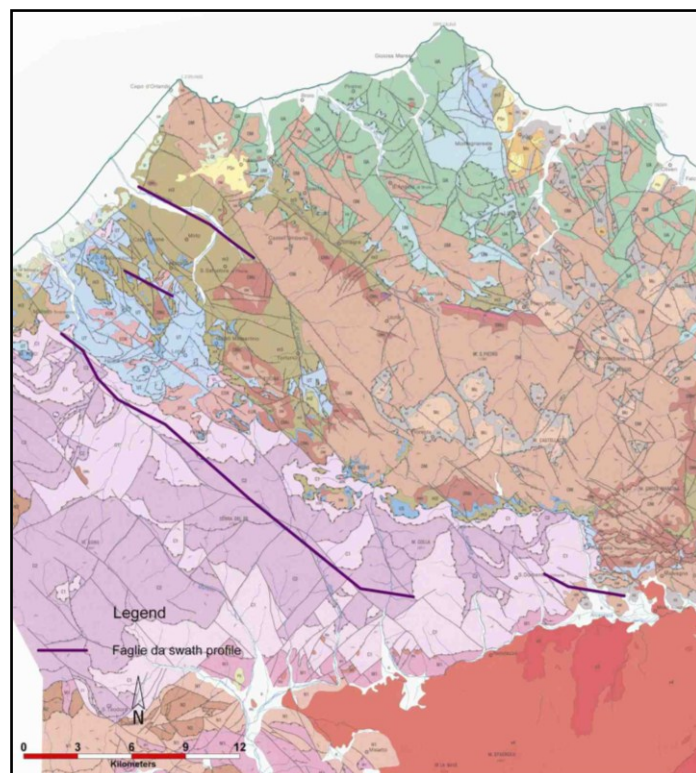


Fig. 1.39: distribuzione delle principali strutture tettoniche che è stato possibile individuare su più swath profile e che coinvolgono il bordo meridionale della Sicilia nord-orientale.

## 7. TERRAZZI MARINI

Lungo la aree costiere, sia tirrenica che ionica, della Sicilia nord-orientale sono stati riconosciuti diversi ordini di terrazzi marini tardo-quadernari posti a differenti quote sul livello attuale del mare. L'età e la distribuzione altimetrica dei terrazzi è indicativa dei tempi e della modalità di sollevamento della regione. Pertanto, è stato condotto lo studio dei terrazzi marini lungo tutto il perimetro costiero della regione, allo scopo di acquisire i vincoli necessari per la corretta interpretazione del rilievo fin qui analizzato. Lo studio ha riguardato in particolare tutte le superfici terrazzate incastrate al di sotto del terrazzo sommitale dell'abitato di Naso, nei pressi di Capo d'Orlando, dove è stata individuata una sequenza deposizionale marina mediopleistocenica affiorante ad una quota di circa 580 m s.l.m.. Si tratta di una successione calcarenitico-sabbioso-argillosa trasgressiva, datata, su base biostratigrafica, al Pleistocene medio (900-600 ka) (Di Stefano & Caliri, 1996). Le calcareniti basali passano lateralmente a depositi di spiaggia e depositi continentali e verso l'alto ad argille marnose batiali. Sulla sommità di tale successione è stata modellata una superficie di spianamento marina che, considerando l'età dei depositi abrasivi, è stata associata allo stadio isotopico 15 (570 ka; Shackleton et al., 1990) (Catalano & Di Stefano, 1997), immediatamente successivo alla deposizione della successione marina sommitale mediopleistocenica.

Nell'interpretazione dell'età dei terrazzi e nella valutazione dei tassi di sollevamento si è fatto riferimento agli stessi criteri adottati in lavori precedenti svolti nell'area (Catalano & Di Stefano, 1997; Catalano & De Guidi, 2003; Catalano et al., 2003), riassumibili come segue:

1. Il marker geomorfologico delle paleolinee di costa è stato identificato nel bordo interno delle piattaforme di abrasione o delle successioni marine terrazzate, con un errore contenuto nell'ordine di  $\pm 10$  m;
2. Per la datazione dei terrazzi si è tenuto conto della loro elevazione, rapportata al tasso di sollevamento di lungo periodo basato su terrazzi datati (Capo Peloro, Bonfiglio & Violanti, 1983; Naso, Catalano & Di Stefano, 1997), riferendo ciascun terrazzo ad uno dei picchi eustatici tardoquadernari, di seguito indicati OIS (Oxygen Isotope Stage) o, nel caso di piattaforme policicliche, al momento di massima ingressione marina apparente, risultato della combinazione tra eustatismo e sollevamento tettonico, all'interno di un intero stadio isotopico;



3. Le datazioni sono state riferite alla scala temporale degli isotopi dell'ossigeno (Shackleton et al., 1990; Bassinot et al., 1994);
4. Si è tenuto conto che i tassi di lungo periodo riconosciuti nell'area comportano anche l'emersione dello stato isotopico 3 (60 ka) e che questa può essere stata localmente cancellata dall'arretramento della falesia versiliana.

Tenendo conto della profondità batimetrica alla quale si è deposta la successione marina di Naso ( $\approx 100$  m), la quota altimetrica odierna raggiunta in affioramento da tale successione (580 m s.l.m.) e l'età del top dei depositi (600 ka; Catalano & Di Stefano, 1997), è possibile riferire l'intera entità del sollevamento, pari a circa 680 m, agli ultimi 600 ka, con una stima di tasso medio di sollevamento, a partire dal Pleistocene medio, pari a circa 1.1 mm/a. Un tasso simile ha controllato anche il sollevamento delle piattaforme terrazzate nell'area tra Capo Rasocolmo e Capo Peloro (Catalano & Cinque, 1995), a nord di Messina. In questo settore, sabbie marine con resti rielaborati di *Strombus bubonius* (Bonfiglio & Violanti, 1983), assegnate allo stadio isotopico 5.3 (100 ka) (Catalano & De Guidi, 2003) raggiungono una quota massima di 100 m s.l.m. che, tenuto conto del livello del mare dell'epoca rispetto all'attuale (-9 m), vincolano un tasso di sollevamento prossimo a 1.1 mm/a, a partire dal Pleistocene superiore.

Lungo la costa tirrenica, si distinguono 11 ordini di terrazzi marini, distribuiti nel loro complesso tra 630 e 40 m s.l.m.. Sulla base delle datazioni disponibili in letteratura e per correlazione laterale sono state datate, secondo i criteri esposti in precedenza, tutte le superfici terrazzate presenti tra Capo Rasocolmo e S. M. d'Alunzio (Fig. 1.40a) che sono state assegnate all'intervallo tra l'OIS 15 (570 ka) e l'OIS 3 (60 ka) (Catalano e Cinque, 1995; Catalano & Di Stefano, 1997). Le quote dei terrazzi rilevati e l'età a loro assegnata sono stati sintetizzati in una tabella (Fig. 1.40a Tab.1a), riferita alle diverse sezioni misurate lungo la costa tirrenica. I dati riportati in tabella sono il frutto della combinazione tra informazioni estrapolate da studi precedenti, controllati sul terreno e tramite lettura di foto aeree, e il risultato di rilievi morfo-strutturali condotti nei settori tra le sezioni descritte in letteratura.

Tab. 1a		Tyrrhenian Coast						
OIT stage	Age (ka)	S. M. d'Alunzio (m a.s.l.) ①	Capo d'Orlando (m a.s.l.) ②	Capo Calavà (m a.s.l.) ③	Tindari (m a.s.l.) ④	Milazzo (m a.s.l.) ⑤	Spatafora (m a.s.l.) ⑥	Capo Rasocolme (m a.s.l.) ⑦
		0,76 ± 0,05	1,06 ± 0,14	1,06 ± 0,15	1,08 ± 0,16	1,13 ± 0,11	1,13 ± 0,10	1,13 ± 0,09
15	570		630	630				
13	520	380	475	475	480			
11	410	300	380	380	385			445
9.3	330	255	330	330	340	340	345	355
7.5	240	185	260	265	265	270	270	275
7.3	212		220	220	225	225	225	225
7.1	200		190	190	200	195	195	
5.5	125	95	145	155	155	155	155	145
5.3	100	70	100	100	105	105	105	105
5.1	80	40	75	75	75	75	75	75
3.3	60		40		40	45	45	45

Tab. 1b		Ionian Coast							
OIT stage	Age (ka)	Serra S. Biagio (m a.s.l.) ⑮	Taormina (m a.s.l.) ⑭	Capo S. Alessio (m a.s.l.) ⑬	Nizza (m a.s.l.) ⑫	Ali (m a.s.l.) ⑪	Scaletta (m a.s.l.) ⑩	Messina (m a.s.l.) ⑨	Capo Peloro (m a.s.l.) ⑧
		0,9 ± 0,04	1,40 ± 0,07	1,57 ± 0,07	1,74 ± 0,02	1,64 ± 0,09	1,43 ± 0,01	1,10 ± 0,11	1,06 ± 0,07
5.5	125	115	185	205	225	210	185	130	130
5.3	100	80	135	140	165	160	135	105	100
5.1	80	55	95	100	120	115	95	75	70
3.3	60	25	50		75	65			

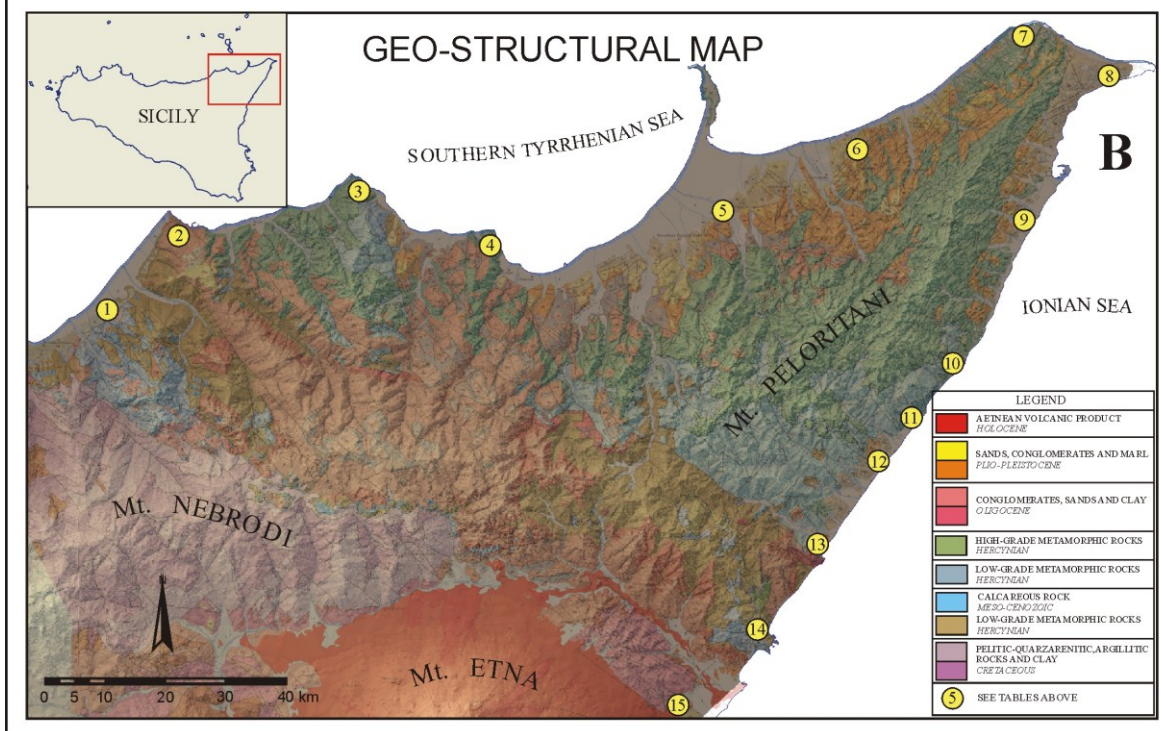


Fig. 1.40: a) tabelle mostranti le quote s.l.m. relative agli inner edge dei diversi ordini di superfici di terrazzamento marino riconosciute lungo il versante tirrenico (Tab 1a) e ionico (Tab. 1b) della Sicilia orientale. b) Mappa mostrante la localizzazione delle varie sezioni di analisi dei terrazzi marini.

L'attendibilità delle datazioni riportate in tabella, è stata suffragata dalla perfetta correlabilità laterale tra le piattaforme assegnate alla stessa età e dall'evidenza che i tassi di sollevamento ottenuti sono molto prossimi, anche se con minime variazioni tra uno stadio isotopico e l'altro, al tasso di lungo periodo ben vincolato nell'area di Naso. Ciò implica che eventuali ulteriori acquisizioni di datazioni assolute che dovessero meglio vincolare l'età delle superfici terrazzate potrebbero avere effetto solo sull'entità dei tassi di sollevamento, ma non sulle modalità con cui si è esplicitato il sollevamento. La geometria dei terrazzi uniforme lungo tutta la fascia costiera da Capo Rasocolmo a Capo d'Orlando indica chiaramente un comportamento solidale di tutto questo settore, a partire almeno da circa 600 ka.

L'omogeneità di comportamento si interrompe immediatamente ad ovest di Capo d'Orlando, verso l'abitato di S. Marco d'Alunzio, dove si riconosce una brusca variazione della distribuzione altimetrica (m s.l.m.) dell'intera successione di superfici terrazzate (Tab. 1a in Fig. 1.40).

La sezione di S. Marco d'Alunzio è stata interpretata considerando il numero ridotto di piattaforme comprese tra la quota 380 e 40 m s.l.m., rispetto alla vicina sezione di Capo d'Orlando. Imponendo un tasso di sollevamento uniforme tra le due sezioni adiacenti, la sequenza di S. Marco d'Alunzio risulterebbe priva della piattaforma dello stadio isotopico 5.5 (125 ka), che in tutta la costa tirrenica rappresenta la piattaforma terrazzata più ampia e continua. Va segnalato inoltre che la differenza di quota del bordo interno del terrazzo dello stadio 9.3 (330 ka) tra una sezione e l'altra sarebbe eccessiva e comunque oltre il margine di errore previsto, mentre l'intera sequenza dei terrazzi sarebbe confinata allo stadio 11 (410 ka).

I dati riportati in tab. 1 per la sequenza di S. Marco d'Alunzio si basano su una interpretazione differente del numero ridotto di terrazzi, che viene messo in relazione con un tasso di sollevamento inferiore rispetto a quello registrato nella sezione immediatamente adiacente. L'interpretazione è stata inoltre vincolata dalla correlazione della superficie più vasta, posta alla quota di 95 m s.l.m. al picco eustatico 5.5 (125 ka). L'interpretazione è stata inoltre vincolata all'attribuzione di ciascuno dei terrazzi più alti ad un singolo picco eustatico, tenendo in considerazione una oscillazione eustatica apparente (eustatismo + sollevamento tettonico) inferiore rispetto alle altre sezioni. Il risultato è stato la computazione di un tasso di sollevamento uniforme nel tempo con valori prossimi a 0.8 mm/a, con uno scarto di circa 0.3 mm/a rispetto alle aree adiacenti.

Lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale si è fatto riferimento ai dati di letteratura già sufficientemente dettagliati che evidenziano come il segnale del sollevamento tettonico regionale sia stato obliterato dagli effetti della deformazione al footwall della Faglia di Taormina. Questa faglia è stata ubicata da diversi autori nell'immediato off-shore ionico della Sicilia nord-orientale ed interpretata come struttura bordiera del tratto di costa orientato circa NNE-SSW (Monaco e Tortorici, 2000; Catalano e De Guidi, 2003; De Guidi et al., 2003). In questa regione sono stati riconosciuti diversi ordini di terrazzi marini che sono stati assegnati a differenti stadi eustatici, compresi tra l'OIS 5 e l'OIS 3 (Catalano e De Guidi, 2003). L'analisi di diverse sezioni lungo la costa ionica tra Capo Peloro, a nord, e Serra S. Biagio, a sud, ha permesso di ricostruire, al footwall della Faglia di Taormina, un andamento altimetrico della sequenza dei terrazzi marini geometricamente convesso, con valori massimi raggiunti in corrispondenza dell'area di Nizza di Sicilia (sezione "Nizza" Tab. 1b in Fig. 1.40), antistante la porzione centrale della struttura attiva. Tale deformazione è stata confermata dall'andamento di più ordini di solchi di battente olocenici (5-3.2 ka) che sono stati riconosciuti nei pressi dell'area di Taormina (De Guidi et al., 2003, Rust e Kershaw, 2000).

Considerando l'andamento convesso delle spianate di abrasione marina considerate, i minimi di deformazione registrati, in corrispondenza dei quali la deformazione tende a zero sono stati interpretati come le aree combacianti con i tipi della struttura posta a mare, mentre i massimi della deformazione sono stati raggiunti nella porzione centrale della faglia. La lunghezza di questo settore deformato, pari a circa 40 km, può essere quindi assimilata alla lunghezza della suddetta struttura off-shore. Questa stima è in buon accordo con la magnitudo stimata circa pari a 7.0 per uno degli eventi sismici ricostruiti sulla base della dislocazione verticale dei solchi di battente nell'area di Taormina (De Guidi et al., 2003).

#### Commento dei risultati

Lo studio dei terrazzi marini ha evidenziato una notevole continuità laterale delle paleolinee di costa sviluppatesi negli ultimi 600 ka che mostrano una elevazione uniforme su vasti tratti della costa. Tale evidenza costituisce vincolo la ricostruzione del modello evolutivo della regione su due aspetti fondamentali. La geometria dei terrazzi, in primo luogo, attesta che tutte le linee tettoniche che attraversano la fascia costiera tirrenica terrazzata da Capo d'Orlando a Capo Peloro, con particolare riferimento ai sistemi di faglie trascorrenti orientati NNW-SSE (es. Faglia di Tindari) sono inattive almeno a partire da

600 ka. Durante le fasi di sollevamento tettonico finale, una vasta regione, comprendente tutti i siti di misura GPS che evidenziavano l'appartenenza al BMP, è stata caratterizzata da tassi di sollevamento omogenei e pari a circa 1.1 mm/a. Per quanto riferito a scale temporali completamente diverse, in prima approssimazione è possibile associare il valore del sollevamento tettonico a lungo periodo alla dinamica e cinematica del blocco mobile, registrata nel cortissimo periodo dai dati geodetici, adottando i valori del tasso di sollevamento come elemento discriminante e criterio distintivo per riconoscere l'estensione areale del blocco mobile e definire, se presenti a terra, gli eventuali limiti. A tal proposito, la distribuzione altimetrica dei terrazzi permette di individuare la presenza di una discontinuità nel segmento di costa posto tra Capo d'Orlando e S. Marco d'Alunzio. In questo tratto il tasso di sollevamento stimato passa repentinamente da valori di 1.1 mm/a circa 0.8 mm/a. Seppur di entità limitata, tale differenza è significativa in quanto avviene in una fascia molto ristretta, corrispondente all'esigua distanza (circa 5 km) che intercorre tra le due sezioni di misura. L'esistenza di questo sollevamento differenziale tra i due settori analizzati è stata messa in relazione alla presenza di una faglia orientata NNE-SSW (Fig. 1.41) che delimita verso monte la serie dei terrazzi ribassati della sezione di S. Marco d'Alunzio, interrompendo, immediatamente ad ovest della sezione di Capo d'Orlando, la volata di terrazzi sollevati, caratteristici della costa tirrenica fino a Capo Rasocolmo e Capo Peloro. Non vi sono ulteriori elementi per definire se questa faglia costituisca effettivamente il limite occidentale del blocco mobile, non potendo escludere la presenza di lineamenti a mare, responsabili di ulteriori diminuzioni del tasso di sollevamento. Un dato certo è che la faglia così individuata costituisce l'unica struttura trasversale alla costa che abbia rigettato l'intera volata di terrazzi marini. Attraverso questa struttura, considerando le due sezioni di superfici di terrazzamento marino di S. M d'Alunzio e C. d'Orlando, la loro quota altimetrica e la loro età, è stato possibile verificare che le variazioni del tasso di sollevamento differenziale (Fig. 1.42), ripartiti secondo la scansione temporale dettata dalla risoluzione dei terrazzi marini e quindi valutata per i singoli intervalli tra i successivi alti eustatici, sembrerebbero seguire un andamento ciclico con minimi in corrispondenza dell'OIS 7.1 a cui viene riferita una età di 200 ka e una tendenza all'aumento dal Tirreniano in poi. Va sottolineato comunque che le oscillazioni del valore sono comunque all'interno degli scarti previsti dal margine di errore delle stime, per cui il metodo adottato non fornisce l'adeguata risoluzione per determinare, da solo, l'affidabilità del risultato. E' quindi necessario raccogliere ulteriori vincoli indipendenti per poter

certificare con maggiore grado di certezza un incremento di attività post-tirreniano lungo la struttura al bordo occidentale.

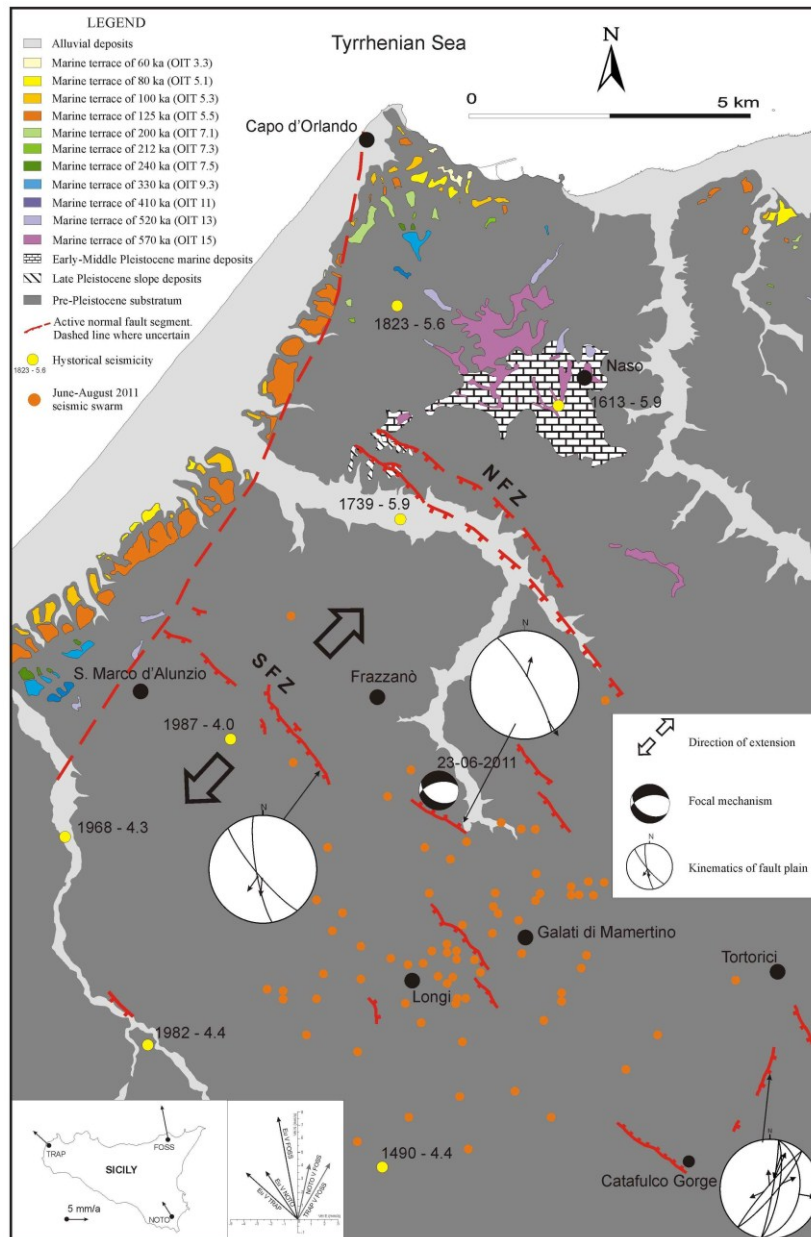


Fig. 1.41: mappa mostrante la distribuzione dei vari ordini di terrazzi marini in Sicilia nord-orientale nell'area di Capo d'Orlando. La mappa mostra anche le principali strutture tettoniche tar-do-quaternarie che caratterizzano questo settore (descritte in seguito), oltre che meccanismi focali, stazioni di misura strutturale e sismicità storica e strumentale (sciame sismico 2011).

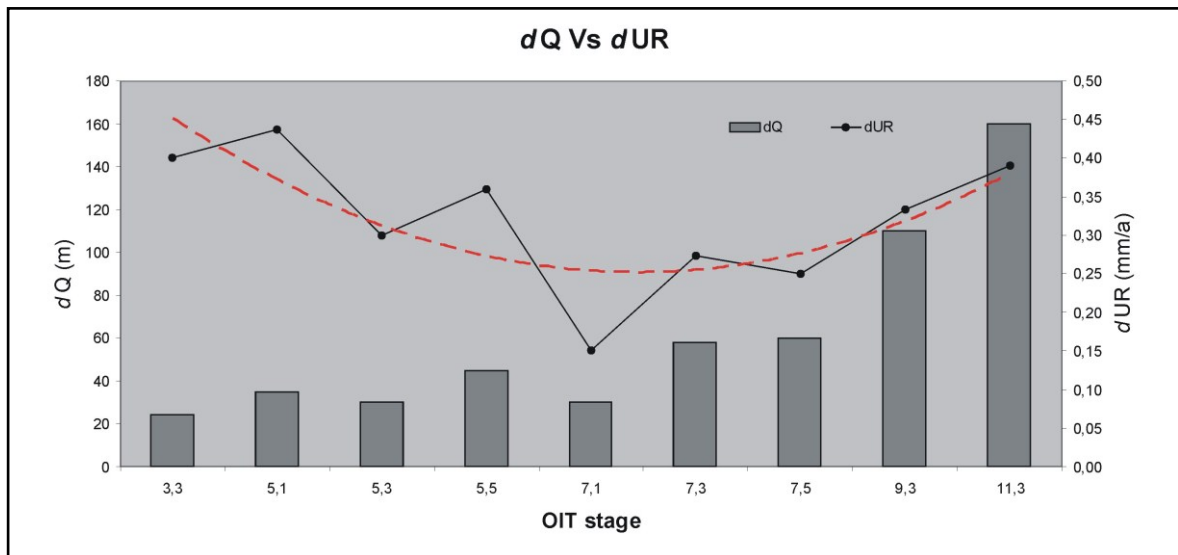


Fig. 1.42: grafico di variazione nel lungo periodo del sollevamento differenziale tra la sezione “S.M. d’Alunzio” e “Capo d’Orlando”.

L’andamento dei terrazzi non è risolutivo per determinare gli altri limiti cinematici del blocco mobile, sia verso sud che verso ovest. Va comunque sottolineato che i dati geodetici vincola bene la presenza del margine orientale nell’off-shore ionico della dorsale dei Monti Peloritani, in corrispondenza della Faglia di Taormina. La presenza della struttura, peraltro, è stata ben vincolata anche dalla geometria dei terrazzi marini. Lungo la costa ionica, il tasso di sollevamento stimato è la combinazione tra una componente locale, variabile nello spazio, legata ai movimenti verticali lungo la Faglia di Taormina, da una componente più omogenea, collegata al sollevamento tettonico regionale. L’estensione della struttura a mare è stata basata sulla distribuzione a terra degli effetti dovuti alla componente variabile. Questa, riferibile al sollevamento co-sismico e post-sismico del letto della struttura, è stato stimata fino ad un massimo di circa 0.6 mm/a, raggiunto in corrispondenza della parte centrale della faglia di Taormina e a diminuire fino a zero in corrispondenza dei tip della faglia. L’assenza del contributo della faglia è ben vincolato a nord della struttura, nell’area dello Stretto di Messina, dove il sollevamento misurato è uguale a quello che caratterizza tutto il lato tirrenico. Il tip meridionale della struttura è chiaramente localizzabile nell’area del Fiume Alcantara, tra la sezione di Taormina e quella relativa a Serra San Biagio (Fig. 1.8). In quest’area si assiste ad una drastica riduzione del tasso di sollevamento da circa 1.4 mm/a a 0.9 mm/a, interpretato come esaurimento della componente aggiuntiva della Faglia di Taormina, oltre il suo tip meridionale. In effetti questa variazione fa scendere il tasso di sollevamento al si sotto del valore della componente regionale registrato nelle aree dello Stretto. Quindi il passaggio attraverso lo

sbocco della valle dell'Alcantara potrebbe nascondere un decremento della componente regionale, nascosto dagli effetti della chiusura della Faglia di Taormina. Questa ipotesi è fortemente supportata dalla geometria delle paleolinee di costa nell'area tra Capo S. Alessio e Taormina, lungo la costa controllata dal tratto meridionale della Faglia di Taormina (De Guidi et al., 2003). Nei 10 km che separano le due località si assiste ad una notevole convergenza delle linee di costa che si traduce in un decremento del tasso di sollevamento di circa 0.2 mm/a. Questa variazione è in linea con quanto registrato tra Nizza di Sicilia e Capo S. Alessio, dove si realizza un ulteriore decremento di circa 0.2 mm/a, su una distanza di circa 10, già riconosciuto come effetto della diminuzione dei rigetti cumulati a partire dal centro della faglia verso il tip. Di conseguenza, la diminuzione del tasso di sollevamento tra Capo S. Alessio e Taormina può essere interamente riferito alla diminuzione della componente aggiuntiva, a parità di componente regionale.

In conseguenza di tale ragionamento, il valore dell'uplift-rate calcolato per la Sezione "Taormina" sarebbe dato dalla combinazione di una componente regionale di base pari a circa 1.1 mm/a e da una componente locale di deformazione di 0.3 mm/a legata alla deformazione al footwall della faglia di Taormina, compatibile con la sua posizione prossima al tip meridionale. D'altronde, una ipotesi contraria, con diminuzione del contributo del sollevamento regionale, implicherebbe che a Taormina, seppure in vicinanza del tip della faglia, la componente aggiuntiva legata al movimento della struttura sarebbe confrontabile con quella stimata nella porzione centrale.

Pertanto, a causa della sovrapposizione della deformazione legata alla faglia di Taormina, non è stato possibile circoscrivere in maniera netta, così come avvenuto per il versante tirrenico, l'area in cui si verifica la variazione del tasso di sollevamento regionale significativo della posizione del margine sud-orientale del blocco mobile oggetto di analisi. I dati disponibili indicano comunque che tale limite può essere ragionevolmente ubicato nell'area compresa tra la sezione di Serra S. Biagio e quella di Taormina, attraverso il fascio di faglie orientate NW-SE ed immergenti verso SW, che compongono la Zona di Taglio dell'Alcantara, dove si realizzerebbe un decremento di circa 0.2 mm/a, confrontabile con la differenza di uplift registrato lungo il presunto bordo occidentale. Anche in questo caso non è stato possibile verificare l'esistenza di ulteriori lineamenti più meridionali che costituiscano parte del bordo del blocco mobile, in quanto le eventuali evidenze morfologiche sono state cancellate dalla presenza dell'edificio vulcanico etneo e dagli effetti dei processi vulcano-tettonici ad esso connessi.



## 8. LINEAMENTI TETTONICI RECENTI E ATTIVI

Sulla base dei risultati dell'analisi del rilievo, nei suoi diversi aspetti, è stata condotto uno studio morfostrutturale concentrato nelle aree sede delle discontinuità di comportamento, presumibilmente riferibili alla presenza di strutture con indizi di riattivazione recente. Lo studio è consistito in un rilievo preliminare basato sull'interpretazione di aerofotogrammetrie, che ha previsto la lettura di foto aeree in scala 1:10.000 e 1:33.000, ortofoto ed immagini da satellite. Tutti gli elementi morfo-strutturali raccolti sono stati digitalizzati e riversati su piattaforma GIS. Il documento ottenuto ha guidato la selezione delle aree da sottoporre ad una campagna di rilevamento geologico-strutturale di dettaglio. Questa ha avuto come principale obiettivo quello di ricostruire in dettaglio la geometria, caratterizzare cinematicamente e definire gli effetti sul paesaggio dei principali segmenti di faglia rilevati durante le fasi di studio preliminari, dedicando particolare attenzione alle strutture cui sono associati evidenze morfologiche di deformazioni tettoniche tardoquaternarie. Sono state infatti analizzate quelle strutture lungo le quali effetti di movimenti sul lungo periodo, quali scarpate di faglia ringiovanite, rotture di pendio lungo i versanti non connesse a fattori litologici, valli sospese, corsi d'acqua rigettati e faccette trapezoidali, sono associate ad evidenze di riattivazioni oloceniche, quali esumazioni alla base delle scarpate (light coloured strip) associabili alle più recenti deformazioni cosismiche avvenute lungo il piano. Queste caratteristiche sono state riscontrate, fatta eccezione per piccoli segmenti ad orientazione NNE-SSW, esclusivamente lungo strutture orientate NW-SE, nella porzione occidentale dell'area investigata, nel settore corrispondente alle zone epicentrali del recente sciame sismico del periodo Giugno-Agosto del 2011. Le faglie con effetti di riattivazione recente sono prevalentemente distribuite in una fascia di ampiezza di circa 10 km, compresa tra gli abitati di Capo d'Orlando e di Tortorici (Fig. 1.43). Dallo studio strutturale alla mesoscala dei piani di faglie riattivati è stata messa in evidenza la presenza di più famiglie di tectoglifi, relativi a diversi processi deformativi avvenuti lungo tali strutture e riferibili almeno a due distinte fasi tettoniche. In particolare sono state riscontrate due famiglie di indicatori cinematici, perlopiù costituiti da strie, solchi e bloccaggi, caratterizzati da valori del pitch nettamente differenti che si concentrano intorno a valori di  $160^\circ$  e  $85^\circ$ , con sensi di movimento rispettivamente destro e normale. Quest'ultimo movimento, compatibile con un asse di minimo stress orizzontale orientato circa NE-SW, è consistente con le soluzioni focali disponibili per i recenti eventi sismici occorsi nell'area e, pertanto, interpretabile come effetto degli ultimi movimenti lungo dette strutture. Questi dati dimostrano che

nell'area la deformazione estensionale attiva sfrutta le precedenti faglie infrapleistoceniche delle zone di taglio trascorrenti destre riconosciute nell'area, che oggi risultano parzialmente riattivate a seguito di una inversione tettonica negativa delle strutture.

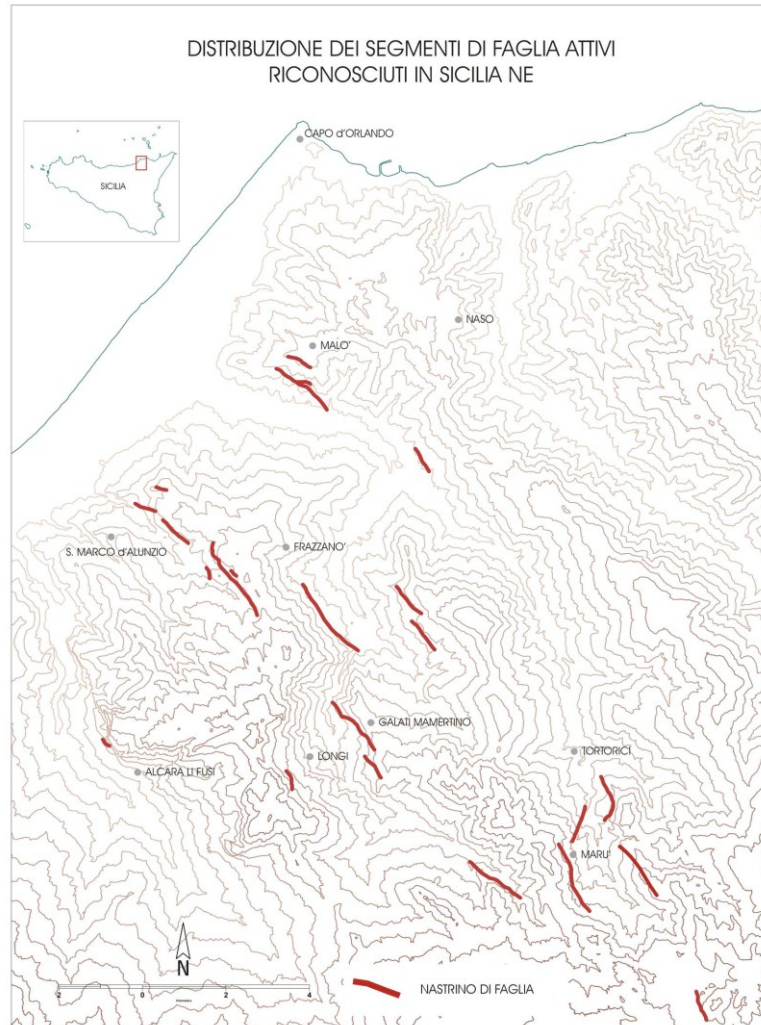


Fig. 1.43: Mappa della porzione occidentale dell'area di studio in cui sono stati identificati diversi segmenti di faglia con evidenze di deformazione recente, orientati principalmente NW-SE e secondariamente NNE-SSW.

### 8.1 GEOMETRIA E CINEMATICA DELLE ZONE DI FAGLIA

Una prima zona di faglia riattivata (NFZ – Naso Fault Zone) (Fig. 1.44) è stata riconosciuta nella zona di Naso, dove affiora estesamente la successione marina terrazzata di età mediopleistocenica che ha consentito di datare la vasta spianata di abrasione che caratterizza la sommità del versante terrazzato tirrenico (Catalano & di Stefano, 1997). La successione marina terrazzata ricopre in discordanza un substrato, esposto lungo le

porzioni medio-basse dei versanti delle valli, costituito in prevalenza dalle epimetamorfiti dell'Unità di S. M. d'Alunzio e secondariamente dai depositi clastici del Flysch di Capo d'Orlando. Nell'intorno delle faglie riattivate, i rilievi geologici di dettaglio hanno permesso di definire meglio i limiti geologici dei depositi del ciclo mediopleistocenico e di distinguere due differenti generazioni di depositi di versante, coinvolte lungo le scarpate di faglia riconosciute nell'area.

Un primo segmento di faglia riattivato, immediatamente a sud dell'abitato di Malò, nei pressi di Naso, disloca in verticale, di circa 40 m, le calcareniti basali della successione mediopleistocenica di Naso. Sempre sullo stesso versante è stato individuato un altro segmento di faglia più esteso che presenta alcuni elementi geologico-strutturali che permettono di attribuirne una attività recente.

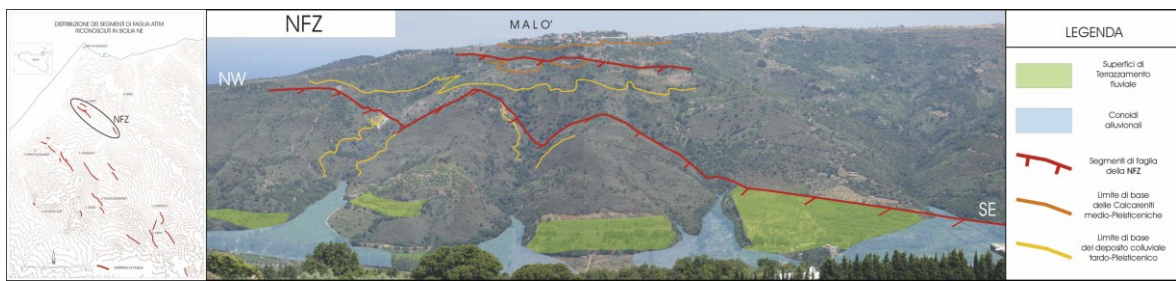


Fig. 1.44: Zona di faglia riconosciuta lungo il versante meridionale dell'altopiano di Naso e denominata NFZ (Naso Fault Zone).

Lungo la traccia di questa struttura, che disloca in verticale l'attuale morfologia del paesaggio (Fig. 1.45), è esposto il piano di faglia, contro cui poggiano depositi detritici sintettonici (Fig.1.46). Un livello basale è rappresentato da un deposito colluviale, tessituralmente e strutturalmente rappresentato da una abbondante matrice sabbiosa con immersi grossi blocchi fatti essenzialmente a spese di detrito derivante dagli orizzonti calcarenitici del terrazzo di Naso (Fig. 1.47). Al di sopra di tale deposito colluviale è stato riconosciuto un livello detritico di versante contenente blocchi centimetrici di natura sia metamorfica che calcarenitica, discordante sia nei confronti del deposito colluviale suddetto che degli altri termini litologici affioranti in quest'area.

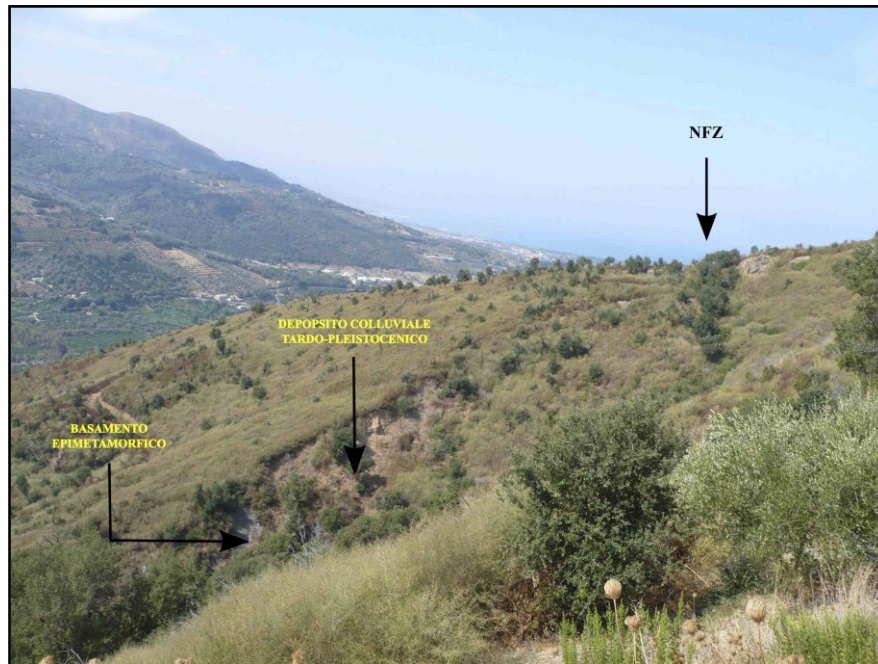


Fig. 1.45: Prosecuzione sud-orientale di un segmento di faglia della NFZ. L'attività Olocenica attribuita a tale segmento di faglia ha interessato la morfologia attuale del versante, formando un gradino morfologico di circa 2 m.



Fig. 1.46: Vista panoramica della scarpata di faglia di un segmento della NFZ contro la quale poggia il deposito colluviale sintettonico tardo-Pleistocenico.

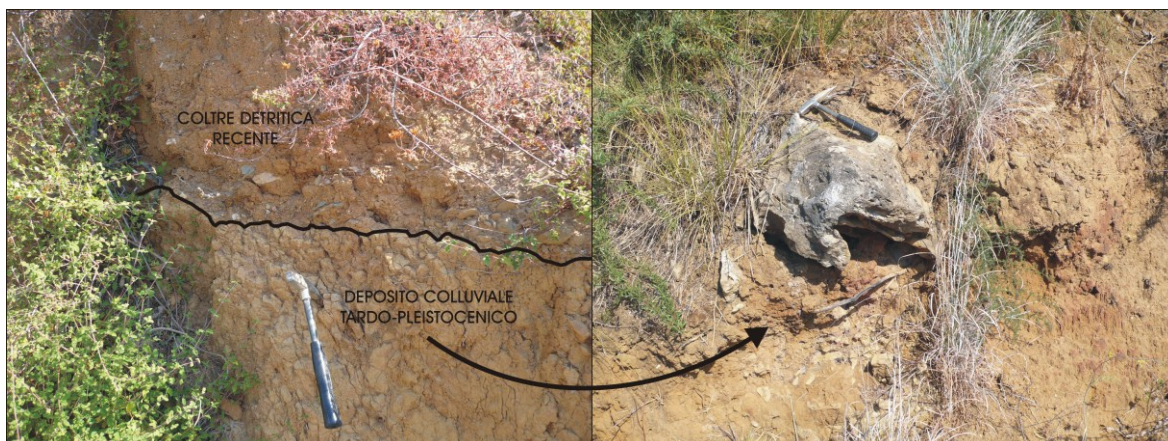


Fig. 1.47: Sovrapposizione tra il deposito colluviale Tardo-Pleistocenico formatosi dallo smantellamento esclusivamente delle calcareniti Pleistoceniche di Naso, costituite da grossi blocchi immersi in una matrice sabbiosa (foto a destra e livello detritico inferiore nella foto a sinistra) e una coltre detritica di versante, Olocenica, fatto a spese sia di blocchi centimetrici calcarenitici che di blocchi di basamento metamorfico.

Il deposito colluviale basale è terrazzato lungo il versante ed il suo margine esterno si attesta alle quote attuali di circa 130 m s.l.m., correlandosi lateralmente, verso mare, con il bordo esterno della superficie marina terrazzata attribuita all'OIS 5.5, datata a 125 ka, il cui inner-edge, in questo settore, si attesta alla quota di circa 140 m s.l.m. (Tab. 1a in Fig. 1.40: sezione di Capo d'Orlando). Ciò permette di associare al deposito colluviale una età di 125 ka o di poco successiva (Pleistocene superiore). La natura monogenica del detrito, suggerisce che al momento della sua deposizione, nell'area il substrato pre-Quaternario non era stato ancora esumato.

Il sovrastante detrito di versante, costituito da elementi derivanti da diversi orizzonti litologici, molto probabilmente si è originato in seguito all'esumazione lungo la scarpata di faglia degli orizzonti del substrato pre-Quaternario. Tali evidenze sembrano suggerire un'età di queste strutture successiva allo OIS 5.5 (125 ka).

Un'altra zona di faglia è stata individuata e definita nei dintorni dell'abitato di S. Marco d'Alunzio (SFZ - S. Marco d'Alunzio Fault Zone). Si tratta di un sistema di vari segmenti di faglia sintetici di lunghezza compresa tra 2 e 5 km che nel loro complesso definiscono una struttura lunga fino a 8,5 km, con orientazione NW-SE ed il cui piano immerge ad alto angolo verso SW (Figg. 1.48, 1.49). La SFZ mette a contatto le coperture mesozoiche calcaree e calcareo-marnose del basamento epimetamorfico kabilo-calabride (Unità tettonica di Longi-Taormina; Lentini & Vezzani, 1975), ribassate sul footwall, con le epimetamorfiti paleozoiche del basamento, estesamente affioranti sull'hangwall.



Fig. 1.48: Vista panoramica di un segmento di faglia ringiovanito appartenente alla SFZ (San Marco d'Alunzio Fault Zone), individuata nei dintorni dell'abitato di S. M. d'Alunzio, orientato NW-SE ed immergente ad alto angolo verso SW e mostrante un nastrino di faglia lungo circa 4 km con scarpata di faglia alta fino a 5 m.

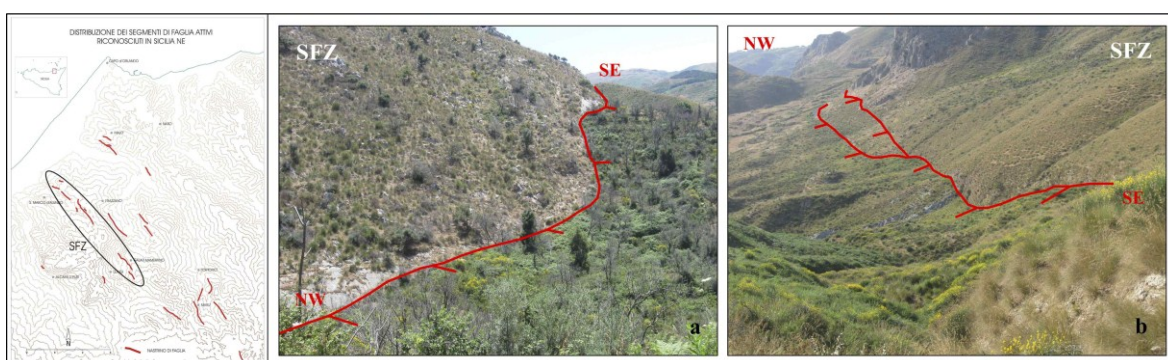


Fig. 1.49: Particolare del segmento più esteso della SFZ visto da NW (a) e da SE (b), lungo il quale sono chiaramente visibili le evidenze morfologiche legate ad una deformazione tettonica recente.

I segni di attività recente di tale struttura sono rappresentati essenzialmente da un nastrino di faglia di altezza variabile tra 3 e 5 m, immergente verso SW e con continuità laterale chilometrica, che mostra alla base una fascia di colore più chiaro (light coloured strip) (Figg. 1.48, 1.49). In varie stazioni di misura ubicate lungo la SFZ, in corrispondenza di ampi tratti in cui è esposto un piano di faglia esumato, striato e solcato, rilievi strutturali alla mesoscala hanno permesso di caratterizzare cinematicamente tale struttura. Gli indicatori cinematici, riconosciuti su piani orientati N140-160E-SW, forniscono valori del pitch pari a circa  $80^\circ$  (v. Fig. 1.41), attribuibili ai più recenti movimenti lungo tale faglia responsabili dell'esposizione del piano e del conseguente gap morfologico impresso lungo tutto il versante.

A questa faglia normale è associato un segmento antitetico di 2 km di lunghezza, caratterizzato da una scarpata ringiovanita alta circa 3 m (Fig. 1.51 inset b). L'analisi degli indicatori cinematici riconosciuti sul piano di faglia ha permesso di distinguere 2 famiglie di tectoglifi: la prima, che presenta valori del pitch pari a circa  $160^\circ$ , denunciando

precedenti movimenti trascorrenti destri, viene sovrimposta da una famiglia di strie con pitch pari a  $80^\circ$ , relativa a movimenti normali più recenti (Fig. 1.51 e inset a).

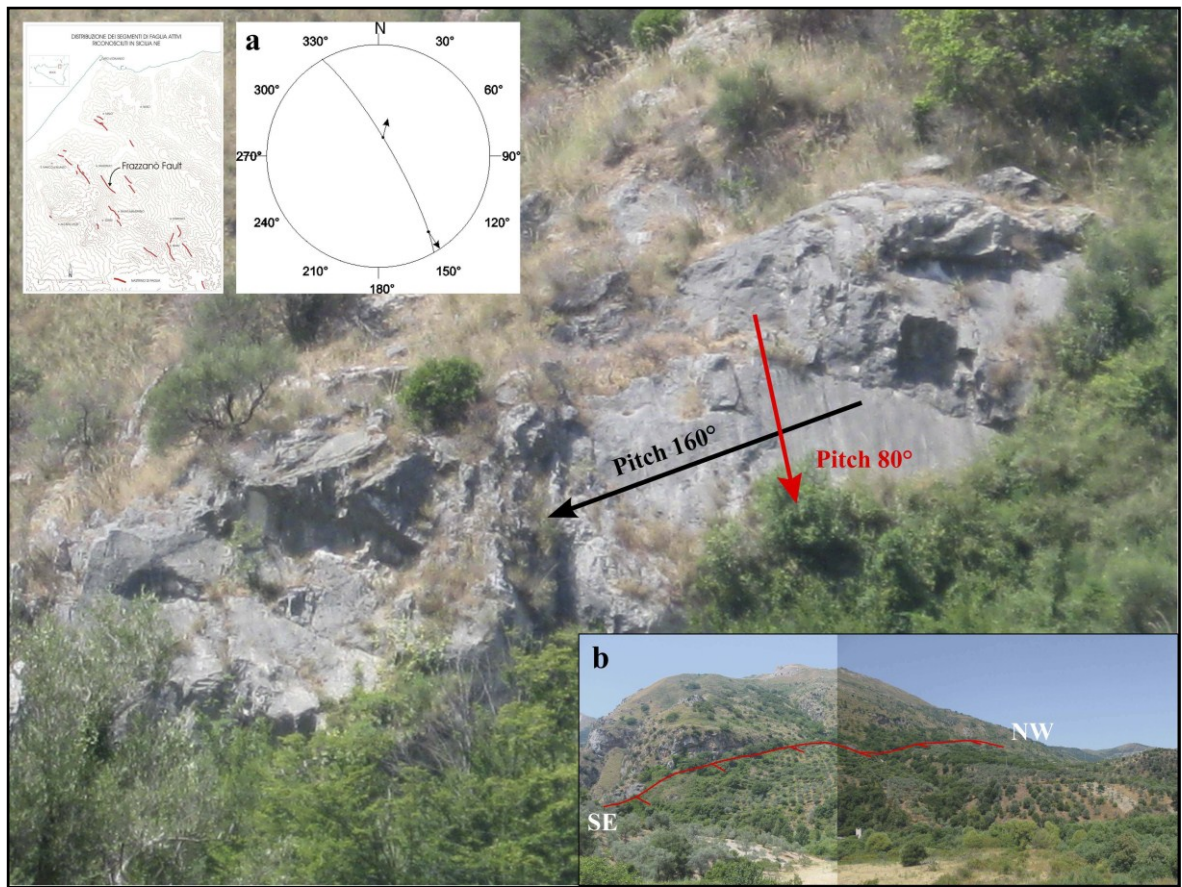


Fig. 1.51: Particolare del piano di faglia ringiovanito, striato e solcato riconosciuto nei pressi dell'abitato di Frazzanò (inset b), mostrandue famiglie di tectoglifi che indicano, lungo lo stesso piano movimenti trascorrenti destri (pitch  $160^\circ$ ) rimpiazzati da movimenti estensionali (pitch  $80^\circ$ ). L'inset a mostra la doppia cinematica del piano di faglia principale.

Procedendo verso sud-est, sono stati individuati altri quattro segmenti di faglia orientati NW-SE con scarpate di faglia ringiovanite alte circa 2-3 m. Due di questi segmenti di faglia sono stati riconosciuti tra gli abitati di Galati Mamertino e Tortorici, caratterizzati da scarpate immergenti ad alto angolo verso SW e di lunghezza pari a circa 1500 m e 800 m, rispettivamente. Nell'area compresa tra l'abitato di Longi (Fig. 1.52) e le Cascate del Catafulco sono stati individuati due segmenti di faglia antitetici, lunghi circa 1000 m e 1500 m e con piani immergenti verso NE, che presentano segni di riattivazione recente (Fig. 1.52).

Nei pressi dell'abitato di Tortorici è stato riconosciuto un nastrino di faglia lungo circa 1,5-2 km, orientato N10E ed immergente verso E appartenente al gruppo di faglie denominato TFZ (Tortorici Fault Zone). Le due stazioni di misura ubicate lungo la faglia

hanno permesso di riconoscere due famiglie di indicatori cinematici (gradini in roccia e di accrezione di calcite, strie e solchi) relative sia a movimenti destri (pitch = 30°) (Fig. 1.53 inset b e c) sia movimenti normali più recenti (pitch = 70-80°) (Fig. 1.53 e inset a e b).

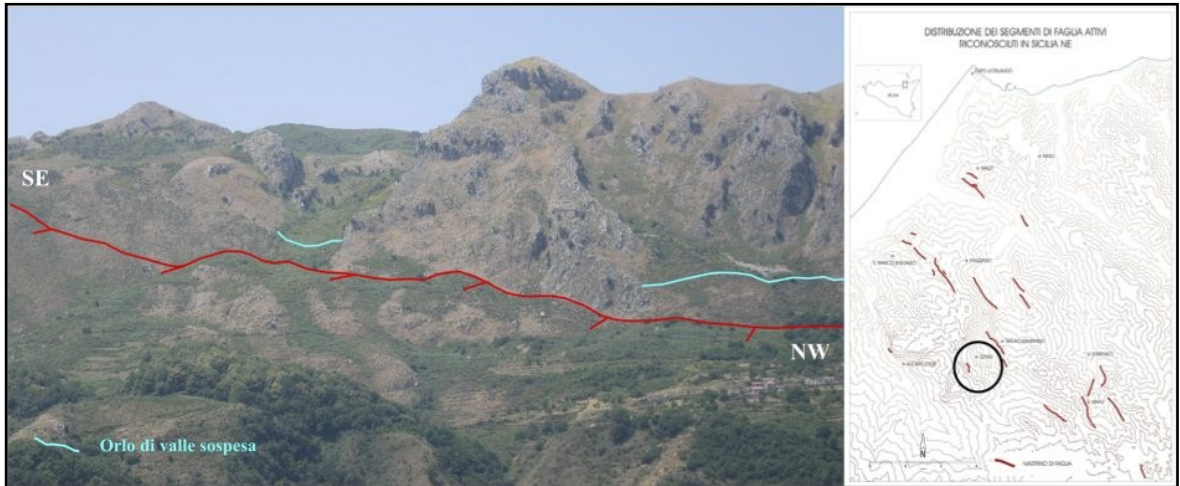


Fig. 1.52: Segmento di faglia riconosciuto nei pressi dell'abitato di Longi. Una scarpata ringiovanita alta circa 2 m permette di attribuire una attività Olocenica a tale struttura, mentre la presenza di valli sospese predatano una deformazione tardo-Pleistocenica lungo tale segmento di faglia.

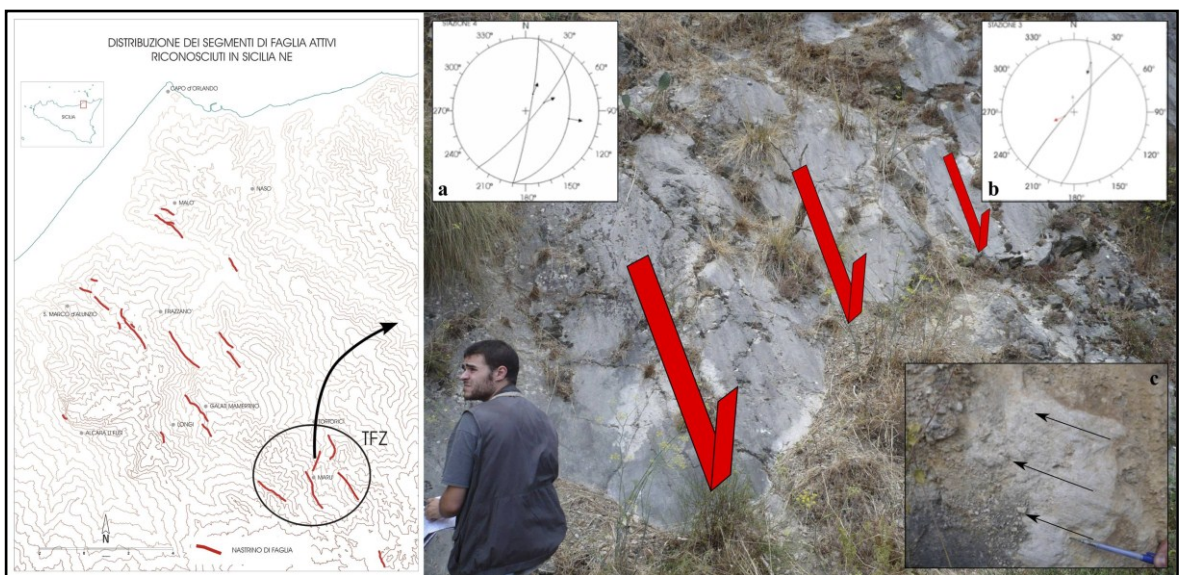


Fig. 1.53: Piano di faglia lisciato (liscione di faglia) lungo un segmento di faglia orientato N10E riconosciuto nei dintorni dell'abitato di Tortorici. Gli inset a e b mostrano gli stereo-plot relativi ai dati cinematici acquisiti lungo il piano in diverse stazioni di misura. L'inset c mostra l'evidenza di movimenti trascorrenti destri riconosciuti su piani di taglio minori lungo la stessa struttura. la mappa indica l'ubicazione del segmento di faglia analizzato.

Nell'area compresa tra gli abitati di Tortorici e Floresta sono stati riconosciuti altri tre segmenti di faglia ringiovaniti appartenenti alla TFZ, sia sintetici che antitetici alle



principali zone di faglia sopra descritte (NFZ, SFZ). Nell'area subito a sud dell'abitato di Tortorici è stato individuato un segmento di faglia esteso fino a un chilometro con scarpata di faglia subverticale, il cui piano, immergente verso SW, si presenta a tratti degradato e spesso nascosto al di sotto di accumuli detritici derivanti da poco estesi corpi di frana pellicolari (Fig. 1.54 a). Lungo il versante meridionale di Monte del Moro, poco a sud-ovest di Floresta è stato individuato un gradino morfologico continuo lungo poco più di un chilometro, orientato NW-SE ed immergente verso SW, che taglia in maniera netta la topografia (Fig. 1.54 b).

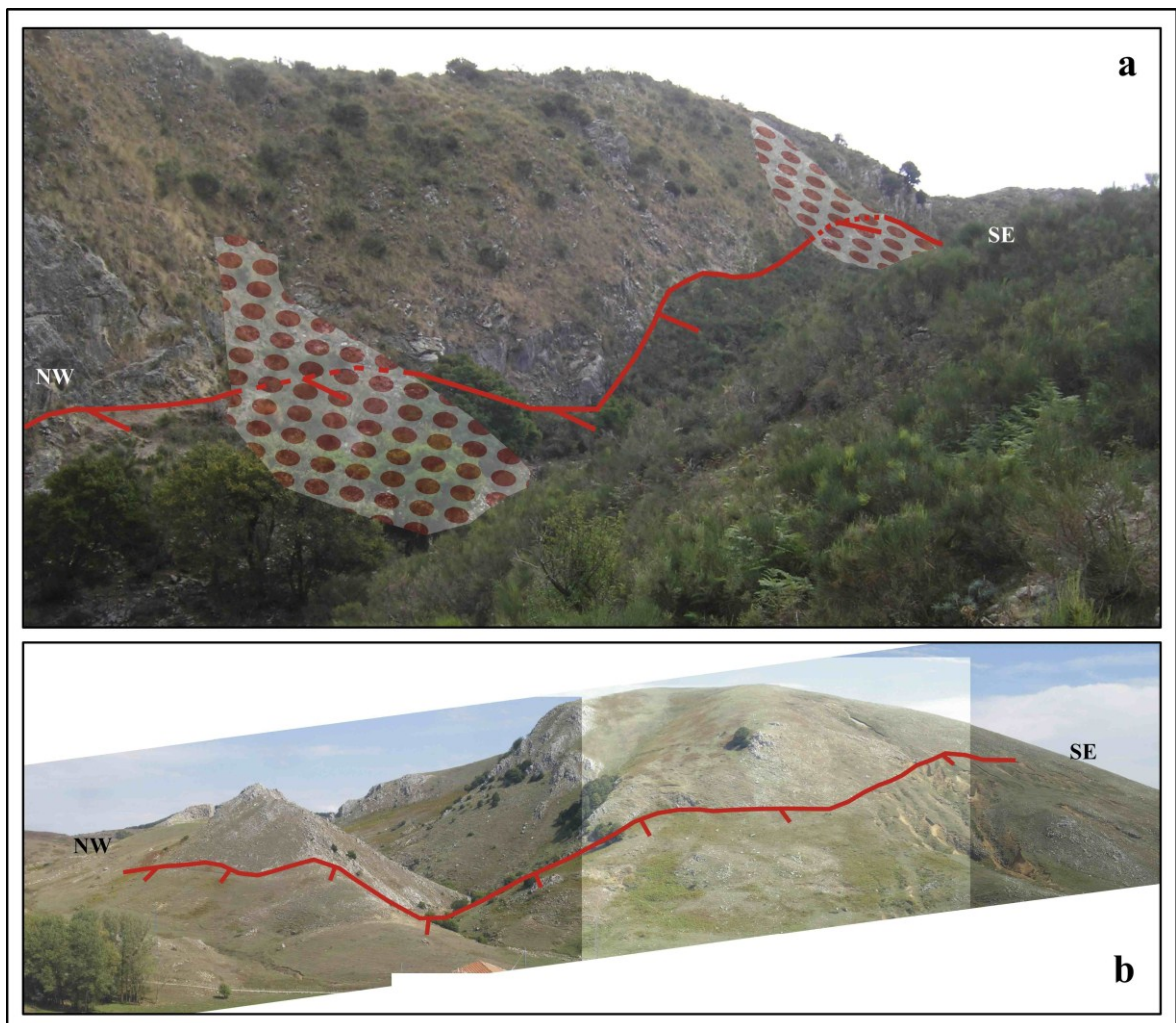


Fig. 1.54: morfostrutture connesse con la presenza di segmenti di faglia attivi riconosciute a sud-est dell'abitato di Tortorici, in particolare presso Ilombati (a) e M.te del Moro (b).

Tale elemento è stato interpretato come un segmento di faglia normale sintetica sul cui lato ribassato ospita depositi argilloso-sabbiosi appartenenti al Flysch di Capo d'Orlando. Il footwall è rappresentato dai calcari algali grigi e calcari dolomitici della copertura sedimentaria Meso-Cenozoica dell'unità epimetamorfica di S. Marco d'Alunzio.

Nella stessa area, in prossimità della località Marù, a sud di Tortorici, è stato segnalato un segmento di faglia antitetico di 2 km di lunghezza, orientato NW-SE ed immergente a circa 70° verso NE (Fig. 1.55).



Fig. 1.55: Segmento di faglia orientato circa NW-SE ed immergente verso NE ad alto angolo riconosciuto nei pressi della Località “Marù” a sud-est di Tortorici.

Tale struttura, espone in superficie un piano di faglia ringiovanito piuttosto continuo e poco degradato alto fino a 3 metri che determina una netta rottura di pendio lungo il versante su cui è ubicato (Fig. 1.56a e b). Lungo questo piano di faglia si può osservare la presenza di breccie di faglia saldate ben conservate, composte da clasti da centimetrici a decimetrici (Fig. 1.56 c), a testimonianza della recente esumazione del piano di faglia non ancora intensamente degradato ad opera degli agenti esogeni. Questi caratteri permettono riconoscere un’età molto recente dell’ultima rattivazione. I dati cinematici indicano, come registrato lungo altri piani di faglia antitetici analizzati, che a precedenti movimenti trascorrenti destri (Pitch = 160°) si sono sovrimposte deformazioni più recenti che indicano movimenti di dip-slip normali (Pitch = 80°) ai quali è stata attribuita l’esposizione in superficie del piano di faglia stesso (Fig. 1.56 c).

Un segmento di faglia, poco esteso, che presenta caratteristiche morfologiche e strutturali compatibili con quelle esposte sopra per gli altri nastri di faglia riconosciuti nell’area in esame, mostra evidenze di deformazione recente. Tale segmento di faglia è stato individuato nell’area subito a nord-ovest dell’abitato di Alcara Li Fusi (Fig. 1.57) e presenta un piano alto circa 2-3 m liscio, i cui indicatori di movimento misurati sono in accordo con i dati cinematici acquisiti lungo altri piani di faglia riconosciuti nell’area. Lungo la prosecuzione sud-orientale di tale segmento si possono riconoscere piccole valli fluviali sospese (Fig. 1.57).

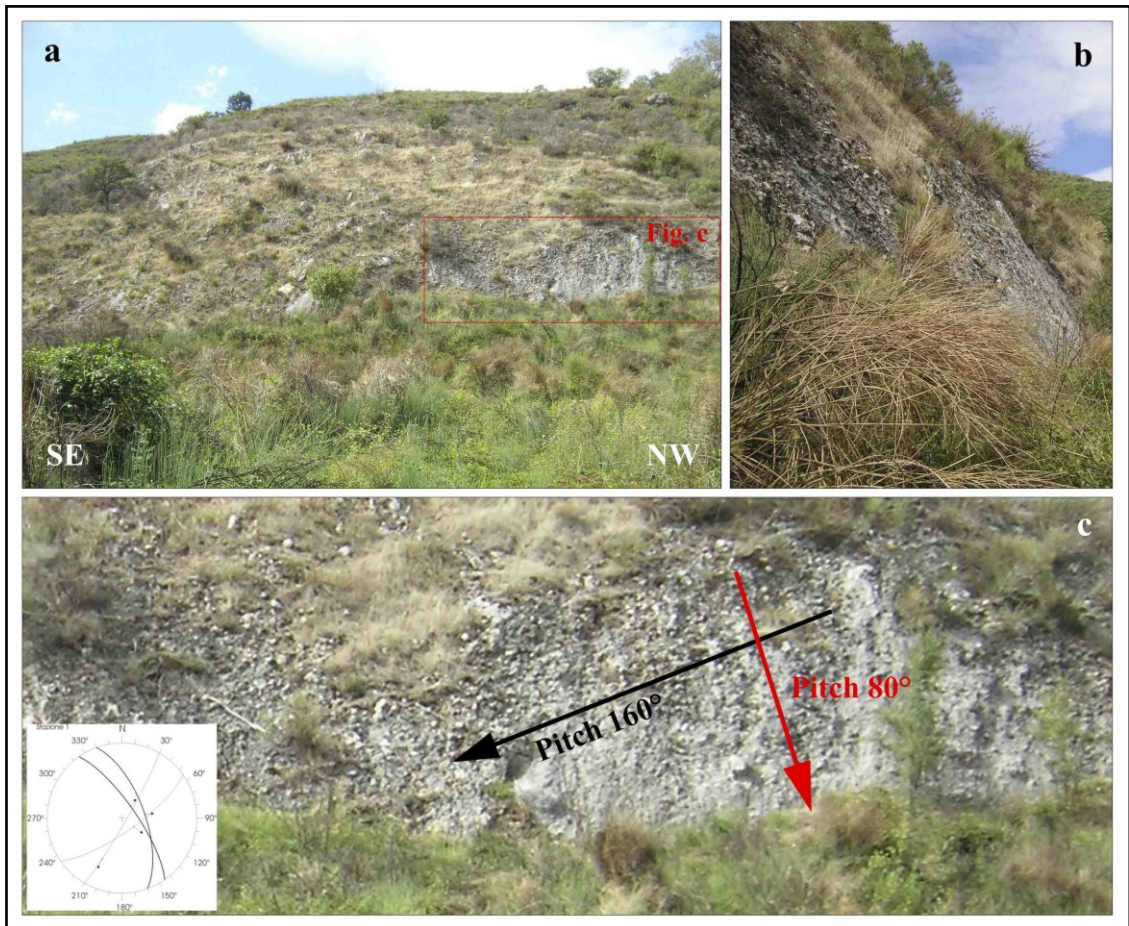


Fig. 1.56: Particolare del piano di faglia con segni di attività recente (a e b) che si presenta ancora molto poco degradato sia morfologicamente (b) che per la presenza di breccia di faglia costituita da blocchi centimetrici e decimetrici tuttora saldati sul piano di faglia (c). L'inset della figura c mostra i dati strutturali che sono stati acquisiti direttamente sul piano di faglia principale e su piani di taglio secondari.

Le relazioni tra la geometria presunta del fascio di faglie riattivato con la distribuzione degli eventi sismici dello sciame del 2011 è stata ricostruita nella Fig. 1.58. La presenza di piani coniugati preferenzialmente immergenti verso SW, con subordinati piani antitetici immergenti in direzione opposta, suggerisce una geometria profonda tipo semi-graben. Nella figura è possibile apprezzare che l'evento principale si colloca sulla proiezione in profondità della NFZ che, pertanto, è stata individuata quale la master fault dell'intero sistema. Tutti gli altri eventi dello sciame, con magnitudo inferiore a 3, sono concentrati all'interno di un volume di roccia compreso tra la NFZ e la SFZ che viene interpretata come faglia sintetica della master fault, cui si collega in profondità lungo un flat ubicato alla profondità massima cui si sono realizzati gli eventi sismici. La traccia ricostruita in profondità per la SFZ è prossima alla distribuzione di alcuni ipocentri di eventi dello sciame con magnitudo maggiore di 3. Eventi della stessa energia sono inoltre stati collocati nei pressi del piano ricostruito per NFZ.

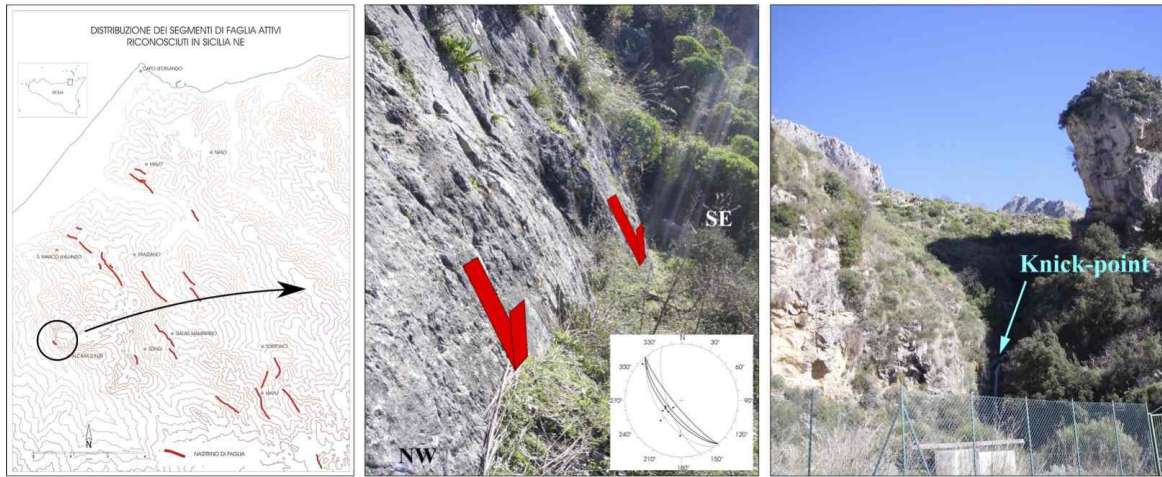


Fig. 1.57: segmento di faglia poco esteso riconosciuto nei dintorni di Alcara Li Fusi che espone in superficie un piano immergente verso sud-ovest ad alto angolo i cui indicatori cinematici indicano movimenti normali predominanti e più recenti. Nell'immagine a destra viene mostrato una piccola valle fluviale sospesa individuata subito a nord-ovest del centro abitato di Alcara Li Fusi.

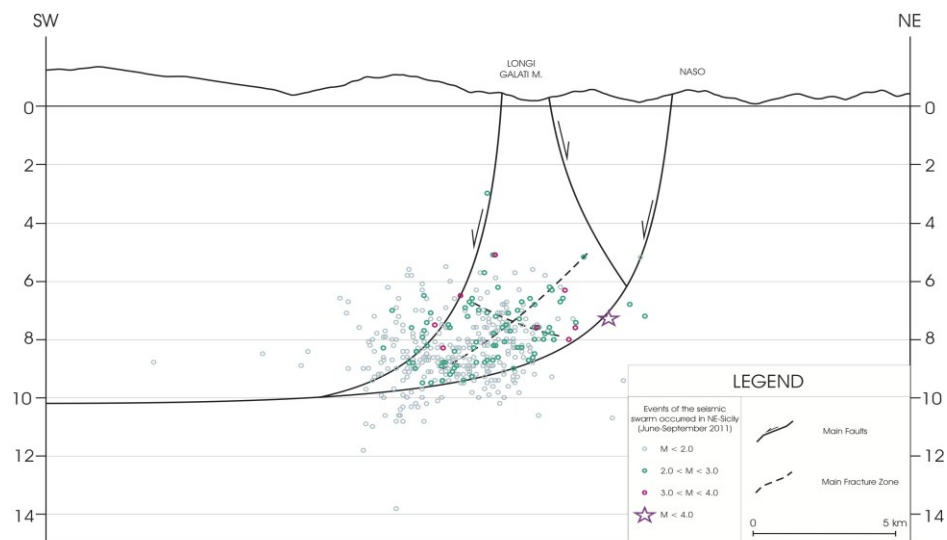


Fig. 1.58: Sezione NE-SW trasversale alle principali zone di taglio del margine meridionale del BMP sulla quale sono stati proiettati i terremoti avvenuti nel corso dello sciame sismico di Giugno-Settembre 2011.

Lungo la fascia costiera compresa tra C. d'Orlando e S. A. di Militello, è stato segnalato in letteratura un lineamento tettonico ad andamento circa meridiano immergente ad alto angolo verso NW. A questa struttura, la cui attività è stata cronologicamente confinata al Pleistocene superiore, sono stati associati movimenti normali, in concomitanza delle coeve variazioni eustatiche Pleistoceniche (Giunta et al., 2012). Gli stessi autori riferiscono che la mancanza di scarpate di faglia con segni di riattivazione recente permette di escludere un'attività Olocenica della faglia di Capo d'Orlando. L'analisi dei terrazzi marini ha comunque evidenziato che questa struttura è la più accreditata per essere

responsabile della brusca variazione nel tasso di sollevamento dei terrazzi, anche dopo lo OIS 5.5. La mancanza di evidenze di ringiovanimenti della scarpata potrebbe essere ricollegata ai caratteri cinematici della struttura. Va considerato, infatti, che la faglia sembra costituire una discontinuità che interseca le faglie orientate NW-SE bordando verso est tutti i segmenti di faglia riattivati che si interrompono contro la struttura. Come ampiamente diffuso in natura e previsto dai modelli, strutture trasversali ad alto angolo che interrompono un sistema di faglie estensionali, come quello rappresentato dalla fascia tettonica nebrodico-peloritana, sono cinematicamente compatibili ed interpretabili come faglie di trasferimento (Gibbs, 1984) (Fig. 1.59), parte integrante del sistema estensionale (Harding & Lowell, 1979) con il ruolo di trasferire l'estensione tra segmenti di faglia normali differenti. Nel caso specifico della Faglia di Capo d'Orlando, l'interpretazione della struttura come faglia di trasferimento è supportata dalle relazioni geometriche con le strutture normali, dalla localizzazione sul presunto limite occidentale del BMP e dall'evidenza di una sistematica deviazione verso sinistra dei corsi d'acqua che attraversano la struttura (Fig. 1.60).

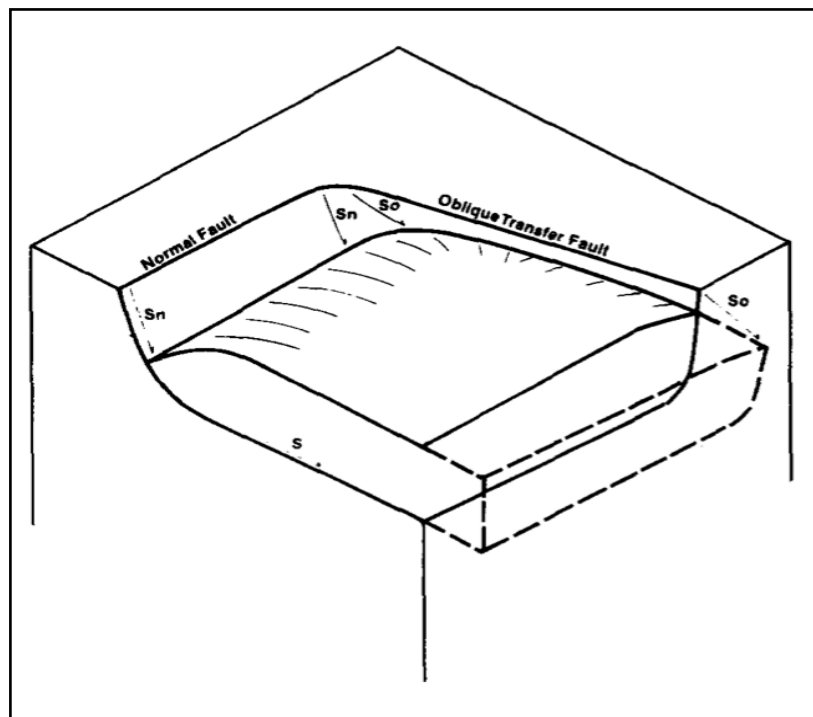


Fig. 1.59: Block Diagram mostrante la coesistenza tra faglie normali e transfer faults oblique che bordano lateralmente il sistema di blocchi fagliati secondo faglie listriche normali.

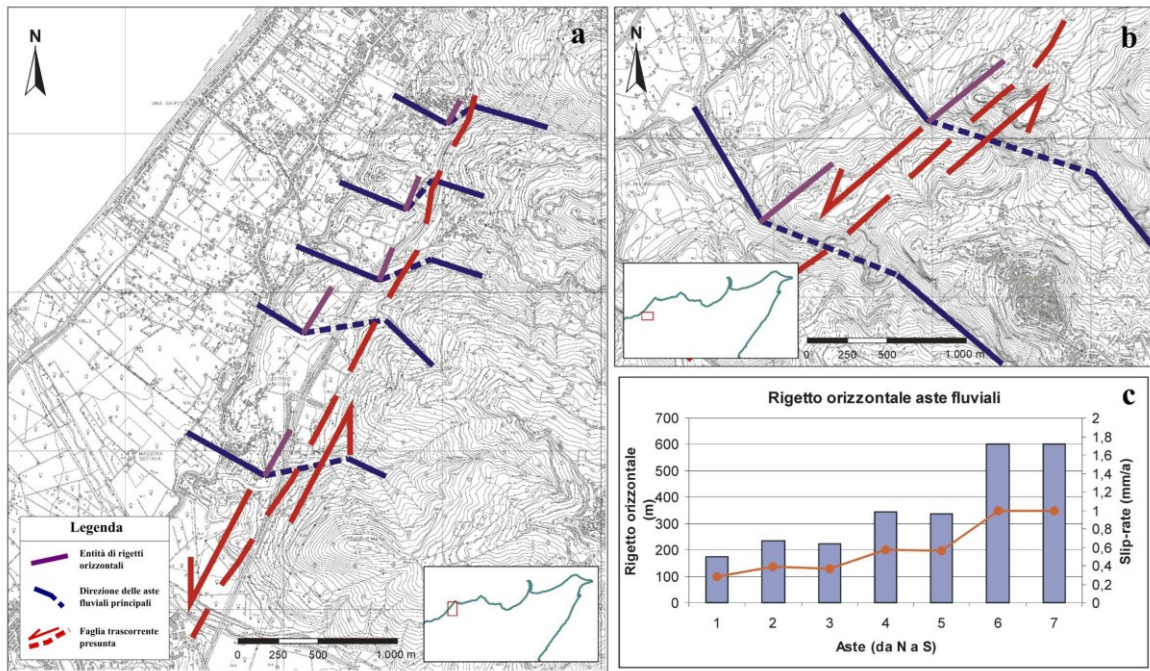


Fig. 1.60: Andamento in pianta delle aste dei principali corsi d'acqua del tratto di costa tirrenica della Sicilia nord-orientale compreso tra Capo d'Orlando e Alcara Li Fusi. Si noti il sistematico rigetto orizzontale in sinistra che potrebbe essere messo in relazione alla presenza di una struttura trascorrente sinistra che, rappresentando il margine occidentale del BMP, accomoda l'estensione cumulata lungo le zone di taglio normali analizzate sopra (a e b). Il grafico in fig. c mostra la variazione, da nord a sud, dei rigetti orizzontali e dei tassi di movimento stimati considerando una età massima di 600 ka.

## 8.2 VALUTAZIONE DEI TASSI DI MOVIMENTO

Lo sviluppo di soluzioni di continuità morfologica, quali scarpate di faglia, valli sospese e deviazioni fluviali, dislocazioni di orizzonti morfologici di riferimento, scaturisce direttamente e/o indirettamente dall'attività tettonica tardo-Quaternaria di tali strutture. In generale, il presupposto per una datazione indiretta di tali forme del paesaggio si basa sul fatto che nel corso dell'ultimo periodo freddo (OIS 2), con picco massimo intorno a circa 18 ka B.P., è stato raggiunto un livello d'equilibrio morfoclimatico, relativamente all'ultima glaciazione tardo-Pleistocenica. Alle latitudini considerate, sotto tali condizioni climatiche e con rade o nulle coperture vegetali, si è avuto il prevalere dei processi erosivi, di degradazione fisica dei versanti per ruscellamento e reptazione, con conseguente maggiore produzione e mobilitazione detritica. Le aree soggette a deformazioni tettoniche sono state, quindi, sede d'azioni intense da parte dei processi morfogenici, di degradazione per le aree in sollevamento e di accumulo detritico per quelle in depressione. Questi processi hanno raggiunto un tasso di attività tale da trovarsi in equilibrio con i tassi di deformazione tettonica, determinando una accelerazione dei processi evolutivi dei versanti e/o, in casi estremi la totale obliterazione, per abrasione e/o

per colmamento, delle scarpate cosismiche cumulate lungo le faglie, facendo raggiungere al paesaggio una condizione di equilibrio morfoclimatico e di “permanenza dinamica” (es.: formazione di versanti “di Richter”).

Le condizioni climatiche glaciali würmiane iniziarono a mutare a partire da circa 15 ka B.P (Bar-Matthews et al., 1997) raggiungendo condizioni simili alle attuali circa 10-11 ka B.P. (Gvirtzman & Wieder, 2001; Van Zeist & Bottema, 1982). In questo periodo i processi tettonici riacquistano un ruolo fondamentale nel modellamento del paesaggio a scapito dei processi morfogenici, passando da un regime in resistasia ad uno in biostasia. Datazioni assolute eseguite con il metodo del  $^{36}\text{Cl}$  cosmogenico su scarpate cosismiche cumulate, riconosciute in Grecia ed in Italia, confermano un’età di esposizione di 12-13 ka (Benedetti et al., 2002; Palumbo et al., 2004; Armijo et al., 1992; Caputo et al., 2010); questa età può essere presa in considerazione anche per le faglie con segni di riattivazione recente riconosciute nell’area Nebrodico-Peloritana ai fini del calcolo dei relativi tassi di deformazione.

Come descritto nei paragrafi precedenti, lo studio delle superfici di terrazzamento marino condotto lungo la costa tirrenica della Sicilia NE da Capo Rasocolmo a S. M. d’Alunzio ha reso possibile l’individuazione di un’area all’interno della quale è stata prima supposta e poi riconosciuta una fascia tettonica responsabile del tasso di sollevamento differenziale nel lungo periodo pari a circa 0.35 mm/a, registrato tra la sezione di S.M. d’Alunzio ( $UR \approx 0.8$  mm/a) e il resto della Sicilia NE, da Capo d’Orlando a Capo Rasocolmo (1.1 mm/a).

Per il calcolo del tasso di deformazione e delle sue varie componenti nel breve periodo ci si avvalsi dei dati relativi alle faglie con evidenze di deformazione tettonica recente raccolti durante i rilievi strutturali di campagna e delle relative età associate alle rispettive zone di faglia sulla base di dati geologici e di letteratura.

Lungo la NFZ, sono stati riconosciuti due segmenti di faglia principali. Il primo, la cui traccia corre a quote più elevate, disloca in normale, di circa 40 m, sia le calcareniti medio-Pleistoceniche della successione trasgressiva di Naso sia il deposito colluviale tardo-Pleistocenico descritto in precedenza, a cui è stata attribuita una età di formazione a partire da circa 125 ka. Nonostante la dissezione dell’area sia iniziata molto prima, questo deposito monogenico è il primo segnale di smantellamento ed accumulo lungo il versante presumibilmente collegato all’inizio dell’attività della faglia. Questo segmento di faglia viene sigillato da un deposito pellicolare detritico, di spessore variabile, riferito all’Olocene.

Tenendo in considerazione questi vincoli, l'attività del segmento superiore della NFZ sarebbe circoscritta ad una età compresa tra 125 ka e le fasi iniziali dell'Olocene, con un tasso di deformazione verticale minimo di circa 0.3 mm/a, in buon accordo con la differenza del tasso di sollevamento registrato nell'area nel lungo periodo, analizzando i terrazzi marini.

Il segmento di faglia inferiore riconosciuto lungo la NFZ disloca con movimenti normali anche il deposito detritico di versante olocenico, formando un gradino morfologico di circa 2 m, ben evidente soprattutto lungo la sua terminazione SE. Il valore della componente verticale dello slip-rate lungo questo segmento di faglia, calcolato per gli ultimi 13 ka, risulta essere pari a circa 0.15 mm/a, circa la metà del segmento adiacente.

Un'altra zona di faglia riconosciuta nell'area Nebrodico-Peloritana a cui è stata associata un'attività di età Olocenica, come si è già esposto sopra, è rappresentata dalla SFZ. Il segmento di faglia più esteso identificato, misura 4 km di lunghezza e mostra una scarpata ringiovanita di altezza variabile tra 4 e 5 m che, se riferita all'accumulo di rigetto topografico negli ultimi 13 ka, vincola uno slip-rate verticale pari a 0.3-0.4 mm/a. Lungo questa faglia, non esistono elementi per poter datare l'inizio della deformazione.

Applicando gli stessi criteri adottati per la SFZ, i segmenti di faglia segnalati nell'area di Tortorici e nell'area di Longi hanno fornito valori dello slip-rate verticale pari a circa 0.15-0.25 mm/a, rapportati all'attività degli ultimi 13 ka.

La determinazione del valore dell'uplift-rate rappresentativo di tutta la fascia tettonica analizzata nel presente lavoro, è poco vincolata da dati relativi al lungo periodo. Considerando le sole stime dei tassi documentati per gli ultimi 13 ka e l'evidenza che le faglie, per la loro geometria a fasci paralleli e sovrapposti, hanno contribuito con il loro movimento a accomodare parte dell'intera estensione, una valutazione del tasso complessivo di deformazione verticale può essere ottenuto sommando i tassi valutati per le singole strutture. Ciò presuppone che, seppure riattivate in superficie per segmenti discreti, le strutture comunque abbiano accomodato in profondità per la loro intera lunghezza l'estensione crostale. Si otterrebbe così un valore di tasso di deformazione verticale di  $0.7 \pm 0.1$  mm/a. Questo valore va confrontato con le stime di movimento orizzontale deducibili lungo la Faglia di Capo d'Orlando dal rigetto dei corsi d'acqua che l'attraversano.

I rigetti misurati per i corsi d'acqua variano da circa 170 m fino ad un massimo 600 m, aumentando progressivamente procedendo verso sud. Considerato che la faglia è responsabile del rigetto verticale della volata di terrazzi marini degli ultimi 600 ka, il rigetto orizzontale cumulato va riferito all'intero periodo di dislocazione delle linee costa,



con una stima del tasso di deformazione orizzontale variabile da 0.3 mm/a, per il tratto settentrionale, a 1.0 mm/a per il tratto meridionale. Il rigetto massimo orizzontale, registrato nei pressi di S. Marco d'Alunzio, va confrontato con il tasso di dislocazione verticale dei terrazzi marini, che vincolerebbe un vettore movimento del BMP rispetto alle aree adiacenti, orientato verso NE ed inclinato di 16° verso SW.

I movimenti trascorrenti sinistri della Faglia di Capo d'Orlando non sono cinematicamente compatibili con i movimenti con le faglie normali orientate NW-SE, come è incongrua la diminuzione del tasso del rigetto orizzontale della faglia sinistra lungo il suo tratto dall'intersezione con la SFZ fino all'intersezione con la NFZ (0.7 mma/a), in quanto l'interazione tra i movimenti sui due sistemi, se questi fossero realmente connessi, avrebbe dovuto produrre un andamento esattamente opposto. Le evidenze di terreno suggeriscono che in effetti i movimenti normali lungo le direttrici NW-SE sono molto più recenti dell'inizio del sollevamento tettonico e dell'età della Faglia di Capo d'Orlando e hanno cumulato entità di movimento molto basse che non hanno influenzato in maniera decisiva i rigetti sinistri precedentemente accumulati sulla Faglia di Capo d'Orlando, su un periodo molto più lungo. Le faglie normali hanno comunque utilizzato la struttura meridiana come svincolo di trasferimento. Alla stessa maniera, non esiste una relazione diretta tra tassi di deformazione verticale lungo le faglie normali e la velocità differenziale di sollevamento dei terrazzi, attraverso la Faglia di Capo d'Orlando, che richiederebbe una inclinazione dei piani di faglia inferiore ai 23°, a dispetto della geometria ad alto angolo verificata sul terreno.

Considerando i movimenti orizzontali misurati lungo la Faglia di Capo d'Orlando cumulati in direzione NE-SW, va detto che i valori del tasso di deformazione ottenuti sono di ordine di grandezza totalmente contrastanti con i dati geodetici forniti in letteratura. Come ricordato da vari autori (Viti et al., 2001; Mantovani et al., 2001) esiste una incoerenza tra entità di deformazione ricavate da indagini geologico-strutturali e quelle dedotte dalle più precise tecniche geodetiche. La incongruenza deriva dagli intervalli di tempo messi a confronto, per il lungo periodo (1 Ma) e per il breve periodo (<10 anni). Considerare i tassi di deformazione registrati con tecniche geodetiche come rappresentativi del campo deformativo a medio-lungo termine potrebbe condurre ad erronee conclusioni.

## PARTE II - ANALISI MORFOMETRICA

### 9. INTRODUZIONE

Negli ultimi anni l'attenzione da parte della comunità scientifica nei confronti degli studi di analisi morfotettonica e geomorfologica quantitativa, ha avuto un incremento rilevante, sfociando nella definizione di modelli riguardanti le relazioni esistenti tra deformazione tettonica e processi geomorfologici (Strahler, 1952; Avena et al., 1967; Hack, 1973; Bull & McFadden, 1977; Hare & Gardner, 1985; Keller, 1986; Schumm, 1986, 2000; Merritts & Vincent, 1989; Cox, 1994; Holbrook & Schumm, 1999; Snyder et al., 2000; Burbank & Anderson, 2001; Kirby & Whipple, 2001; Molin et al., 2004; Whipple, 2004; Bishop et al., 2005).

Questi modelli (Fig. 2.1) derivano spesso da studi riguardanti vaste aree, contrassegnate da una certa omogeneità litologica e climatica in cui un precedente equilibrio morfologico è alterato da un disturbo tettonico, producendo condizioni ideali che consentono di finalizzare con successo tali studi e validare i modelli proposti.

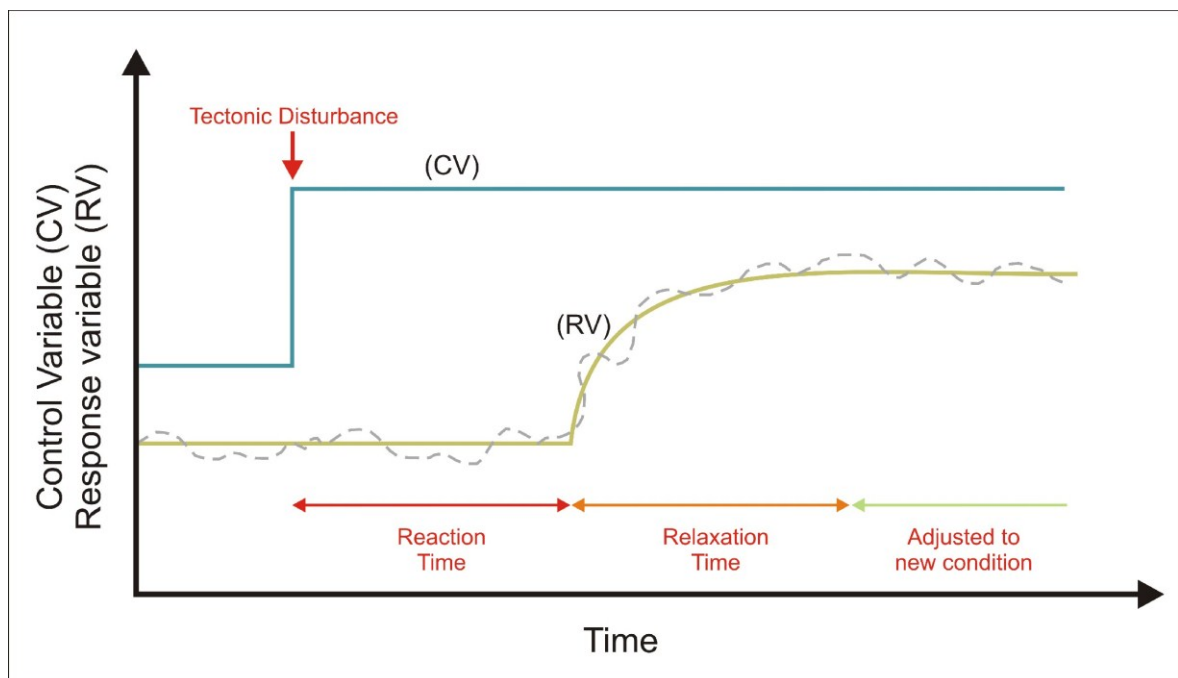


Figura 2.1: schema di risposta del sistema morfologico ad una perturbazione esterna quale quella tettonica, sul cui modello si fondano diversi studi di analisi morfometrica applicati alla neotettonica.

Al contrario, la Sicilia nord orientale rappresenta un'area decisamente più circoscritta rispetto alle grandi aree prese come modelli in letteratura e soprattutto è stata interessata da una costante mobilità tettonica con sovrapposizione di processi tettonici e deformativi indipendenti. Di conseguenza i modelli proposti in letteratura risultano poco applicabili per

la Sicilia nord-orientale, se non tramite una combinazione di differenti indici e fattori morfometrici.

Tra i vari elementi che definiscono il paesaggio, il sistema idrografico è quello di maggiore interesse per gli studi di morfometria, sia per lo stretto legame esistente tra questo e le caratteristiche climatiche, litologiche e l'attività tettonica, sia perché sensibile alle variazioni di questi fattori di controllo. Un sistema idrografico in equilibrio può essere sinonimo di una stabilità climatica o sintomatico che dall'ultima variazione climatica il reticolo idrografico ha avuto il tempo necessario per una sua riorganizzazione ed un superamento definitivo delle forme transienti; inoltre, un sistema di drenaggio in equilibrio può essere caratteristico di un'area stabile tettonicamente o in cui il tasso di deformazione tettonica è inferiore a quello di modellamento superficiale che tende ad obliterare ogni evidenza morfologica della deformazione. In natura non esistono condizioni di equilibrio perfetto, bensì una miriade di fasi di transizione che, a seconda dei tempi di risposta e di reazione del sistema geomorfologico, si approssimano o meno alle condizioni ideali di equilibrio. La caratterizzazione morfometrica di una regione consente l'individuazione di anomalie morfologiche capaci di denunciare che in un recente passato il sistema geomorfologico ha conosciuto uno stato di disequilibrio.

L'analisi condotta per la Sicilia nord-orientale ha previsto l'individuazione, oltre agli elementi del paesaggio la cui esistenza stessa è denuncia di attività tettonica (scarpate di faglia, faccette triangolari e trapezoidali, valli a calice e valli fluviali sospese), di diversi marker geomorfologici (terrazzi marini e fluviali, knickpoint, catture e deviazioni fluviali) che sono stati digitalizzati su base topografica in scala 1:10.000 su piattaforma GIS, e dai quali sono state estrapolate le principali caratteristiche geometriche e topologiche da impiegare successivamente per la vera e propria analisi morfometrica. Quest'ultima si è concentrata inizialmente nelle aree del settore nord-occidentale dell'area di studio, lungo la quale l'analisi morfostrutturale e strutturale di dettaglio precedente ha accertato la presenza di strutture tettoniche attive in epoca recente.

L'analisi morfometrica condotta in quest'area "campione" ha avuto un duplice obiettivo:

- la caratterizzazione morfometrica del paesaggio e la comprensione delle relazioni tra l'evoluzione di questo e le deformazioni tettoniche a scala sia locale che regionale
- la calibrazione di un modello di indagine morfometrica per le aree caratterizzate da attività tettonica, selezionando gli indici morfometrici e gli elementi morfologici del

paesaggio che meglio si prestano ad evidenziare le relazioni tra processi endogeni ed esogeni.

Successivamente tale metodologia di analisi è stata applicata per studiare gli altri settori dell'area di studio.

Complessivamente, l'analisi geomorfologica quantitativa condotta per la Sicilia nord-orientale ha coinvolto differenti parametri morfometrici che possono essere distinti in:

- Parametri lineari, capaci di evidenziare le relazioni tra gerarchizzazione del reticolo fluviale e grado di evoluzione del bacino:

- Analisi Azimutale
- Flow Direction
- Rapporto di Biforcazione (Rb)
- Rapporto di Biforcazione diretto (Rbd)
- Indice di Biforcazione (R)
- Numero di Anomalia Gerarchica (Ga)
- Densità di Anomalia Gerarchica (ga)
- Indice di Anomalia Gerarchica ( $\Delta a$ )
- SL index (SL)
- Analisi dei Profili Longitudinali
- Analisi Ipsometrica

- Parametri areali sensibili alla deformazione tettonica locale e capaci di individuare le asimmetrie dei bacini idrografici:

- Densità di drenaggio (D)
- Asymmetry Factor (AF) e Vettori di asimmetria

In conclusione, le fasi salienti dell'analisi morfometrica condotta per la Sicilia NE possono essere riassunte come segue:

- Ricerca bibliografica concernente l'applicabilità e metodologia di analisi dei principali indici morfometrici impiegati in studi di neotettonica
- Riconoscimento dei principali elementi geomorfologici e morfo-strutturali che caratterizzano il territorio in esame
- Caratterizzazione quantitativa di tali elementi tramite indici morfometrici e localizzazione delle aree distinte da valori anomali di questi.
- Confronto dei vari indici tra loro e tra questi e le caratteristiche geologico-strutturali dell'area analizzata
- Interpretazione dei risultati
- Determinazione di un modello di risposta morfologica alla deformazione tettonica e discriminazione degli indici morfometrici significativi

In altre parole tale studio ha permesso di avere a disposizione una serie di informazioni che, combinate con quelle presenti in letteratura o quelle di carattere geologico-strutturale e morfostrutturale di neo-acquisizione, hanno dato la facoltà di discriminare in maniera soddisfacente la natura tettonica piuttosto che climatica o litologica del disturbo esterno, causa dell'instabilità morfologica.

## **10. SISTEMA IDROGRAFICO DELLA SICILIA NORD-ORIENTALE**

Come ricordato sopra, il reticolo idrografico di una determinata area rappresenta il principale strumento morfogenico che i processi esogeni adoperano per controbilanciare i processi endogeni di formazione del rilievo, al fine di approssimare quest'ultimo al livello di base dell'erosione. Ne consegue che l'organizzazione e l'orientazione delle principali linee di deflusso idrico e delle rispettive linee di displuvio del sistema idrografico di una regione sono diretta conseguenza delle vicende tettoniche che hanno prodotto il rilievo. In Sicilia nord-orientale, l'andamento dello spartiacque regionale (Fig. 2.2) presenta un andamento circa E-W, nei settori occidentali, e NE-SW nel settore orientale, coincidente con la dorsale dei Monti Peloritani.

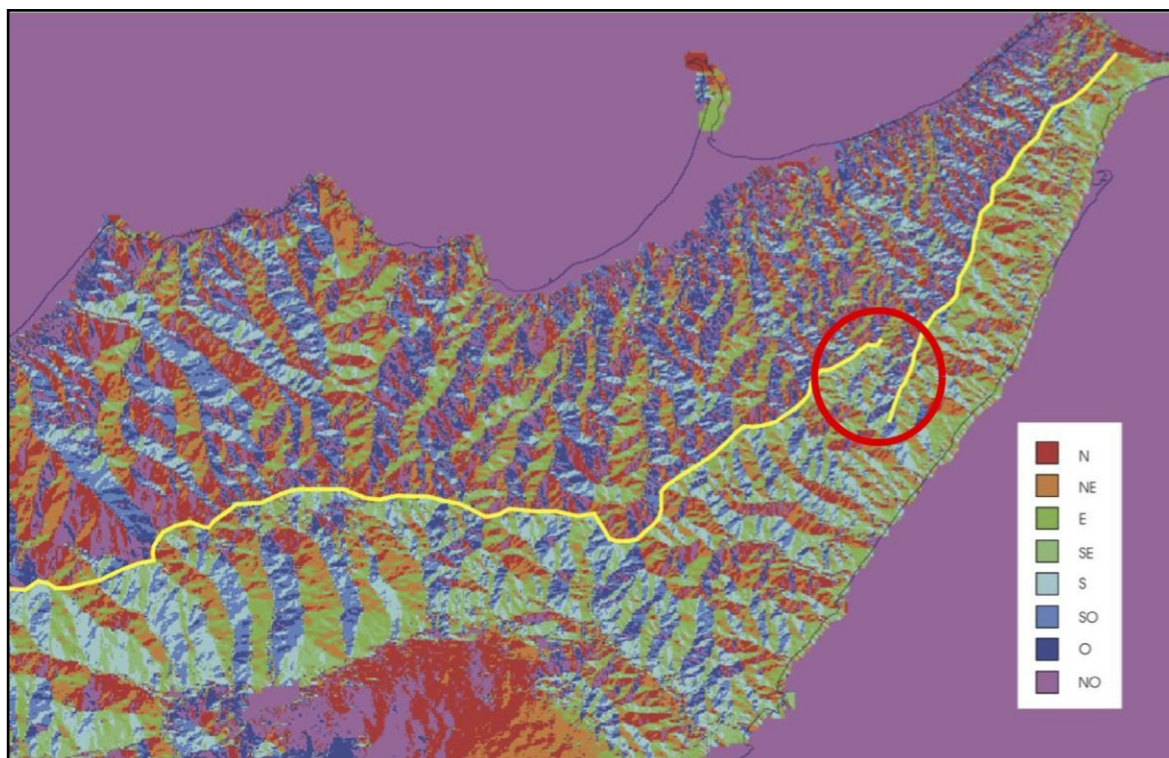


Figura 2.2: Panoramica dell'organizzazione regionale del sistema di drenaggio della Sicilia nord-orientale. La linea in giallo evidenzia l'andamento dello spartiacque regionale. Il cerchio in rosso indica l'area in cui si assiste ad uno sdoppiamento dello spartiacque regionale della Sicilia nord-orientale, mostrato in figura 2.3.

Le principali linee di deflusso che si dipartono dallo spartiacque regionale presentano andamenti differenti procedendo da ovest verso est. Nel settore occidentale, sia per il versante tirrenico che per quello ionico, domina un reticolo con orientazione preferenziale orientata NW-SE e NNW-SSE; spostandosi verso est, la zona centrale è caratterizzata da un andamento N-S e NNE-SSW per il versante tirrenico e NNW-SSE per quello ionico. Infine, il settore orientale mostra una forte predominanza di orientazione NW-SE e E-W delle linee di deflusso idrico, con una importante presenza, soprattutto nelle aree montane dei bacini idrografici più meridionali, di orientazioni N-S.

Lungo la Catena Peloritana è possibile riconoscere un'area circoscritta nella quale si osserva uno sdoppiamento dello spartiacque regionale (fig. 2.3). Questo fenomeno va attribuito all'arretramento verso NW delle testate dei bacini ionici a scapito di quelli tirrenici ed in particolare alla cattura verso est di una parte del settore di monte di un bacino idrografico che fluisce verso il Tirreno. Questi processi in questo settore della catena peloritana possono essere attribuiti, oltre che alle caratteristiche pluviometriche, a fattori tettonici legati all'attività delle faglie che controllano la costa ionica dei Peloritani.



Figura 2.3: particolare dell'area della dorsale peloritana settentrionale in cui si assiste alla presenza di un doppio spartiacque, determinato da fenomeni di cattura fluviale da parte dei bacini del versante ionico a scapito di quelli del versante tirrenico.

Un'altra causa può essere ricercata nei fattori morfologici, legati alla differenza di pendenza generale dei due versanti a confronto. Questi tre fattori di controllo dell'organizzazione oridrografica della dorsale dei Monti Peloritani vengono riassunti in figura 2.4 tramite schemi molto semplificati: la figura 2.4a tiene conto dei fattori climatici e mostra che il versante caratterizzato da maggiore piovosità arretra maggiormente rispetto a quello opposto; la figura 2.4b si riferisce ai processi tettonici, che causano un uplift di differente entità tra i due versanti e mostra come il settore in sollevamento sia caratterizzato da processi erosionali più intensi; infine la figura 2.4c considera i fattori geomorfologici secondo i quali maggiori pendenze favoriscono l'arretramento delle linee di dislivello.

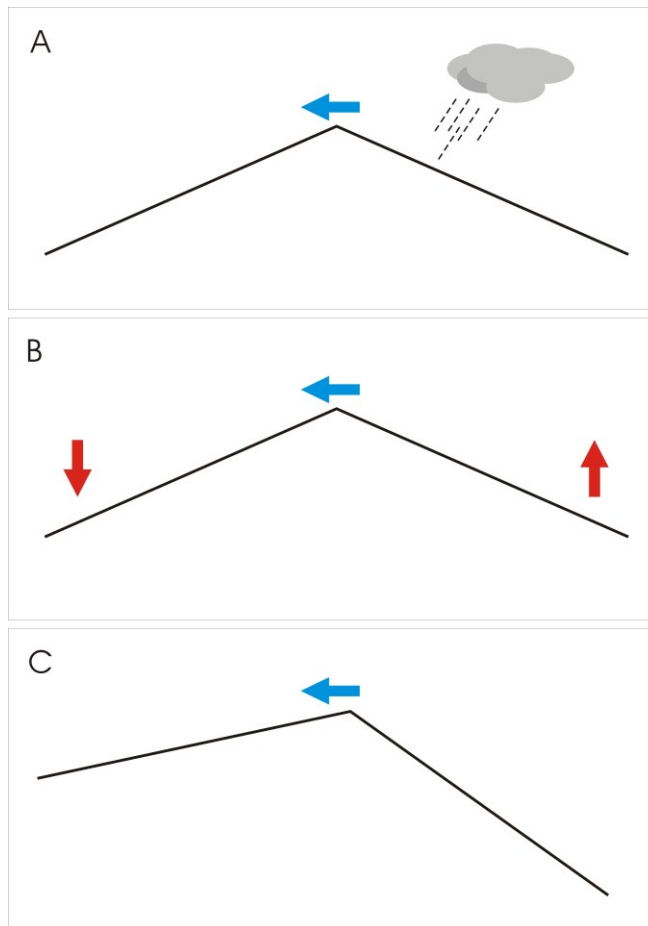


Figura 2.4: schemi mostrandoti gli effetti sull'arretramento dello spartiacque da parte dei fattori climatici (a), tettonici (b) e morfologici (c).

Questa porzione della dorsale dei Monti Peloritani si identifica con una sovrapposizione di almeno due delle tre condizioni appena brevemente descritte, presentando segmenti di faglia attivi che controllano la costa del versante ionico e differenti pendenze tra quest'ultimo ed il versante tirrenico. Quest'ultimo aspetto può essere apprezzato osservando lo swath profile di figura 2.5.



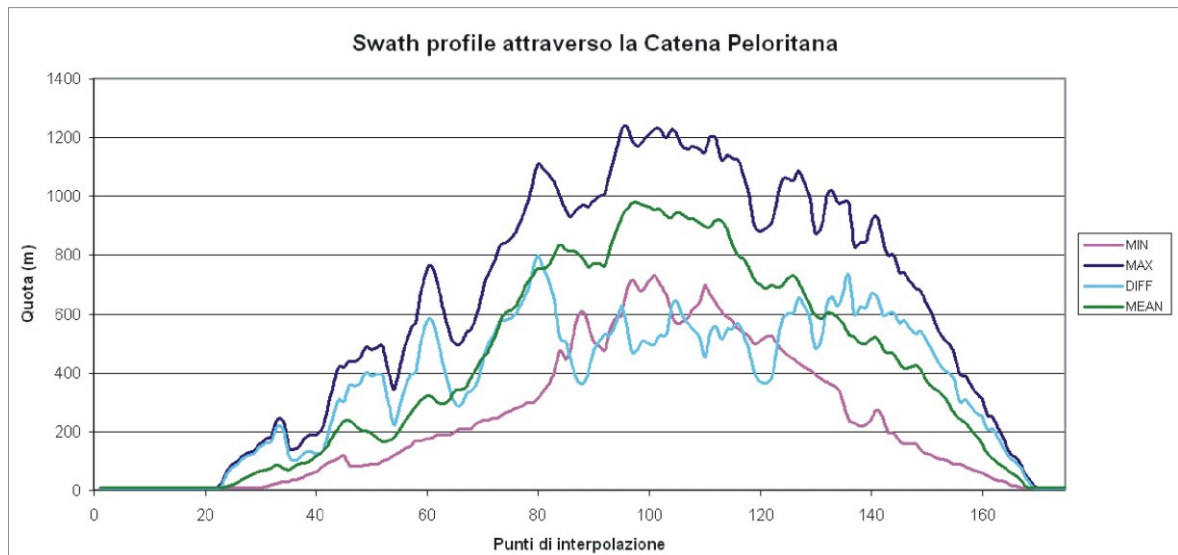


Figura 2.5: swath profile orientato NW-SE eseguito attraverso la parte centro-settentrionale della dorsale dei Monti Peloritani.

Ai fini dell'indagine morfometrica, è stato necessario acquisire tutte le informazioni necessarie per il calcolo dei diversi indici. Il sistema di drenaggio è stato ottenuto ex-novo dalla digitalizzazione manuale di ogni singola asta fluviale direttamente su piattaforma GIS, sfruttando un supporto cartografico rappresentato dalla Carta Tecnica regionale (CTR) della Regione Sicilia, in scala 1:10.000, e dalla lettura di foto aeree di uguale scala. Seguendo il sistema di gerarchizzazione proposto da Strahler (1958), ad ogni asta digitalizzata è stato assegnato il corrispondente ordine gerarchico fluviale. L'ordine gerarchico è stato associato anche ai bacini idrografici corrispondenti, anch'essi utili elementi morfologici per la valutazione numerica del sistema di drenaggio studiato.

In generale l'area di indagine è stata suddivisa in quattro settori: il settore occidentale, il settore settentrionale, quello meridionale e quello orientale (fig. 2.6). Questa suddivisione è stata mantenuta in fase di digitalizzazione del reticolo idrografico e determinazione di alcuni indici morfometrici, in modo tale da rendere più gestibile l'elaborazione dei dati.

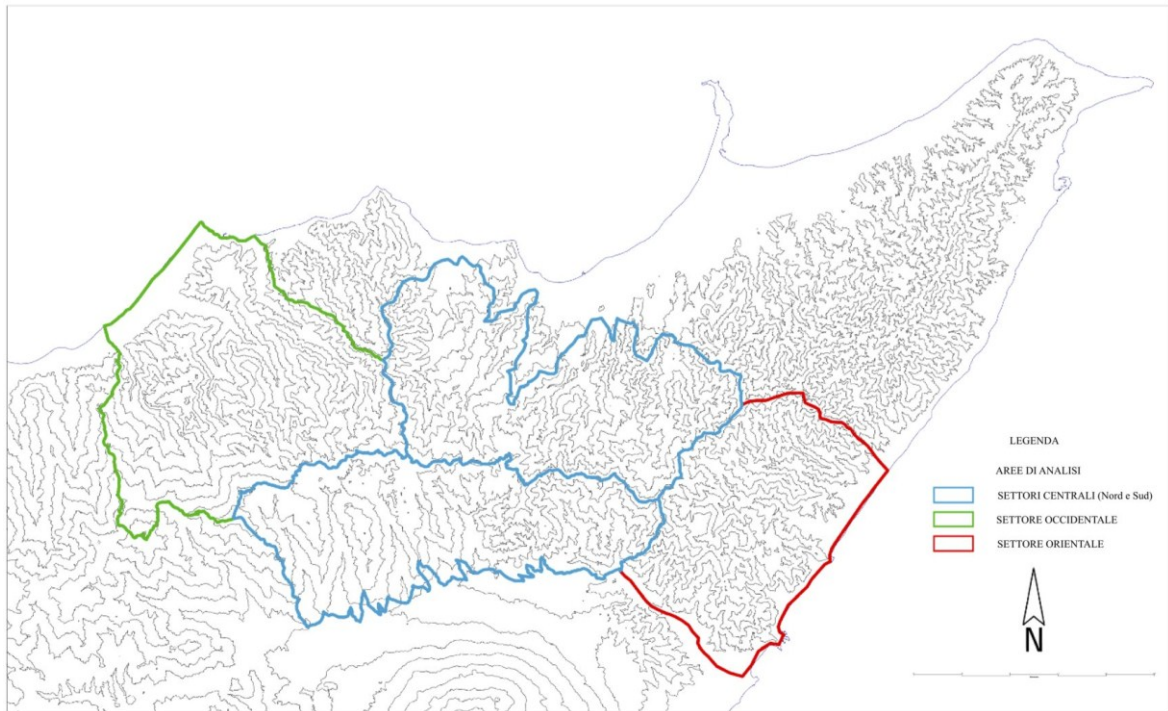


Figura 2.6: suddivisione dell'area di studio in quattro settori (occidentale, centrale-nord, centrale-sud ed orientale).

## 11. DISTRIBUZIONE AZIMUTALE DELLE ASTE DEL RETICOLO FLUVIALE

Come accennato precedentemente, inizialmente l'analisi morfometrica ha riguardato il settore occidentale dell'area di studio dove il sistema idrico superficiale, orientato principalmente NW-SE, defluisce verso il bacino tirrenico. In questo settore, l'analisi del rilievo ha evidenziato la presenza di valli con profilo trasversale asimmetrico, nelle quali il fianco meridionale a più bassa acclività si è originato a partire dalla dissezione di un lembo ribassato e bascolato del paleopaesaggio sommitale, mentre il fianco opposto ad alta acclività deriva dall'arretramento del versante ringiovanito dal movimento della faglia. Una prima fase di analisi è consistita in uno studio di tipo semiquantitativo, riguardante la distribuzione azimutale delle aste fluviali. Tale indagine è stata condotta separatamente per i diversi ordini gerarchici fluviali (I-VII). I dati ottenuti, che tengono conto solamente dell'orientazione delle aste fluviali senza considerare il verso di deflusso delle acque, sono stati adoperati per la realizzazione di grafici a barre, dove sulle ascisse sono stati inseriti i valori di azimut delle aste, da  $0^\circ$  a  $180^\circ$ , e sulle ordinate i valori di frequenza di queste. Come si può osservare dalla figura 2.7, dal confronto dei risultati ottenuti per i differenti ordini gerarchici si nota che, a differenza delle aste di ordine superiore al III che mostrano una ben marcata concentrazione dei valori azimutali in corrispondenza di orientazioni circa

NW-SE (140-150°), le aste di ordine più basso (I-III) non presentano alcuna orientazione preferenziale, a meno di una poco evidente concentrazione intorno alla direzione NE-SW (~30°).

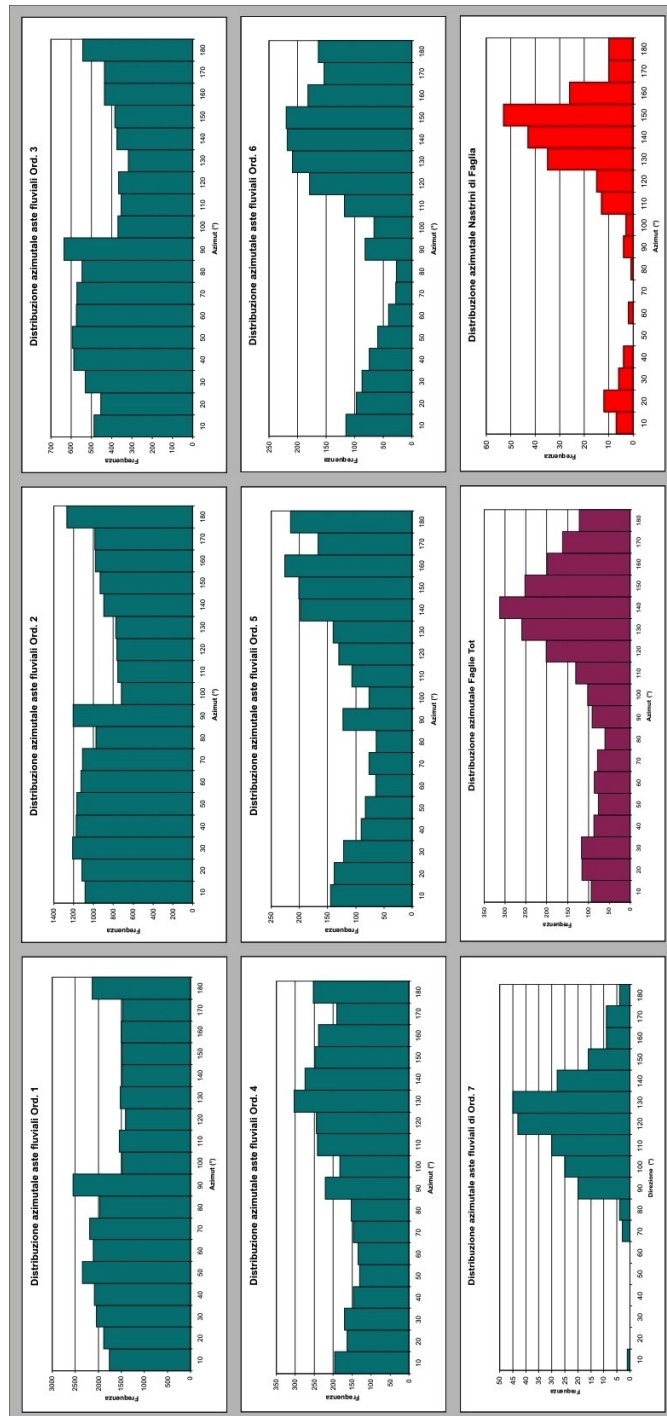


Figura 2.7: diagrammi a barre relativi alla distribuzione azimutale, nel settore occidentale dell'area di studio, delle aste fluviali, distinte per ordine gerarchico (grafici a barre in verde), delle faglie (grafico a barre in viola) e dei segmenti di faglia normale attivi (grafico a barre in rosso) individuati nell'area in esame.

Appare inoltre evidente che le aste di ordine maggiore sono direttamente controllate dalle direzioni dei segmenti di faglia attivi, mentre gli ordini dal IV al VI hanno

orientazioni perfettamente sovrapponibili con le direzioni delle faglie presenti nell'area, che hanno quindi esercitato un controllo, per erosione selettiva, sull'approfondimento delle linee di deflusso. Le aste di ordine inferiore, infine, si distribuiscono in maniera quasi uniforme su tutte le direzioni, senza alcun controllo da parte di fattori esterni.

L'analisi sull'orientazione preferenziale delle aste fluviali ha previsto anche la determinazione della distribuzione azimutale delle aste sulla base della direzione di deflusso idrico (Flow Direction). In questo caso i dati sono stati presentati graficamente su diagrammi a rosa mostrati in figura 2.8 che evidenziano chiaramente la natura susseguente delle aste di ordine maggiore e quella conseguente delle aste più periferiche. Queste però sono distribuite in due gruppi distinti, in funzione del loro verso di flusso. Precisamente, come si può constatare dai relativi diagrammi a rosa, è possibile fare una distinzione tra le aste che fluiscono verso il settore settentrionale, disseccando i fianchi poco acclivi delle valli asimmetriche, rispetto a quelle che fluiscono nel verso opposto, sui fianchi maggiormente acclivi, controllati dalle faglie. Il primo gruppo di aste mostra una dispersione del dato su tutto il range di  $180^\circ$ , tipico di una ventaglio di erosione caratteristico delle testate di bacino, mentre il secondo gruppo, che mostra una concentrazione di valori in uno stretto range compreso tra  $200^\circ$  e  $270^\circ$  assume il significato di un reticolo conseguente poco evoluto e strettamente controllato dalla massima pendenza del versante. Il confronto evidenzia quindi che i due versanti sono dissecati da un reticolo a diverso stadio di evoluzione.

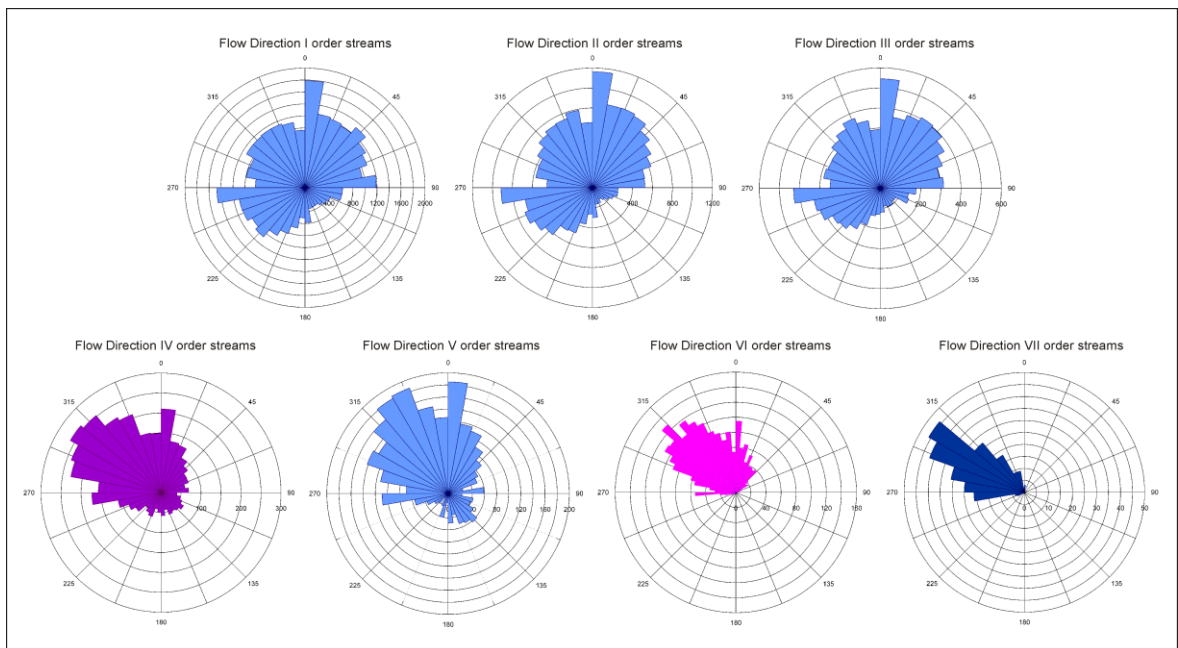


Figura 2.8: diagrammi a rosa mostranti le orientazioni del deflusso idrico (Flow Direction) per i differenti ordini gerarchici fluviali.

L'interpretazione di questi dati non può prescindere da quella dell'evoluzione complessiva del reticolo idrografico, anche in relazione alle diverse fasi di evoluzione tettonica. Il modello interpretativo proposto (Fig. 2.9) si basa sul presupposto di ordine generale che le aste di ordine gerarchico superiore sono quelle che, per motivi di deformazione attiva o di erosione selettiva, si sono approfondite più velocemente catturando le aste fluviali adiacenti. Il modello tiene conto anche dei vincoli relativi alla specificità dell'area che sono riassumibili nei seguenti punti:

- Il reticolo di drenaggio attuale è il risultato dell'approfondimento di corsi d'acqua a partire da un paesaggio sommitale già caratterizzato da linee di erosione preferenziale controllate dalle faglie orientate NW-SE;
- La re-incisione è stata accompagnata dalla riattivazione in normale delle faglie orientate NW-SE con basculamento verso NE delle superfici sommitali e l'approfondimento dei corsi d'acqua all'interno di valli a profilo trasversale asimmetrico;
- A causa del loro basculamento, i lembi del paesaggio sommitale sono stati conservati esclusivamente sui fianchi meridionali delle valli.

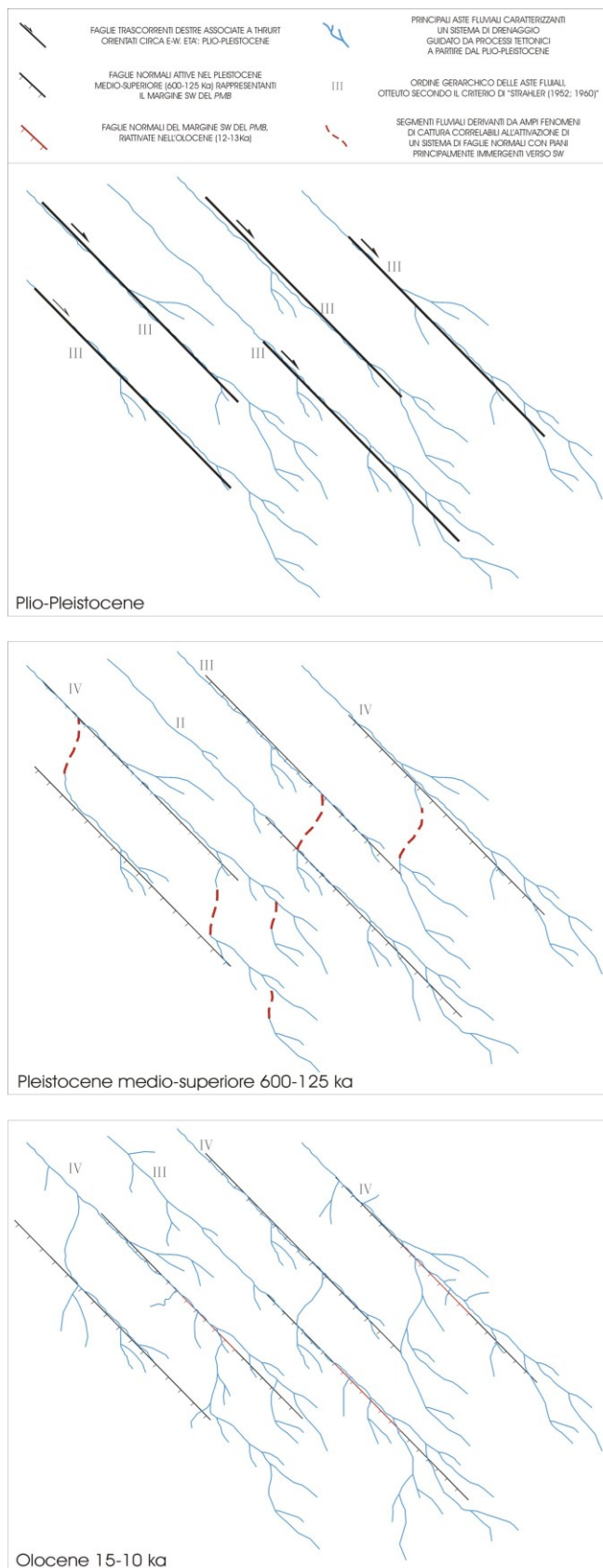


Figura 2.9: Modello di evoluzione morfotettonica delineato per il settore occidentale dell'area di studio sulla base dei dati strutturali, morfo-strutturali e sulla base dell'analisi della distribuzione azimutale delle aste fluviali.

Con queste premesse gli ordini gerarchici attuali sarebbero stati acquisiti, nella fase di reincisione finale, a seguito di una riorganizzazione di un precedente reticolo susseguente dovuta a fenomeni di cattura che hanno fatto migrare l'intero sistema di drenaggio verso i corsi d'acqua localizzati al piede dei versanti controllati dalle faglie riattivate. Le catture hanno comportato un aumento dell'ordine gerarchico delle aste principali dei bacini contenitori, accompagnato da una diminuzione dell'ordine dei tratti relitti.

Secondo il modello ricostruito, i corsi d'acqua degli ordini gerarchici I-III che fluiscono verso i quadranti settentrionale, mostrando una dispersione di orientazione su 180°, rappresentano il risultato del ringiovanimento delle antiche testate dei bacini già attivi nel paesaggio sommitale, prima della reincisione finale. Al contrario, gli omologhi ordini presenti sul fianco opposto, caratterizzato da un reticolo conseguente poco evoluto, sarebbe il risultato della dissezione di un versante di neoformazione, formatosi in concomitanza con la fase di reincisione finale.

## **12. RAPPORTI DI BIFORCAZIONE E ANOMALIE GERARCHICHE**

L'analisi geomorfologica quantitativa condotta lungo il margine meridionale del BMP, ha riguardato diversi indici morfometrici tra i quali il Rapporto di biforcazione ( $R_b$ ), il Rapporto di biforcazione diretto ( $R_{bd}$ ), l'Indice di biforcazione ( $R$ ), il Numero di anomalia gerarchica ( $G_a$ ), l'Indice di anomalia gerarchica ( $g_a$ ), la Densità di anomalia gerarchica ( $\Delta a$ ) (Avena et al., 1967). Tali indici sono stati istituiti al fine di descrivere in termini numerici il reticolo idrografico ed il suo grado di gerarchizzazione, traducibile in termini di evoluzione del reticolo fluviale.

Il primo parametro che è stato preso in considerazione è rappresentato dal Rapporto di Biforcazione ( $R_b$ ) definito come il rapporto tra il numero dei segmenti fluviali di un dato ordine gerarchico (gerarchizzazione secondo Strahler, 1958) e il numero dei segmenti dell'ordine immediatamente superiore, secondo la relazione

$$R_b = N_u / N_{u+1} \quad (1.1)$$

Dove  $N$  rappresenta il numero dei segmenti ed  $u$  l'ordine gerarchico fluviale. Il calcolo di  $R_b$  è stato eseguito per tutte le coppie di numeri dei segmenti di ordine  $u$  e  $u+1$  che costituiscono il reticolo idrografico di ogni bacino. Per esempio, per un bacino che presenta aste di ordine massimo IV l' $R_b$  verrà calcolato per le coppie di ordini  $u_1-u_2$ ,  $u_2-u_3$

e  $u_3$ - $u_4$ . Il Rapporto di Biforcazione rappresentativo del bacino analizzato sarà il risultato della media dei vari  $R_b$  calcolati per le precedenti coppie di numeri. Dai calcoli di  $R_b$  eseguiti da diversi autori per differenti bacini ricadenti in vaste regioni pressoché omogenee, è possibile individuare dei valori che istituiscono un range di normalità di  $R_b$  compreso tra 3 e 5, con minimo teorico pari a 2. Tale valore si ottiene solo raramente dato che, considerando la gerarchizzazione di Strahler (1958), esso presupporrebbe che ogni asta di un determinato ordine dovrebbe risultare dalla confluenza di due sole aste di ordine immediatamente inferiore ed il reticolo idrografico, così organizzato, sarebbe perfettamente gerarchizzato. I valori compresi tra 3 e 5 indicano un sistema idrografico che può essere definito come stabile, mentre valori superiori a 5, che spesso possono riscontrarsi per la valutazione degli  $R_b$  parziali, sono meno diffusi e rappresentativi di casi in cui il reticolo è soggetto alle modificazioni indotte da intensa attività tettonica. Infatti, quest'ultima determina una forte reincisione dei canali esistenti e uno sviluppo anomalo di aste di ordine inferiore rispetto a quelle di ordine più alto. Come esplicitato da Avena et al., (1967) dato che il rapporto  $R_b$  tiene conto solamente del numero totale di aste di un determinato ordine anziché la reale organizzazione fluviale e l'influenza di segmenti di un dato ordine su quelli di ordine superiore. Bacini che presentano valori identici di  $R_b$  non devono necessariamente presentare lo stesso grado e tipologia di organizzazione gerarchica fluviale. Proprio per queste ragioni gli stessi autori (Avena et al., 1967) hanno introdotto un nuovo indice morfometrico capace di tenere conto del rapporto d'ordine e dell'organizzazione reale del network fluviale. Tale indice, indicato come Rapporto di Biforcazione Diretto ( $R_{bd}$ ) viene espresso dalla relazione

$$R_{bd} = N_{d_u} / N_{u+1} \quad (1.2)$$

dove  $N_{d_u}$  rappresenta il numero di aste di un determinato ordine che effettivamente confluiscono in aste di ordine immediatamente superiore ed  $N_{u+1}$  il numero di queste ultime. Anche questo rapporto non riesce da solo a definire un quadro chiaro dell'organizzazione gerarchica del reticolo fluviale, in quanto bacini con gli stessi valori di  $R_{bd}$  non necessariamente presentano la stessa organizzazione, a causa della presenza di influenze gerarchicamente anomale non contemplate nel calcolo. Spesso ad un uguale valore di  $R_{bd}$  corrisponde un differente valore di  $R_b$ . Sulla base di ciò è stato quindi introdotto un terzo indice adimensionale definito come Indice di Biforcazione ( $R$ ) che rappresenta la differenza tra il valore di  $R_b$  e quello di  $R_{bd}$



$$R = R_b - R_{bd} \quad (1.3)$$

Il range di normalità per tale indice è compreso tra 0,2 e 2, con minimo teorico pari a 0. Valori anomali superiori a 2 rappresentano l'evidenza o di un controllo litologico o strutturale della rete fluviale.

Dato che tale indice è strettamente legato alla presenza nel reticolo idrografico di influenze gerarchicamente anomale e dato che queste ultime sono più rappresentative delle fasi iniziali dell'evoluzione di un bacino, gli autori (Avena et al., 1967) hanno proposto di impiegare tale indice al fine di determinare il grado di evoluzione del bacino stesso. Il limite di tale indice è che non permette di mettere a confronto bacini diversi. Per far ciò risulta necessario tenere in considerazione sia le anomalie gerarchiche fluviali sia il fatto che queste incidono in maniera differente a seconda dell'ordine dei segmenti di asta recipienti ed influenti. In altre parole, l'anomalia nel reticolo fluviale determinata da un'asta di ordine I che confluisce in una di ordine III ha un peso minore di un'anomalia originata dalla confluenza di un segmento fluviale di ordine I in uno di ordine VI. Ad ogni anomalia corrisponderà un numero di aste di primo ordine necessarie per trasformare tale confluenza da anomala a normale che, nell'ottica di uno stato conservativo del reticolo idrografico (Melton, 1958), costituisce il fattore di moltiplicazione di quella determinata influenza anomala (tabella 2.1). La relazione che descrive il fattore di moltiplicazione, così come proposto da Avena et al., (1967), è

$$f_{i,r} = 2^{(r-2)} - 2^{(i-1)} \quad (1.4)$$

con r l'ordine del segmento fluviale recipiente e i l'ordine del segmento influente e con  $i \leq r - 2$ .

ORDINE SEGMENTI INFLUENTI					
ORD SEG RECIPIENTI	I	II	III	IV	V
III	1	-	-	-	-
IV	3	2	-	-	-
V	7	6	4	-	-
VI	15	14	12	8	-
VII	31	30	28	24	16

Tabella 2.1: fattori di moltiplicazione delle influenze anomale per un bacino di VII ordine (Avena et al., 1967).

Moltiplicando tale fattore per il numero di anomalie di ogni determinato ordine si ottiene il numero minimo totale delle aste di primo ordine necessarie per riportare il reticolo fluviale in uno stato di massima conservatività e di massima organizzazione gerarchica. Tale valore viene espresso da un ulteriore indice morfometrico definito come Numero di Anomalia Gerarchica ( $G_a$ ) (Avena et al., 1967).

$$G_a = \sum_{i=1}^{s-2} \sum_{r=i+2}^s N_{i,r}^* f_{i,r} \quad (1.5)$$

dove  $s$  è l'ordine del bacino e  $N_{i,r}^*$  rappresenta il numero di aste di ordine  $i$  che influiscono in aste di ordine  $r$ . È intuibile come tale indice non permetta un confronto tra bacini idrografici diversi in quanto un bacino che presenta alti valori di  $G_a$  rispetto ad un altro, non necessariamente è caratterizzato da una minore organizzazione gerarchica, potendosi trattare di un bacino caratterizzato da una maggiore estensione e maggiore ordine gerarchico.

Invece, per avere un confronto del grado di organizzazione gerarchica tra bacini di ordine ed estensione differente si può ricorrere ai seguenti indici:

- Densità di Anomalia Gerarchica ( $g_a$ ) intesa come

$$g_a = G_a/A \quad (1.6)$$

con  $A$  corrispondente all'area del bacino idrografico considerato.

- Indice di Anomalia Gerarchica ( $\Delta_a$ ) espresso dalla seguente espressione

$$\Delta_a = G_a/N_1 \quad (1.7)$$

dove  $N_1$  esprime il numero delle aste di I ordine del reticolo analizzato.

La determinazione di tali indici morfometrici per l'area della Sicilia nord-orientale ha consentito di definire meglio le loro potenzialità, mettendoli a confronto non solo tra di loro ma anche con altri parametri conosciuti in letteratura per la loro efficacia nella individuazione e definizione delle relazioni che intercorrono tra processi endogeni ed esogeni che dominano una regione.

#### Calcolo e presentazione dei dati

In primo luogo, i risultati ottenuti hanno messo in evidenza l'importanza di alcuni indici morfometrici rispetto ad altri e la loro capacità di essere più sensibili alle deformazioni tettoniche.

La definizione di tali indici è stata effettuata inizialmente per il settore occidentale dell'area di studio, scelto come area campione per la presenza del fascio di faglie riattivato. Sono stati estrapolati direttamente dal GIS tutte le informazioni necessarie al calcolo, dal numero dei segmenti fluviali, distinti per ordine gerarchico e ricadenti nei vari bacini, all'estensione areale di questi ultimi. Il vero e proprio calcolo è stato eseguito sia direttamente sfruttando le potenzialità del software GIS impiegato sia tramite l'impiego di fogli di calcolo, presentando i risultati su grafici x,y.

I dati sono stati rappresentati suddividendo i bacini in funzione della loro posizione rispetto alle zone di faglia recenti (fig. 2.10):

- la zona FW comprende tutti i bacini idrografici che ricadono sul footwall della NFZ, ritenuta la master fault del sistema
- la zona ZF si riferisce alla zona fagliata, dove i bacini hanno risentito del basculamento dei blocchi fagliati
- la zona HW rappresenta l'area di hangingwall del fascio di faglie considerato

Il calcolo dei rapporti di biforcazione e degli indici delle anomalie gerarchiche del reticolo fluviale così come proposto da Avena et al. (1967), è stato eseguito per circa 350 bacini idrografici di ordine compreso tra III e VII. Come esposto nel precedente paragrafo, gli indici più affidabili per un confronto tra bacini differenti, sia in termini di ordine

gerarchico che di estensione, sono rappresentati dalla Densità di Anomalia Gerarchica ( $g_a$ ) e dall'Indice di Anomalia Gerarchica ( $\Delta a$ ).

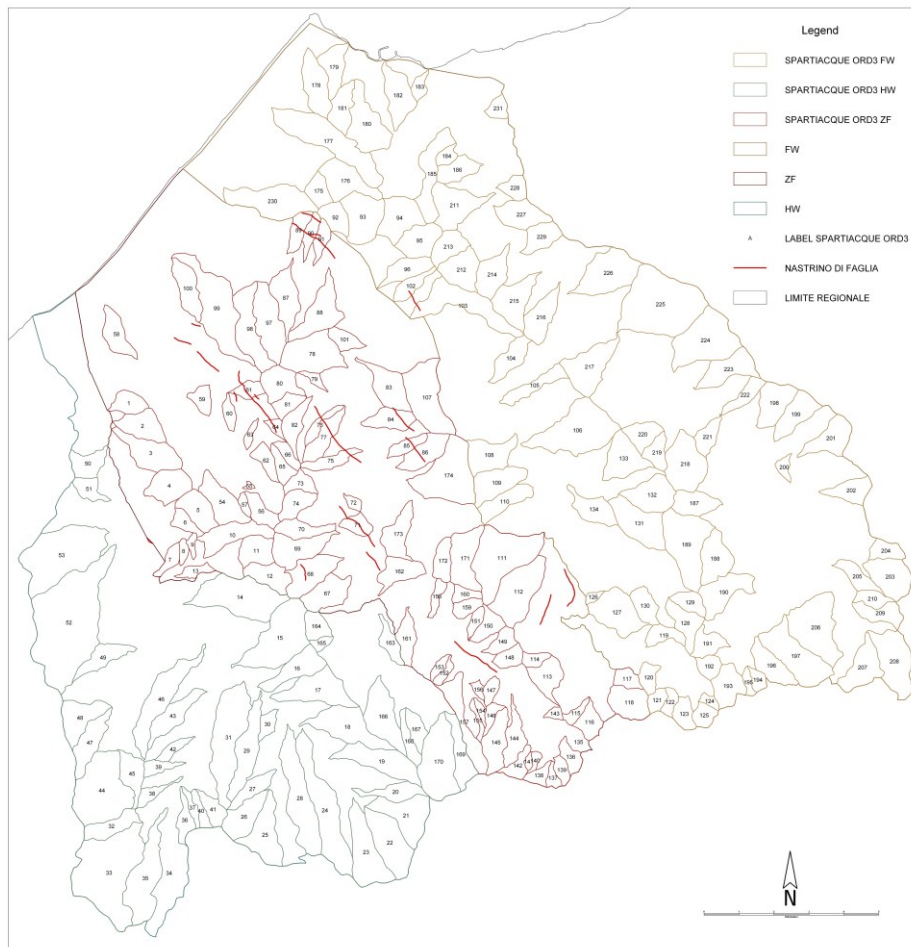


Figura 2.10: Suddivisione del settore occidentale dell'area di indagine in tre zone (FW, ZF, HW vedi testo) in funzione della posizione dei bacini idrografici rispetto alle zone di faglia individuate nell'area.

I risultati rappresentati nei grafici di figura 2.11 mostrano che i valori di tali indici calcolati per i bacini ricadenti sull'hangingwall (HW) della zona faglia presentano una minore incidenza di valori anomali rispetto a quelli dei bacini posti sul footwall (FW) o ubicati nell'area fagliata (ZF). Questi dati descrivono il grado di organizzazione gerarchica del reticolo idrografico all'interno di ogni singolo bacino considerato e permettono di fare utili valutazioni riguardo il grado di evoluzione del reticolo in relazione con gli effetti della deformazione tettonica. L'aspetto litologico, seppure importante, non sembra avere un'influenza di primo ordine sulla distribuzione dei valori anomali degli indici qui trattati.

I dati, inoltre, indicano una buona corrispondenza tra l'andamento dei valori di  $g_a$  e di  $\Delta a$  rispetto a quelle dell'Indice di Biforcazione (R), soprattutto per i bacini di ordine gerarchico inferiore, con particolare riferimento al III ordine (Fig. 2.12). I bacini di ordine gerarchico basso (III) che presentano valori alti o anomali di R e dei due indici correlati

ricadono nella zona fagliata (ZF) e in quella di footwall (FW). Va fatto notare che i valori di alcuni di questi indici morfometrici perdono di significatività per gli ordini gerarchici più alti (V, VI, VII), a causa della scarsa distribuzione areale di questi e della loro sproporzionata estensione areale in rapporto alla scala di indagine

In definitiva, si può asserire che, nel caso specifico analizzato, gli indici morfometrici proposti da Avena et al. (1967) e descritti come capaci di descrivere il grado di evoluzione del bacino fluviale sulla base del livello di gerarchizzazione, hanno anche una loro validità e applicabilità in aree tettonicamente attive, dimostrando che è possibile individuare anche quale è l'ordine gerarchico dei bacini che risultano più influenzati dal disturbo tettonico. Nel nostro caso di studio, i bacini di ordine gerarchico III sembrano essere quelli più sensibili al disturbo tettonico e capaci di localizzare le linee di deformazione attive.

Tra gli indici morfometrici proposti da Avena et al. (1967) quelli che sembrano essere più affidabili sono rappresentati da:

- Densità di Anomalia Gerarchica ( $g_a$ )
- Indice di Anomalia Gerarchica ( $\Delta a$ )

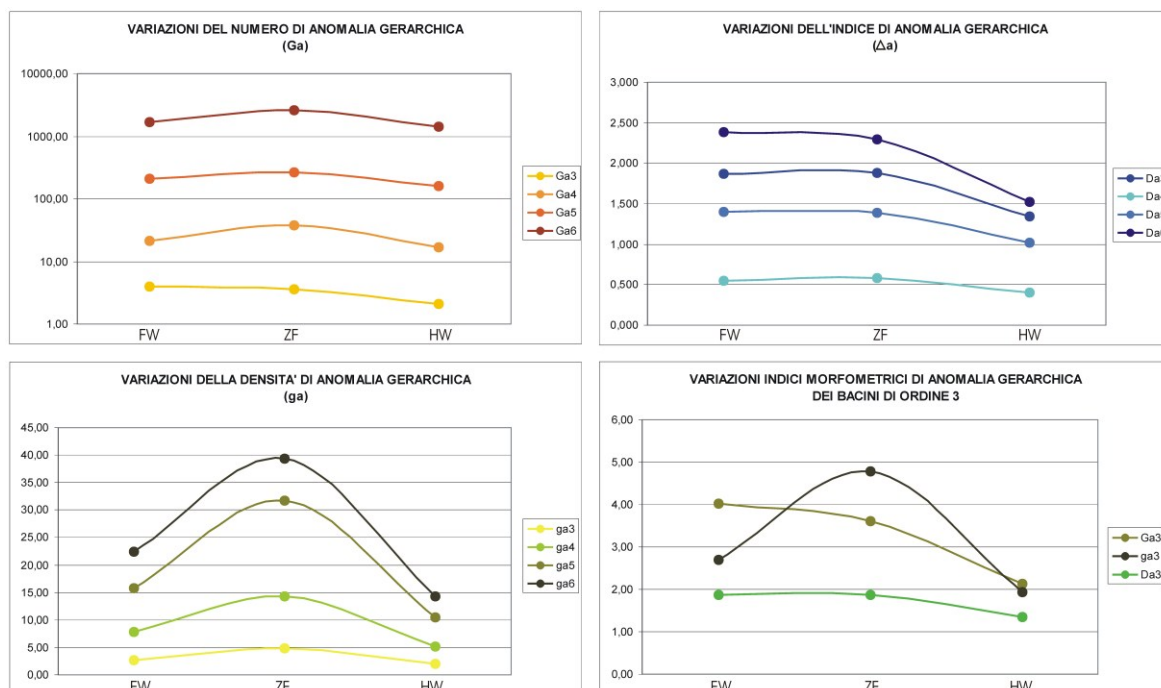


Figura 2.11: grafici relativi all'andamento, attraverso la zona di faglia, degli indici morfometrici di Anomalia Gerarchica per i vari bacini idrografici di differente ordine gerarchico. Il grafico in basso a sinistra si riferisce all'andamento di tali indici per i soli bacini di ordine III.

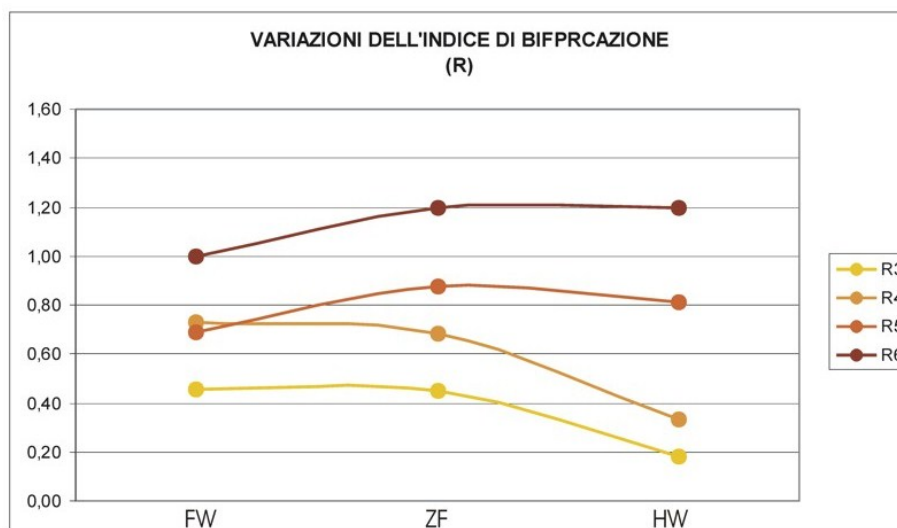


Figura 2.12: andamento dei valori dell'indice di Biforcazione (R), attraverso la zona di faglia, per i bacini idrografici di differente ordine gerarchico. Va notato, in particolare, l'andamento di tale indice per i bacini di ordine gerarchico basso.

Va ricordato che anche la distribuzione dei valori dell'Indice di Biforcazione per i bacini di ordine gerarchico significativo mostra un andamento comparabile a quelli di  $g_a$  e  $\Delta a$ , tale da poter essere ritenuto un altrettanto valido strumento di indagine. Data la buona corrispondenza tra le aree caratterizzate da valori relativamente alti degli indici morfometrici proposti per questo settore di analisi e la presenza di strutture tettoniche tardo-Quaternarie, e considerando che, come è stato messo in evidenza, gli indici più affidabili sono rappresentati dagli indici di Anomalia Gerarchica ( $G_a$ ,  $g_a$ ,  $\Delta a$ ), si è scelto di proseguire tale indagine morfometrica tenendo in considerazione solamente questi ultimi.

Dato che il fattore litologico non pare avere grande peso sulla distribuzione delle anomalie morfometriche presentate, la buona corrispondenza tra la distribuzione dei segmenti di faglia attiva e le anomalie morfometriche rilevate dall'analisi condotta per i bacini idrografici, permette di sostenere che:

- in generale, il riconoscimento o la conferma di deformazioni tettoniche e della loro entità può derivare anche da uno studio morfometrico appropriato;
- in particolare, le anomalie riscontrate possono essere messe in relazione con la deformazione tettonica che a partire dal Pleistocene Superiore ha coinvolto la Sicilia nord-orientale;
- nell'area analizzata il sistema fluviale attuale vive una fase transiente di squilibrio morfologico che, tendendo ad aumentare le anomalie morfometriche,

dimostra la persistente attività della deformazione tettonica che impedisce la stabilizzazione di un nuovo equilibrio e il raggiungimento dello stato di massima conservatività del reticolo (Melton, 1958).

#### 12.1 DEFINIZIONE DELL'ORDINE GERARCHICO SIGNIFICATIVO

La determinazione degli indici morfometrici riguardanti i Rapporti di Biforcazione e le Anomalie Gerarchiche condotta per il settore occidentale dell'area di studio, ha permesso di comprendere come questi variano attraverso una zona di taglio, quale quella riconosciuta nell'area in esame. Dato che i valori dei suddetti indici sono stati calcolati per vari bacini di differente ordine gerarchico è stato possibile confrontare i risultati tra loro e notare che i bacini di III ordine mostrano differenze più marcate per tutti gli indici considerati, mettendo maggiormente in risalto la distribuzione dei valori anomali attraverso la zona di faglia. Questo ordine viene definito come ordine gerarchico significativo che meglio risponde alle deformazioni crostali. Ciò ha permesso di estendere a tutta la regione l'analisi degli indici morfometrici di Anomalia Gerarchica, limitandola ai bacini di III ordine, con la garanzia che questi risultano significativi ai fini della valutazione della risposta morfologica alla deformazione, offrendo la maggiore copertura a fronte di una elevata risoluzione areale delle variazioni dei valori, omogeneamente distribuita su tutta la regione.

L'interpretazione dei risultati dell'analisi parte dal presupposto che ad aree in forte disequilibrio, perché soggette a sollevamento tettonico o a dislocazioni tettoniche, corrispondono valori relativamente più alti di Anomalia Gerarchica, allo stesso modo laddove si riconosce un accostamento tra aree caratterizzate nel complesso da differenti valori di tali indici, è ragionevole ipotizzare la presenza di disturbi tettonici, anche laddove le caratteristiche litologiche non hanno permesso la conservazione di morfostrutture cumulative riferibili a strutture attive.

La definizione degli indici morfometrici di Anomalia Gerarchica, secondo i criteri sopra esposti, hanno permesso di mettere in evidenza una linea di demarcazione tra un settore posto a nord, caratterizzato da valori più alti dei suddetti indici rispetto ad un'area posta a sud, nella quale ricadono bacini caratterizzati da valori degli indici relativamente più bassi. Il limite tra le due aree coincide con l'allineamento determinato dalla Linea Sud-Peloritana e dalla Linea dell'Alcantara, sovrapposte alla Linea di Taormina.

I risultati delle indagini sono stati rappresentati in diverse carte tematiche di distribuzione e variazione areale dei valori di ogni indice (Fig. 2.13). Le mappe

evidenziano bene la posizione del lineamento, con direzione circa NW-SE, che separa i due settori. Questa linea di demarcazione, poco vincolata lungo la sua estremità sud-orientale, può essere interpretata sia come evidenza di una erosione selettiva attraverso la Linea di Taormina oppure come effetto di movimenti relativi lungo le strutture ad alto angolo che la ritagliano. La prima ipotesi risulta poco verosimile, in quanto le Argille Scagliose presenti nel letto della Linea di Taormina dovrebbero risultare largamente più erodibili dei terreni di basamento, con le relative coperture calcaree, presenti al tetto dell'accavallamento e pertanto, a parità di condizioni, più soggette a sviluppare le anomalie del reticolo. Peraltro, già nell'analisi condotta nelle aree occidentali è risultato assolutamente secondario l'effetto della litologia rispetto a quello preponderante della tettonica. La differenza di comportamento tra i due settore è più probabilmente da addebitare alla diversa risposta morfologica ai due lati delle strutture ad alto angolo, dovute al differente tasso di sollevamento registrato a nord e sud dell'allineamento.



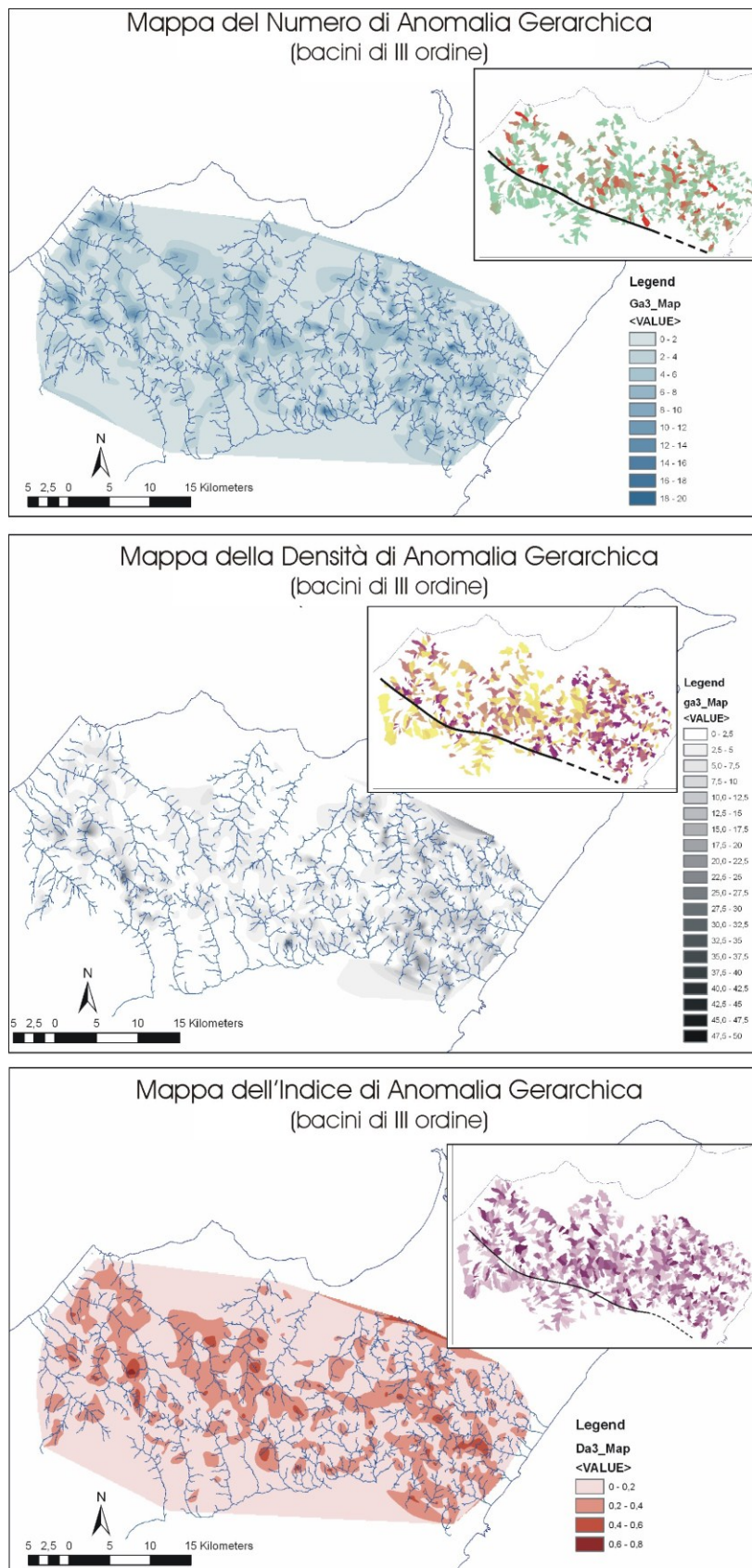


Figura 2.13: mappe tematiche della distribuzione dei valori degli indici di Anomalia Gerarchica dei bacini di III ordine per l'intera area di studio. Gli inset mostrano l'andamento degli stessi dati non interpolati e la principale linea di demarcazione orientata circa NW-SE che separa due settori a differente valore di tali indici.

### 13. DENSITA' DI DRENAGGIO

La densità di drenaggio (D) (Horton, 1945) rappresenta un altro indice morfometrico importante legato sia a fattori tettonici che litologici e climatici. Questo indice morfometrico lineare, per definizione, indica il rapporto tra la lunghezza totale delle aste del reticolo idrografico e l'area di questo, secondo la relazione seguente:

$$D = \sum l_n / A \quad (1.8)$$

dove,  $\sum l_n$  rappresenta la somma delle lunghezze delle varie aste fluviali (l) ed A l'area del bacino analizzato.

In questa sede la determinazione della densità di drenaggio, qui calcolata anche in termini di densità di linee e calcolata automaticamente con gli strumenti di elaborazione forniti dai GIS-software (fig. 2.14), è stata affrontata considerando una griglia a maglie quadrate con lati di lunghezza pari a 2 km (fig. 2.15).

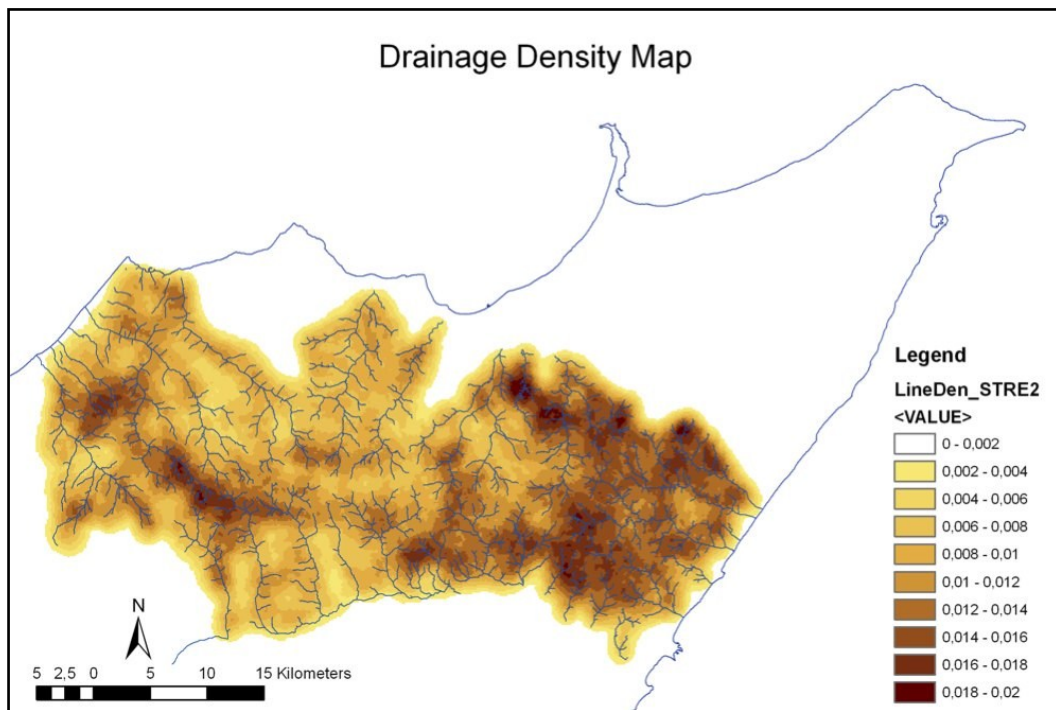


Figura 2.14: carta della densità di drenaggio valutata in termini di densità di linee tramite gli strumenti di calcolo disponibili sui software GIS utilizzati nell'analisi.

Il reticolo idrografico è stato sezionato in funzione di questa griglia di analisi ottenendo differenti porzioni della rete idrografica ricadenti all'interno di ogni cella di calcolo.

Questo metodo è apparso più confacente alla determinazione della densità di drenaggio, che risulta così svincolata dal valore variabile dell'area del bacino, permettendo di ottenere dati normalizzati e realmente confrontabili tra loro. Ciò non avviene con la stessa accuratezza considerando come area di riferimento quella del bacino idrografico corrispondente, dato che questo può ricadere su aree litologicamente differenti e/o essere attraversato da strutture tettoniche, senza che questi fattori, discriminanti ai fini interpretativi del dato, abbiano un peso adeguato sulla valutazione di quest'ultimo.

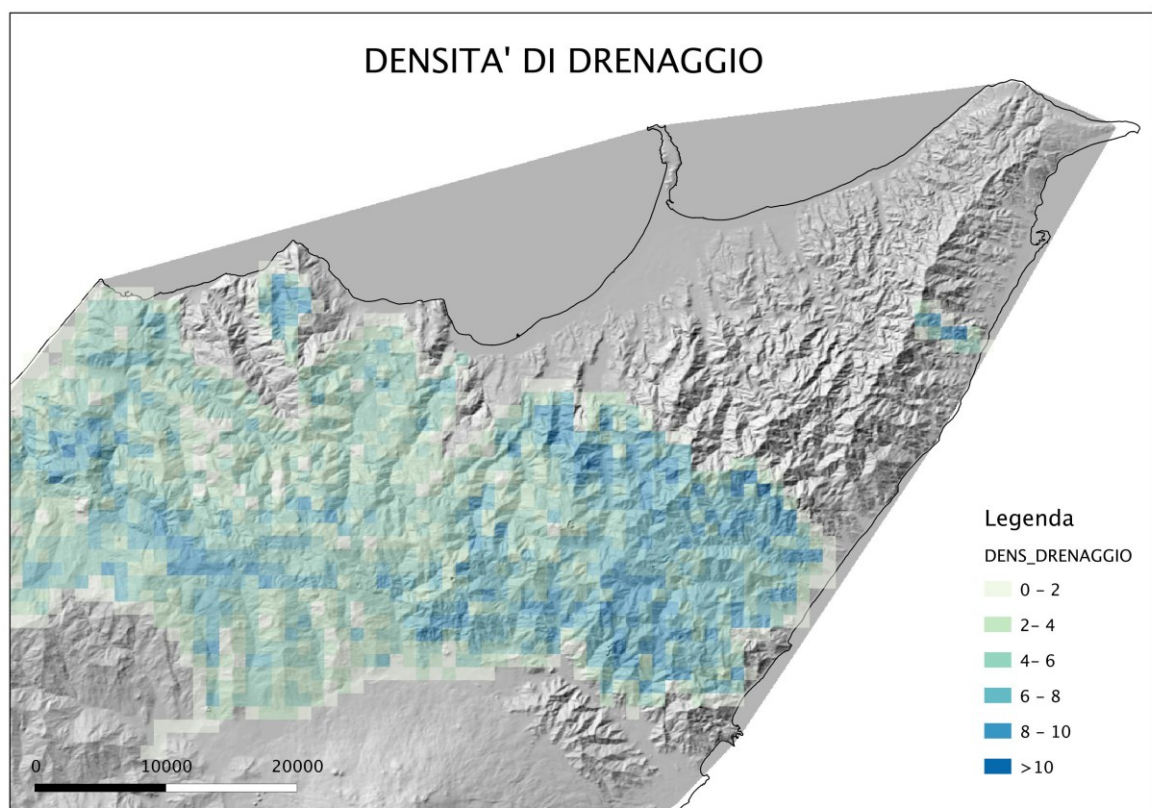


Figura 2.15: carta della densità di drenaggio calcolata utilizzando una griglia con maglie di due km di lato, per ognuna delle quali è stato calcolato il valore di D.

Nel caso della Sicilia nord-orientale i valori di densità di drenaggio calcolati secondo i due metodi appena presentati forniscono pressoché gli stessi risultati. Essi evidenziano la netta differenziazione tra le aree sud della Linea di Taormina, caratterizzate da valori bassi, da quelle a nord, contraddistinte da valori più elevati. La discontinuità di comportamento della densità di drenaggio riproduce quindi il limite già riconosciuto sia tramite l'analisi morfometrica degli indici di Anomalia Gerarchica, descritta in precedenza, sia tramite l'analisi del rilievo per il settore occidentale. Nelle aree a nord è poi possibile distinguere la porzione orientale da quella occidentale, secondo una ripartizione già evidenziata nel

corso dell'analisi del rilievo. Anche in questo caso i valori anomali di densità di drenaggio non possono essere ricondotti ai fattori di controllo litologici, perché i massimi si registrano sulle unità kabilo-calabridi, mediamente più permeabili delle unità appenninico-maghrebide. Infatti, procedendo da NW verso SE lungo la fascia caratterizzata da alti valori di densità di drenaggio la litologia cambia passando dalle successioni mesozoiche delle coperture sedimentarie del basamento metamorfico ai depositi conglomeratici e arenacei del Flysch di Capo d'Orlando fino alle metamorfici di basso grado che dominano il settore meridionale della dorsale peloritana, mentre a sud di tale allineamento affiorano estesamente i termini arenaceo-argillosi delle unità maghrebidi. I termini argillosi presentano valori bassi della densità di drenaggio a differenza di quanto accade per quelli calcarei per i quali ci si aspetterebbero bassi valori di questo indice. Inoltre i depositi arenacei del Flysch di Capo d'Orlando mostrano valori più alti di densità di drenaggio rispetto a quelli arenaceo-argillosi posti a sud, pur potendo essere considerati paragonabili in termini di resistenza all'erosione. Il fattore climatico di controllo può essere escluso in quanto le differenze di densità di drenaggio si registrano in aree molto vicine tra loro e collocate sullo stesso versante. Quindi, anche se in generale l'aspetto litologico gioca un suo ruolo nella distribuzione dei valori della densità di drenaggio, questo da solo non riesce a spiegare la distribuzione circoscritta di alti valori di questo indice lungo una fascia orientata NW-SE lungo la quale, tra l'altro, le differenti litologie presupporrebbero risultati opposti. Molto più verosimilmente, le differenze di comportamento lungo l'allineamento evidenziato nelle carte andrebbero riferite agli effetti dei movimenti differenziali lungo le strutture ad alto angolo della Linea Sud-Peloritana e alla Linea dell'Alcantara.

La figura 2.16 mostra in maniera schematica la variazione di densità di drenaggio tra due settori controllati da diversi fattori, quali la litologia, la tettonica e la combinazione di questi. La figura 2.16a fa riferimento a due settori a differente litologia; la figura 2.16b si riferisce a due settori a differente litologia sottoposti allo stesso processo di sollevamento tettonico; la figura 2.16c mostra la situazione di due settori litologicamente differenti separati da una faglia; la figura 2.16d si riferisce a due settori caratterizzati da litologie comparabili in termini di erodibilità e permeabilità; infine in figura 2.16e viene mostrata la situazione in cui due settori caratterizzati da litotipi confrontabili o uguali vengono separati da una faglia. Il block-diagram di figura 2.17 riassume gli schemi di figura 2.16 descrivendo la situazione dell'area di analisi e sottolineando la coesistenza di diversi fattori di controllo, soprattutto tettonici.

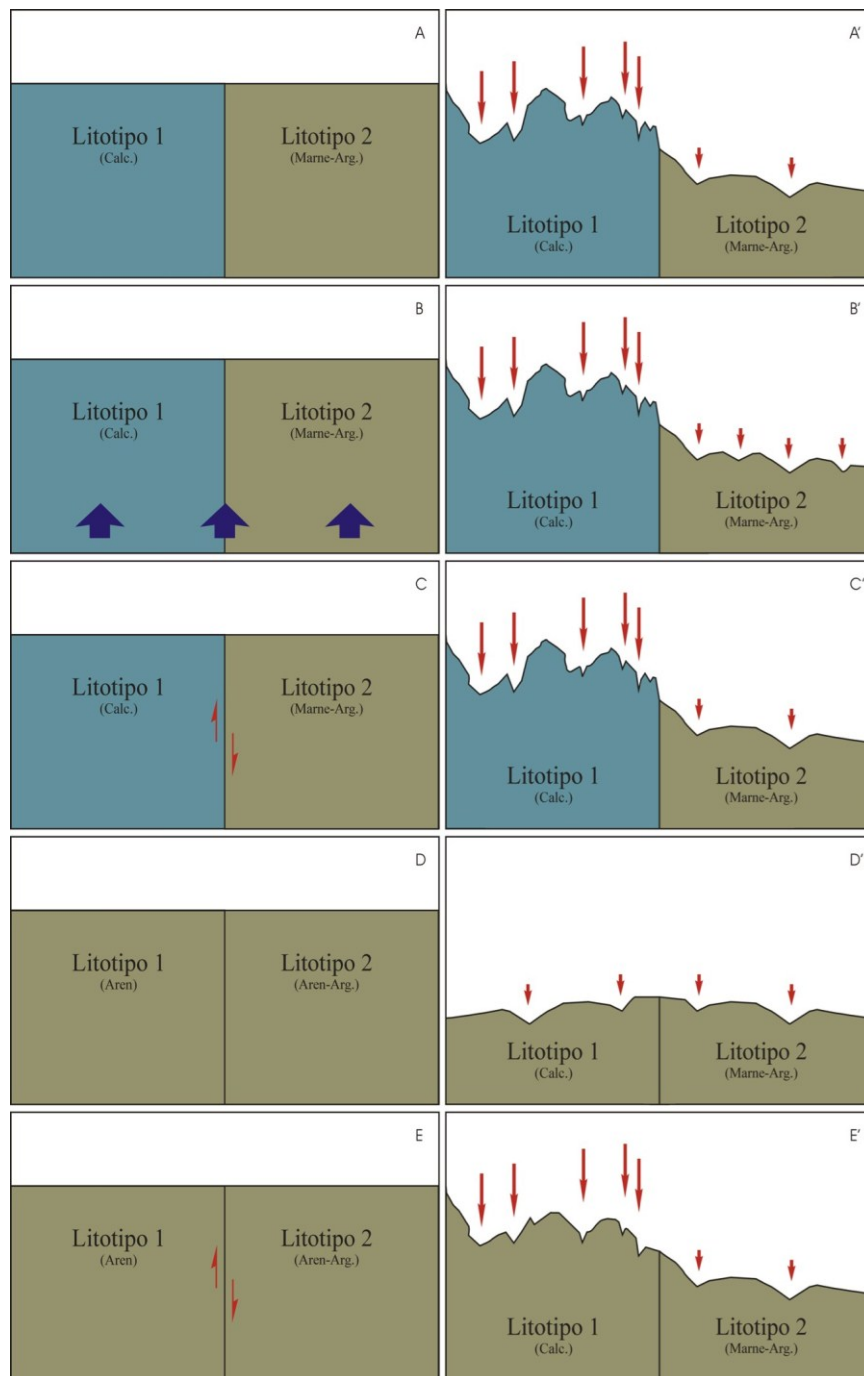


Figura 2.16: schemi di risposta morfologica da parte del sistema fluviale in termini di Densità di Drenaggio per differenti fattori di controllo, quali quelli tettonici e litologici e combinazioni di questi.

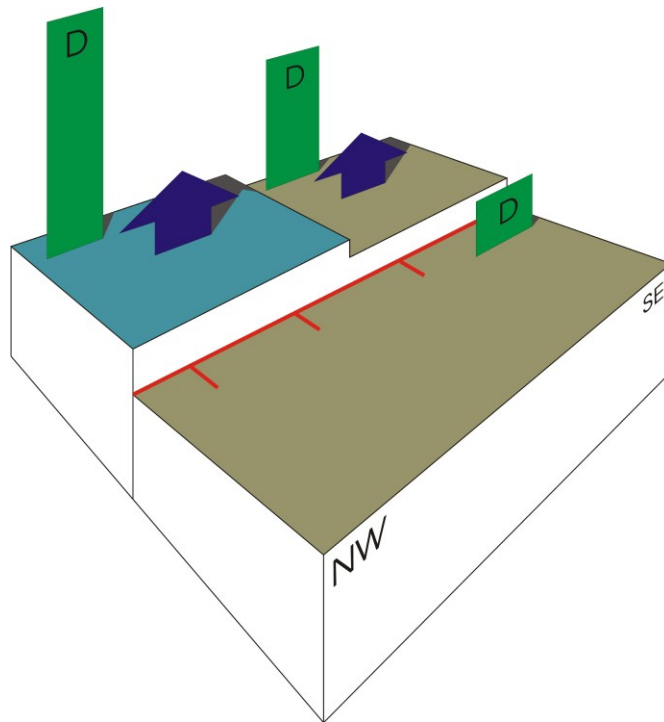


Figura 2.17: block-diagram schematico relativo al settore centro-occidentale dell'area di analisi, derivante dalla combinazione di alcune delle diverse situazioni schematizzate in figura 2.16. I diversi colori dei blocchi si riferiscono a differenti litotipi; le frecce in blu stanno ad indicare il sollevamento dei settori settentrionali; le barre in verde indicano i valori relativi di Densità di Drenaggio tra i vari settori.

#### 14. SIMMETRIA DEI BACINI

L'analisi del sistema di drenaggio ha contemplato anche la valutazione della simmetria trasversale dei bacini idrografici. Il fattore di analisi che è stato tenuto in considerazione è rappresentato dal Fattore di Asimmetria (AF – Asymmetry Factor; Cox, 1994), espresso in percentuale, che permette di calcolare la simmetria di un bacino idrografico sulla base del rapporto tra aree secondo la relazione:

$$AF = (A_r/A_t) * 100 \quad (1.9)$$

dove,  $A_r$  rappresenta l'area in destra del bacino, cioè l'area del bacino compresa tra l'asta principale e lo spartiacque in destra idrografica del bacino,  $A_t$  sta ad indicare l'area totale del bacino esaminato. Valori superiori al 50% indicano una asimmetria del bacino idrografico verso sinistra idrografica e valori inferiori a tale soglia sono invece indicativi di una asimmetria in destra. I valori prossimi al 50% si riferiscono a bacini che mostrano una generale simmetria trasversale.

Per l'acquisizione dei dati necessari a tale calcolo sono state estrapolate le informazioni geometriche dei bacini direttamente dal GIS implementato ad hoc per l'analisi morfometrica. La valutazione della simmetria dei bacini si è basata sui dati strutturali acquisiti durante le precedenti fasi di studio, sulla base dei quali sono stati interpretati i risultati di questa analisi, mostrando particolare interesse nei confronti dei bacini idrografici con orientazione parallela alle strutture tettoniche. Sulla base di ciò, si è proceduto per i bacini del settore occidentale dell'area di studio. Al fine di ottenere una maggiore copertura dell'area di investigazione sono stati selezionati circa 10 bacini idrografici orientati circa NW-SE, parallelamente ai lineamenti strutturali, prescindendo dal loro ordine gerarchico.

I valori ottenuti per questi bacini mostrano valori inferiori al 50% (Fig. 2.18a), indicando una asimmetria verso la destra idrografica, che nel caso dei bacini dell'area analizzata si traduce in una asimmetria verso nord-est. Solo nel caso di due bacini poco estesi e di basso ordine gerarchico sono stati ottenuti valori pari a 58.1%, indicanti un'asimmetria verso sud-ovest, e 48.6%, circa prossimo alla simmetria.

Questi risultati non fanno che confermare quanto già evidente dall'analisi degli swath-profile (Fig. 2.18b) che, come già descritto in precedenza, confermano in maniera molto chiara l'esistenza di una asimmetria della sezione trasversale delle principali fiumare, quali la F.ra Zappulla e la F.ra Rosmarino. A questa asimmetria delle valli è anche collegata la diversa distribuzione azimutale dei corsi d'acqua di ordine compreso tra il I e il III, come ampiamente discusso in precedenza. La causa dell'asimmetria va ricercata nel tipo di evoluzione del reticolo già descritta in Fig. 2.9 innescata dal progressivo basculamento dei blocchi controllati dalle faglie normali ad orientazione NW-SE. Tale processo, oltre a causare una migrazione dei corsi d'acqua susseguenti verso il fianco controllato dalla faglia ha generato anche processi di cattura fluviale che, operati dai corsi d'acqua posti a nord-est a scapito di quelli delle aree più meridionali, hanno contribuito ad incrementare in maniera decisiva l'asimmetria, aumentando l'area del versante in sinistra idrografica dei bacini. I processi di cattura, come si è visto in precedenza, hanno profondamente modificato la gerarchizzazione del reticolo, facendo aumentare l'ordine delle valli recipienti e diminuire quello delle valli decapitate. Queste modificazioni riguardano solo i versanti immergenti verso nord, dove il reticolo fluviale si è approfondito per epigenesi degli elementi già attivi prima del sollevamento tettonico, mentre sono assenti nei versanti opposti, dove il reticolo si è generato ex-novo, come tributario di destra del corsi d'acqua principale susseguente, man mano che esso si

approfondiva. Il diverso comportamento tra i due fianchi si deve tradurre anche in uno sviluppo asimmetrico dei bacini idrografici dello stesso ordine, in termini di differente estensione delle aree di superficie medie dei bacini.

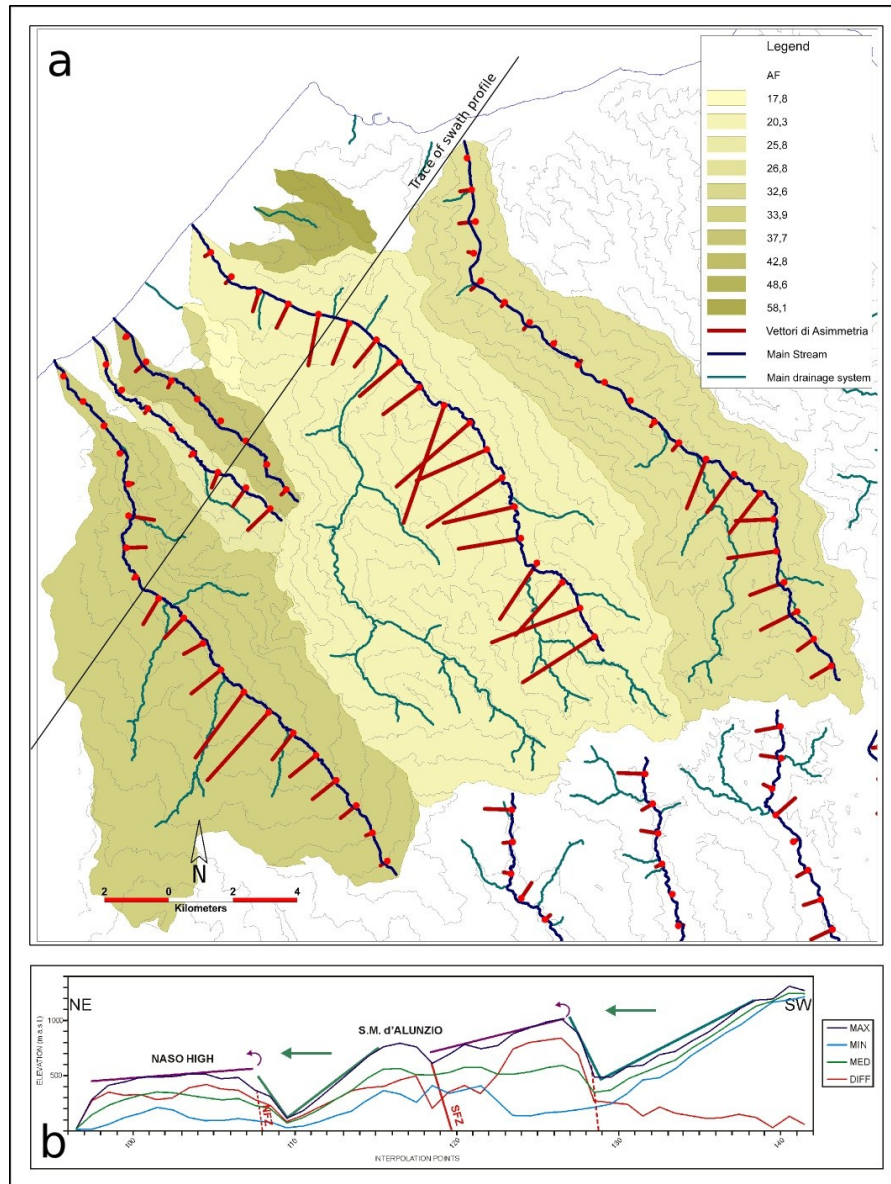


Figura 2.18: a) mappa mostrante i valori del Fattore di Asimmetria (AF) ed i Vettori di Asimmetria ricavati per i bacini idrografici del settore occidentale dell'area di studio. b) swath profile di riferimento (per la traccia del profilo vedere la figura a) mostrante le superfici sommitali tiltate verso nord-est e l'asimmetria verso la stessa direzione delle sezioni trasversali alle principali fiumare.

Per verificare ciò si è fatto riferimento dell'estensione areale di tutti i bacini riferibili all'ordine gerarchico significativo (III ordine) che ha permesso di caratterizzare omogeneamente tutto il territorio. I valori di superficie ottenuti per i diversi bacini sono



stati interpolati in modo di ottenere una mappa della distribuzione dell'estensione dei bacini idrografici di ordine gerarchico significativo (fig. 2.19).

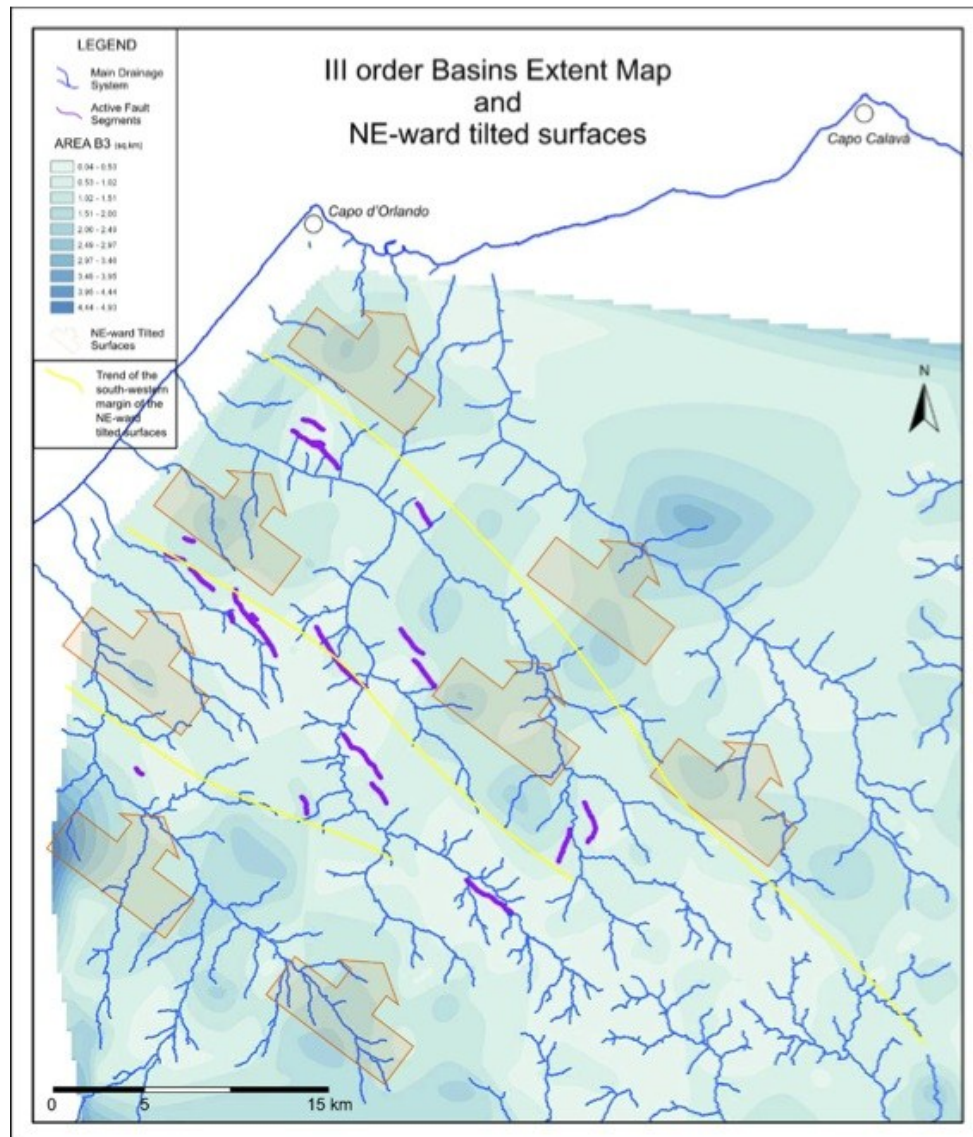


Figura 2.19: mappa della distribuzione dell'estensione dei bacini di ordine gerarchico significativo (III), che mostra le superfici tiltate verso nord-est (rettangoli arancione) in corrispondenza delle quali si ha una maggiore presenza di bacini di III ordine più estesi. Le linee in giallo rappresentano il margine meridionale delle superfici tiltate, corrispondente all'orlo di scarpata di versante di faglia (la traccia dei segmenti di faglia attivi sono rappresentati dalle linee in viola).

Questa mappa mostra, a conferma di quanto detto poco sopra, che la distribuzione dei bacini di III ordine non è casuale, ma risponde ai processi morfo-tettonici. Infatti, in corrispondenza dei fianchi meridionali delle valli fluviali, dove il reticolo è ereditato dai

lineamenti idrografici di un precedente paesaggio, si ha una maggiore presenza di bacini a maggiore estensione areale, mentre sui versanti opposti, a maggiore pendenza si distribuiscono bacini di ordine gerarchico significativo meno estesi. E' interessante notare come i segmenti di faglie riattivate costituiscano il limite tra zone caratterizzate da diversa estensione dei bacini di ordine omologo.

Dalla mappa così elaborata è stato possibile individuare le superfici basculate (rettangoli arancione in figura 2.19, la cui freccia indica l'orientazione del basculamento) ed il margine meridionale di queste, coincidente con l'orlo di scarpata di versante di faglia (linee gialle in figura 2.19).

Al fine di avere un quadro più dettagliato della simmetria dei bacini idrografici lungo tutta la loro estensione, si è fatto riferimento ad un "vettore di asimmetria" che mostra modulo, direzione e verso dello spostamento dell'asta principale del bacino considerato dalla linea mediana di quest'ultimo, lungo la quale risulterebbe perfettamente simmetrico. La determinazione di tale vettore di asimmetria è stata effettuata tenendo in considerazione alcuni elementi geometrici del reticolo fluviale e dei bacini idrografici (fig. 2.20): innanzitutto, l'asta principale di ogni bacino idrografico, definita precedentemente per la determinazione del Fattore di Asimmetria (AF), è stata segmentata per intervalli di 500 m di lunghezza e per ognuno di questi è stata ricavata l'orientazione media, rappresentata dal segmento che congiunge le estremità di ogni singolo tratto di asta fluviale considerato, riducendo il corso fluviale ad una linea spezzata.

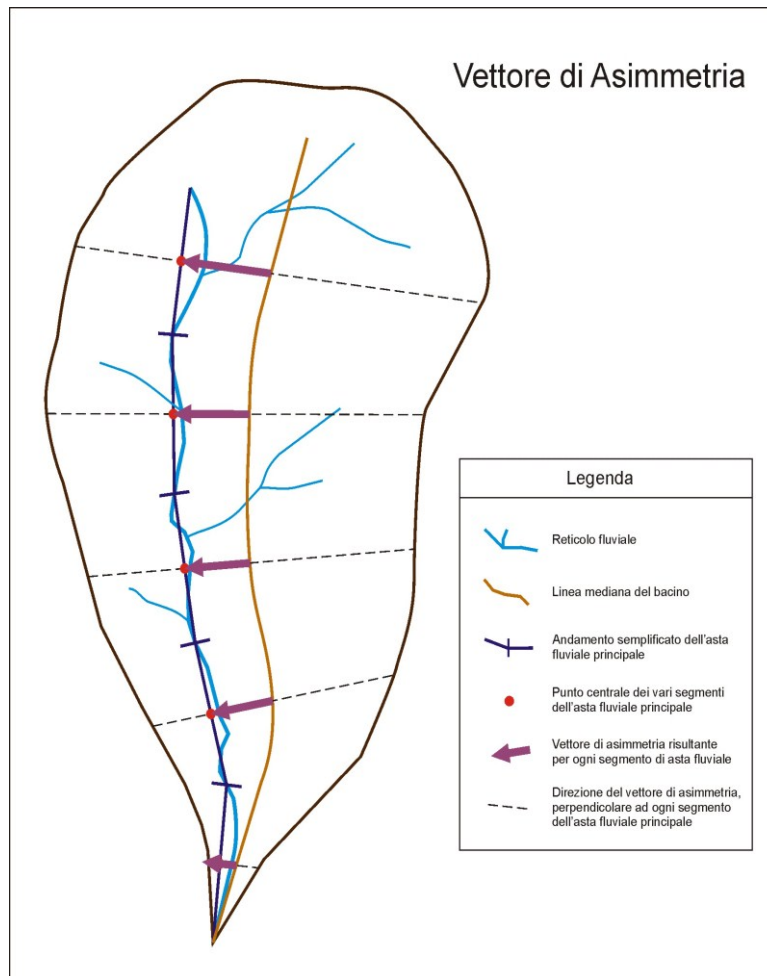


Figura 2.20: schema mostrante la costruzione del vettore di asimmetria.

Partendo dal punto medio di ogni singolo segmento rappresentativo dei vari tratti dell'asta fluviale, sono state ricavate le perpendicolari a questi che hanno rappresentato le direzioni dei vettori di asimmetria. Quest'ultimo segmento così creato, essendo stato proiettato fino alla linea di displuvio, interseca la linea mediana del bacino idrografico analizzato. Ciò ha permesso di ricavare il verso di ogni vettore di asimmetria, diretto dalla linea mediana del bacino, in corrispondenza del punto di intersezione tra la linea di direzione e quest'ultima, alla posizione attuale dell'asta fluviale, identificata nel punto di intersezione tra la linea di direzione del vettore e il segmento rappresentativo dell'andamento del tratto di asta fluviale analizzato.

Dalla carta dei vettori di asimmetria che è stata ottenuta per la Sicilia nord-orientale (fig. 2.21) va notato che i vettori di asimmetria sono distribuiti su corsi d'acqua con differenti orientazioni e che essi risultano massimi, a prescindere dalla direzione del corso d'acqua principale, in connessione a fenomeni di cattura di porzioni consistenti di bacini limitrofi. Pertanto, il vettore asimmetria di per sé non è vincolato a processi di deformazione attiva e pertanto non può essere utilizzato come tiltmetro, in quanto il suo

modulo e verso possono essere determinati da qualsiasi altra causa che generi fenomeni di cattura fluviale.

Un elemento per discriminare i bacini asimmetrici sviluppati lungo il fascio di faglie attive del settore occidentale, da quelli riferibili a cause diverse è la costanza o meno del verso del vettore asimmetria. Nei bacini per i quali la causa tettonica dell'asimmetria è stata accertata da altri parametri indipendenti, il verso del vettore asimmetria è costante e corrisponde alla direzione verso cui sono stati basculati i blocchi fagliati. Al contrario, nel caso di bacini non direttamente controllati da strutture attive è possibile notare che il vettore asimmetria frequentemente mostra verso opposto in bacini adiacenti e con la medesima orientazione.

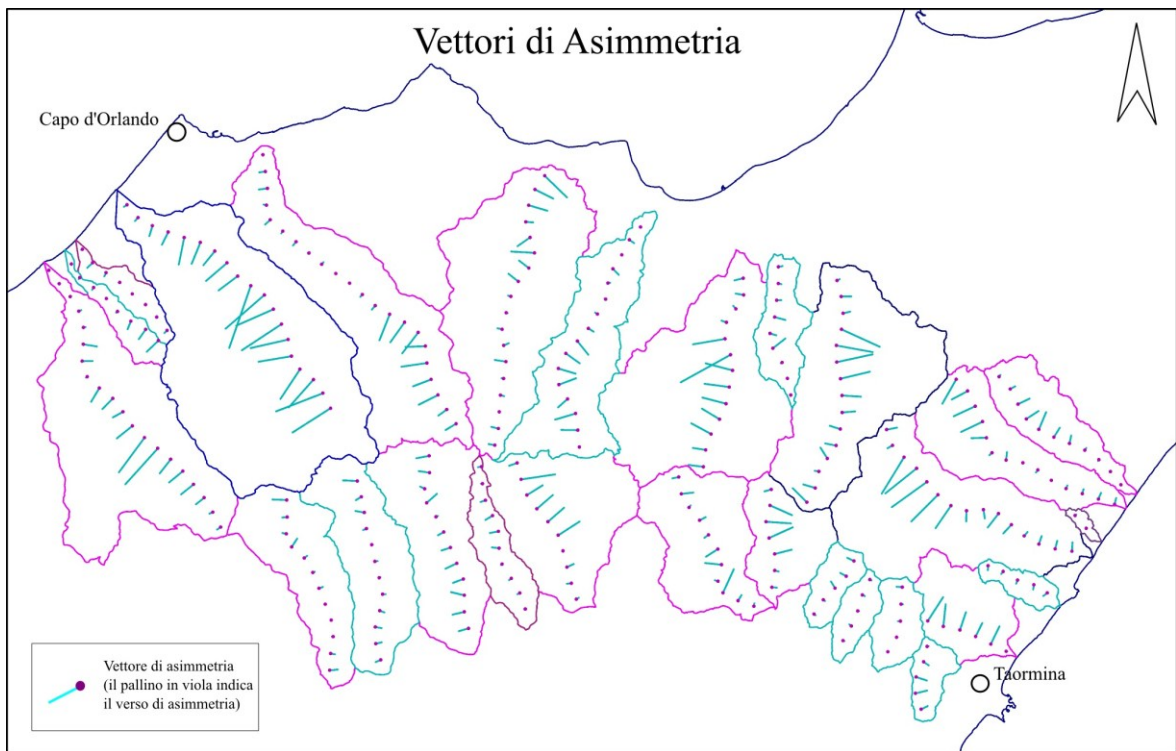


Figura 2.21: carta dei vettori di asimmetria ricavati per i vari segmenti delle aste principali dei bacini idrografici della Sicilia nord-orientale. Il segmento in azzurro indica il modulo e la direzione del vettore ed il pallino in viola il verso di questo.

## 15. SL Index

Il profilo longitudinale di un corso d'acqua rappresenta forse l'elemento morfologico più sensibile a qualsiasi variazione dei fattori di controllo della morfogenesi essendo al contempo capace di registrare un evento di disturbo e conservarne a lungo la memoria. Pertanto, lo studio dei profili di equilibrio permette di evidenziare gli effetti dell'attività tettonica che si sommano a quelli delle variazioni cicliche del clima o a fenomeni locali influenzati dai fattori litologici.

Lo studio morfometrico dell'area della Sicilia nord-orientale ha quindi previsto l'analisi quantitativa del sistema idrografico tramite l'impiego dell'"indice del gradiente longitudinale" dei canali o "SL index" (Hack, 1973).

L'indice SL viene calcolato per un determinato tratto di fiume e tiene conto della pendenza di questo e del valore della distanza, misurata lungo l'asta fluviale principale, compresa tra questo segmento di asta e lo spartiacque del bacino di pertinenza (fig. 2.22), prestandosi bene al confronto tra tratti di fiume di differente lunghezza.

L'indice SL fu formulato per la prima volta da Hack (1957) nel corso di uno studio condotto nella Shenandoah Valley, in Virginia (USA). In questo studio, l'autore mise in evidenza che, tenendo in considerazione un grafico semilogaritmico, con le quote sull'asse delle ordinate in scala aritmetica e le distanze dallo spartiacque in scala logaritmica sull'asse delle ascisse, il profilo longitudinale del corso d'acqua è rappresentato da una retta e che l'equazione del profilo può essere scritta come

$$H = C - k \log_e L \quad (2.0)$$

dove H rappresenta la quota in un determinato punto del profilo, L è la distanza orizzontale tra il punto considerato e lo spartiacque e C e k sono due costanti. La tangente al profilo in un qualsiasi punto, rappresenta lo "slope" (S) e viene ricavata derivando la precedente equazione, ottenendo

$$dH/dL = kL^{-1} \quad (2.1)$$

oppure

$$S = k/L \quad (2.2)$$

dalla quale si ricava che

$$SL = k \quad (2.3)$$

Ciò sta ad indicare che il valore del prodotto SL è costante, il che non vale per l'intero profilo logaritmico considerato, dato che un corso d'acqua naturale presenta sempre un profilo fatto da una serie di segmenti fluviali di varia lunghezza connessi tra loro. In altre parole, il valore di k, ovvero di SL, cambia lungo il profilo ma si mantiene costante per uno stesso segmento di asta fluviale.

Come indicato da Hack (1973), l'SL index, date le relazioni con la granulometria del deposito alluvionale presente sul letto fluviale, secondo la relazione

$$S = 25 \cdot M^{0.6} / L \quad (2.4)$$

dove S è lo "slope", M il diametro medio dei granuli e L la lunghezza, è strettamente legato allo "stream power". Quest'ultimo rappresenta una variabile idrologica molto importante dalla quale dipende la capacità di un fiume di erodere il proprio letto e che viene espressa da

$$\Omega = \rho \cdot g \cdot Q \cdot S \quad (2.5)$$

dove  $\rho$  rappresenta la densità dell'acqua, g l'accelerazione di gravità, Q è la portata e S lo "slope" della superficie d'acqua del tratto unitario di fiume considerato, la quale può essere approssimata allo "slope" del thalweg del corrispondente tratto di canale.

L'SL index, essendo molto sensibile alle variazioni di "slope" lungo il profilo longitudinale di un corso d'acqua, risulta di particolare interesse applicativo in studi di neotettonica, oltre che alla comprensione della resistenza delle rocce all'erosione e, in generale, all'individuazione di anomalie topografiche di origine climatica. Per questa ragione l'SL index può essere applicato per mettere in evidenza i processi morfoevolutivi in atto, permettendo di capire se il sistema geomorfologico vive una fase di transizione, più o meno prolungata nel tempo e più o meno localizzata nello spazio. Tali processi morfoevolutivi possono essere innescati da fattori di varia natura:

- litologica: alti valori di SL index si registrano in corrispondenza di rocce molto resistenti all'erosione, a differenza dei tratti dominati da rocce argillose, limose e rocce carbonatiche tenere. Infatti, dato che per erodere rocce più competenti necessita maggiore energia, tenendo in considerazione la relazione dello “stream power” (2.5), per la quale risulta costante la densità dell'acqua ( $\rho$ ), l'accelerazione di gravità ( $g$ ) e può essere considerata costante la portata ( $Q$ ), l'unico parametro che deve variare affinché si determini un incremento dell'energia ( $\Omega$ ) è rappresentato dallo “slope” ( $S$ ), il che si traduce in un aumento proporzionale di SL index. I profili longitudinali lungo i quali alti valori di SL corrispondono sistematicamente alla presenza in affioramento di rocce ad elevata resistenza all'erosione, manifestano la dipendenza delle forme del paesaggio dalle sole caratteristiche litologiche in aree tettonicamente stabili o assimilabili come tali.
  
- climatica: una principale influenza del clima sull'SL index è rappresentata dalla variazione ciclica del livello di base dell'erosione, che comporta ripercussioni rilevanti sullo stato di equilibrio dei profili longitudinali dei bacini idrografici. Un'altro aspetto è rappresentato dalla distribuzione della piovosità che, costituendo la principale entrata nel bilancio idrologico di un bacino idrografico, influisce direttamente sulla portata idrica ( $Q$ ) e conseguentemente sulla capacità erosiva delle acque superficiali. Non va dimenticata, infine, la relazione tra clima e distribuzione e tipologia della copertura vegetale, capace anch'essa di regolare l'intensità e la tipologia dei processi erosivi.
  
- tettonica: le aree caratterizzate da valori anomali di SL index, sia alti che bassi, possono essere indicativi di deformazione tettonica recente (Merritts and Vincent, 1989; Keller e Pinter, 2002). In particolare, nel caso di corsi d'acqua che si impostano lungo importanti zone di taglio, in aree comunque caratterizzate da rocce competenti, si avranno valori molto bassi di SL index, come conseguenza dell'indebolimento meccanico delle rocce. Viceversa, valori eccezionalmente alti di SL index sono facilmente riscontrabili lungo i corsi d'acqua orientati trasversalmente alle strutture tettoniche attive e in particolare in corrispondenza di queste o comunque delle loro scarpate più o meno arretrate. Allo stesso modo delle variazioni relative del livello di base dell'erosione, le deformazioni

tettoniche verticali, capaci di cumulare una scarpata morfologica, subisce una risposta da parte dei processi erosionali che morfologicamente si concretizzano con lo sviluppo e la migrazione verso monte di knick-point, in corrispondenza dei quali il valore di SL index raggiunge valori relativamente alti.

- morfologica: nella maggior parte dei casi i fattori di controllo dell'SL index di questa tipologia sono in realtà stati innescati indirettamente da quelli elencati prima. In particolare vanno ricordati i tratti di asta formati in seguito a processi di cattura fluviale e al conseguente aumento dell'estensione areale del bacino. Il tratto di asta che scaturisce da una cattura fluviale mostrerà valori relativamente alti di SL index. L'aumento dell'area del bacino idrografico determina un aumento della quantità d'acqua convogliata nelle aste fluviali di ordine più alto, una maggiore portata idrica (Q) e quindi maggiore capacità erosiva. Lungo questi corsi d'acqua si registreranno valori relativamente bassi di SL index.

#### 15.1 CALCOLO DELL'SL INDEX

Metodologicamente, il calcolo dell'SL index, così come proposto da Hack (1973) viene eseguito per singoli tratti del profilo longitudinale di un corso d'acqua, secondo la relazione

$$SL = (\Delta H / \Delta L) \cdot L \quad (2.6)$$

dove  $\Delta L$  è la lunghezza del segmento di asta analizzato,  $\Delta H$  il dislivello tra i due estremi del tratto considerato ed  $L$  la distanza, misurata lungo l'asta principale, tra il centro di questo e lo spartiacque del bacino idrografico corrispondente (Hack, 1973) (fig. 2.22).



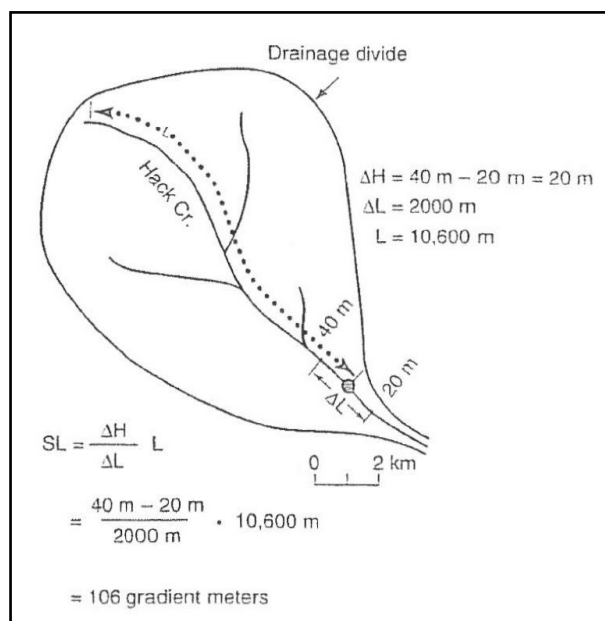


Fig. 2.22: schema esemplificativo mostrante come viene calcolato l'SL index (da Keller e Pinter, 1996).

La relazione appena esposta (2.6) può anche essere espressa come

$$SL = \Delta H / (\log_e L_2 - \log_e L_1) \quad (2.7)$$

La determinazione dell'SL index è stata effettuata per le aste principali del bacino selezionate sulla base della lunghezza e dell'orientazione principale. Inoltre, come prudenzialmente suggerito da Hack (1973), il valore della lunghezza  $\Delta L$  di ogni singolo segmento d'asta considerato non deve essere estremamente elevato rispetto la lunghezza  $L$ . Infatti, lo "slope" contemplato nella relazione dell'SL index (1.7) è la tangente al segmento fluviale per cui viene effettuato il calcolo. Lo "slope" calcolato sulla base della differenza di quota e la differenza di distanza tra gli estremi del segmento analizzato, invece, rappresenta la secante ad una curva disegnata da un particolare tratto di profilo longitudinale. Di conseguenza, se il tratto fluviale analizzato è molto lungo, la secante non potrà essere assimilata alla tangente alla curva, determinando nel calcolo dell'SL index la nascita di un errore che tenderà ad aumentare al crescere della lunghezza  $\Delta L$  rispetto ad  $L$ . Quindi, in altri termini, più il rapporto  $L/\Delta L$  si riduce più l'errore cresce. Errori significativi non vengono introdotti fino a quando tale rapporto non si approssima a 2 (Hack, 1973). Comunque nel calcolo dell'SL per le porzioni dell'asta fluviale nelle aree di testata del bacino, dove generalmente si registrano alti valori di curvatura del profilo e i processi geomorfologici di versante si sovrappongono a quelli prettamente fluviali, il valore di  $\Delta L$  deve essere mantenuto inferiore a quello di  $L$ .

Nel caso di studio della Sicilia nord-orientale, il calcolo dell' SL index ha riguardato tutte le principali aste dei bacini idrografici ricadenti in questa regione, che sono stati ridotti ad una serie di segmenti caratterizzati da valori costanti di  $\Delta H$ , al fine di semplificare il calcolo e allo stesso tempo avere un controllo maggiore dei risultati. Questi segmenti sono stati ottenuti dall'intersezione tra le aste fluviali principali da analizzare e le isoipse con equidistanza 50 m, tramite l'uso di strumenti appositi disponibili sui software GIS impiegati per l'analisi morfometrica (ArcGIS 10.1 e Geomedia Professional 6.1), con i quali sono state estrapolate anche le lunghezze  $\Delta L$  di ogni tratto di asta. Riversando i dati su un foglio di calcolo sono state ricavati i valori delle distanze L tra il centro dei vari segmenti analizzati e lo spartiacque. Avendo preventivamente codificato i vari segmenti fluviali, una volta determinati i valori dell' SL index sul foglio di calcolo, questi sono stati riversati sul GIS, attribuendoli ognuno al segmento corrispondente e visualizzandoli in funzione del valore di SL a mezzo di una adeguata scala cromatica.

Come si vedrà in seguito, il calcolo dell' SL index è stato affrontato anche nel corso dell'analisi dei profili longitudinali dei bacini (Long Profile Analysis), ma con un dettaglio di calcolo maggiore, dato che la sua determinazione è stata condotta sulla base dei dati ricavati dal DEM a 10 m, impiegati per estrapolare il profilo longitudinale dei bacini.

#### Commento dei risultati

I dati che derivano dalla determinazione dell' SL index per i principali corsi d'acqua che ricadono all'interno dell'area di studio sono stati utilizzati per la determinazione di una mappa di SL index (fig. 2.23) in cui vengono mostrati i vari segmenti dei corsi d'acqua distinti in funzione del valore di SL secondo incrementi costanti del valore di questo indice e pari a 50. In generale, da tale mappa si nota una maggiore concentrazione di alti valori di SL index in corrispondenza del settore occidentale della Sicilia nord-orientale, dove i principali corsi d'acqua presentano valori perlopiù superiori a 400, mentre il settore sud-orientale presenta una distribuzione meno omogenea del dato, con valori elevati seguiti da valori piuttosto bassi.

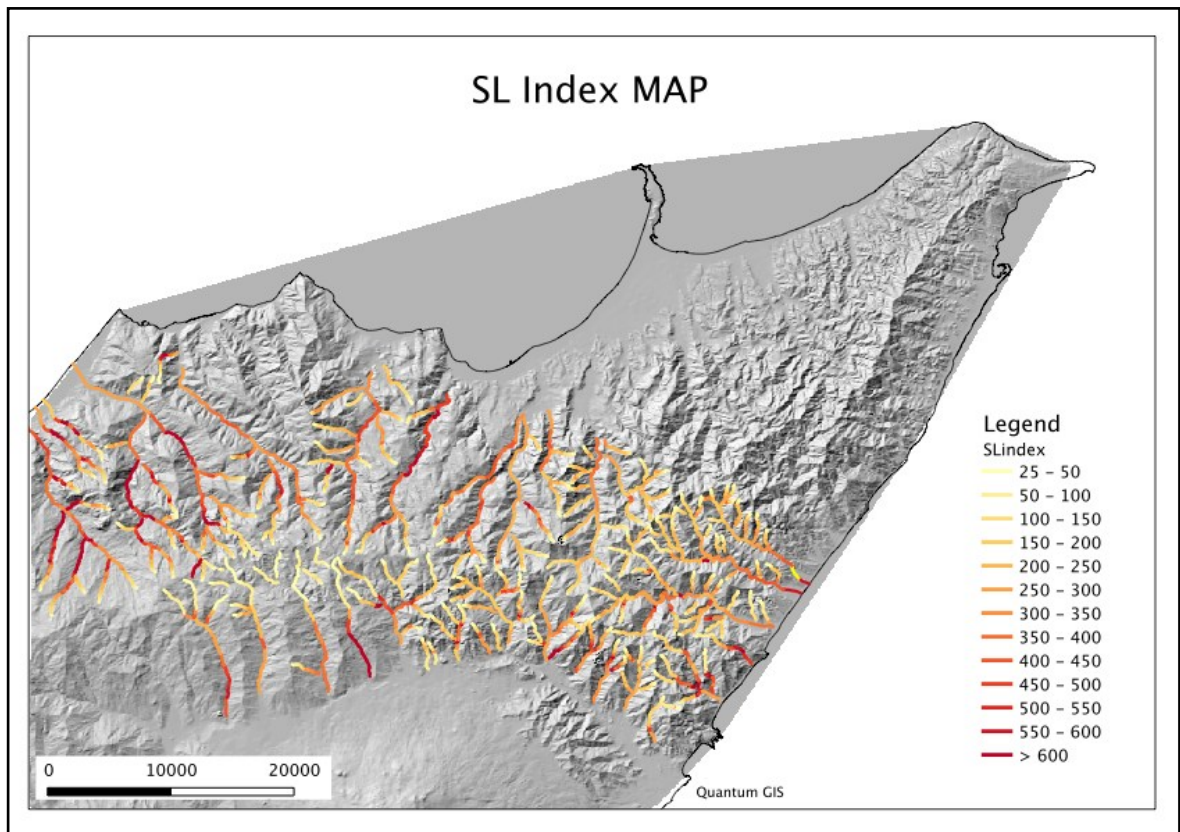


Figura 2.23: Mappa dell' SL index ricavata per i principali corsi d'acqua della Sicilia nord-orientale. I valori di SL sono stati classificati secondo incrementi di valori costanti e pari a 50.

Gli alti valori del settore occidentale possono essere associati agli intensi fenomeni di cattura fluviale che caratterizzano il paesaggio di questo settore dell'area di studio piuttosto che direttamente associati alle variazioni topografiche dovute ai movimenti lungo le faglie, troppo localizzate per essere realmente apprezzabili alla scala di rappresentazione adottata e spesso nascoste dalle stesse variazioni litologiche che caratterizzano i contatti lungo le strutture.

Per quanto riguarda il settore centrale dell'area di studio, coincidente con le aree prossime allo spartiacque regionale della Sicilia nord-orientale, per ovvie ragioni di calcolo, insite nella metodologia stessa di determinazione dell' SL index, si registrano valori molto bassi di questo indice.

Per il settore sud-orientale, in particolare, è stato ritenuto più utile investigare e interpretare il dato prestando maggiore attenzione alle variazioni locali di SL index piuttosto che a quelle a scala regionale. In questo modo è stato possibile riconoscere allineamenti di valori relativamente alti di SL index tra differenti settori dei corsi d'acqua. Nello specifico, per quanto concerne i tributari settentrionali del Fiume Alcantara sono stati riconosciuti due allineamenti di tale indice che interessano una serie di corsi d'acqua

orientati NW-SE e NNW-SSE (fig. 2.24a). L'allineamento di questi valori di SL index sono stati interpretati come la risposta morfologica locale a singole strutture tettoniche che interessano in fianco sinistro della valle del Fiume Alcantara e che risultano orientate rispettivamente ENE-WSW e NW-SE. Questi allineamenti uniscono punti di flesso nei profili di corsi d'acqua adiacenti che si localizzano immediatamente a monte di strutture tettoniche rilevate nella cartografia geologica dell'area (Carbone et al., 1994; Lentini et al., 2000; Catalano et al., 2010b).

L'allineamento orientato NW-SE si sviluppa parallelamente alla terminazione nord-occidentale della Linea dell'Alcantara, rappresentata da un segmento immergente verso SW, che taglia in superficie una monoclinale, anch'essa fortemente immergente verso SW, del Flysch di Capo d'Orlando (fig. 2.24b). I tratti interessati dall'anomalia dell'indice sono costituiti dai diversi termini litologici appartenenti alla formazione del Flysch di Capo d'Orlando, per cui è da escludere che l'origine dell'anomalia sia legata esclusivamente alla variazione litologica.

L'altro allineamento è parallelo alle faglie che nella zona di Moio Alcantara costituiscono la zona di trasferimento tra la Linea dell'Alcantara e la Linea sud-Peloritana (Catalano et al., 2010b). È interessante notare che lungo tale allineamento si è sviluppato il cono eccentrico di Moio Alcantara in età protostorica.

Anche se non risolutivi, i due allineamenti di anomalia potrebbe avere origine dalla migrazione di knick-point generati dalla riattivazione dei movimenti lungo le faglie poste immediatamente a valle o essere direttamente espressione della presenza di una struttura non riportata nella cartografia, ma segnalata in studi precedenti di carattere strutturale condotti nell'area in esame (Ghisetti, 1979).

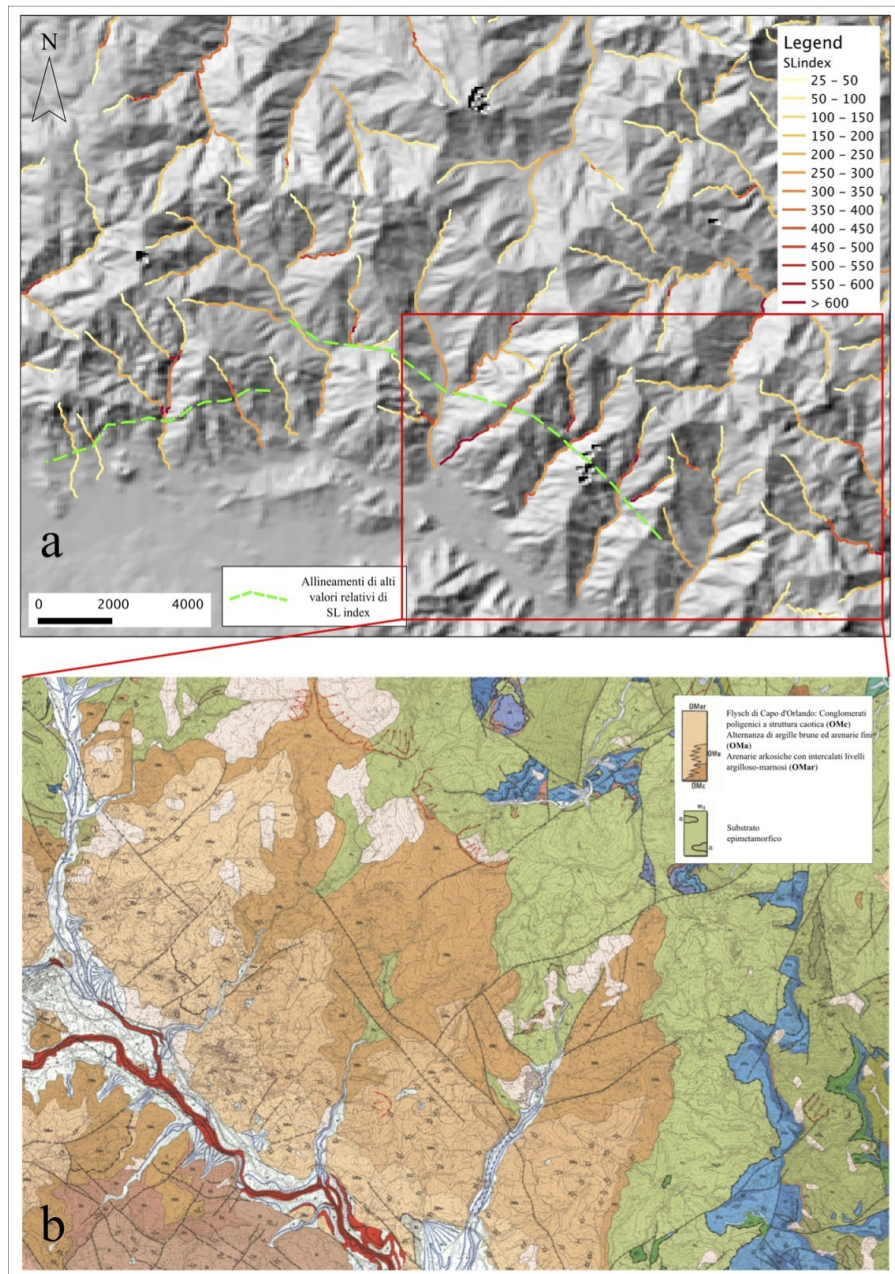


Figura 2.24: a) allineamenti di anomalie relative di SL index lungo i bacini idrografici dei tributari settentrionali dell’Fiume Alcantara. Le linee tratteggiate in verde evidenziano tali allineamenti e la probabile presenza di strutture tettoniche responsabili. Il rettangolo rosso si riferisce allo stralcio di carta geologica (Carbone et al., 1994) corrispondente, per la quale in legenda vengono indicati le formazioni dominanti in questo settore di analisi.

## 16. ANALISI DEI PROFILI LONGITUDINALI (“Long Profile Analysis”)

Relativamente allo studio dei profili longitudinali dei principali corsi d’acqua, l’analisi ha previsto la cernita di bacini idrografici che presentassero al loro interno una certa omogeneità litologica. Per queste ragioni si è ritenuto che la fascia ionica della Sicilia NE si prestasse meglio ad un’analisi dei profili longitudinali, dato che ogni bacino

idrografico mostra una elevata omogeneità litologica. In realtà lo studio dei Long Profile esige che si tratti con dei “Bedrock Channel” il cui thalweg sia impostato per tutta la sua estensione sullo stesso litotipo o su litotipi comparabili. Lungo il versante ionico della Sicilia NE si può osservare che il reticolo idrografico è sviluppato principalmente su terreni metamorfici di basso grado, appartenenti a differenti unità tettoniche, accorpabili litotecnicalemente. Solo nelle porzioni più a nord iniziano a prevalere le metamorfiti di alto grado dell’Unità dell’Aspromonte. La scelta del versante ionico della Sicilia NE per questo tipo di analisi è stata comandata, oltre che dal fattore di omogeneità litologica, anche dal fatto che per questo settore si hanno copiose informazioni sia relative ad alcuni marker geomorfologici, quali i terrazzi marini e paleo-linee di costa (Catalano e De Guidi, 2003; De Guidi et al., 2003), datati e correlati tra loro lateralmente, sia relative a strutture tettoniche, ubicate nell’immediato offshore della costa ionica della Sicilia NE, attive a partire almeno da 125 ka (Faglia di Taormina; Catalano e De Guidi 2003; Catalano et al., 2008). Queste informazioni sono state di notevole utilità in quanto hanno posto le basi per la definizione di un modello di evoluzione morfotettonica per il settore est della Sicilia NE.

Una volta selezionati i bacini idrografici da considerare nell’analisi dei Long Profile si è proceduto ad individuare per ogni reticolo idrografico l’asta principale da analizzare. Tale selezione è stata condotta principalmente tenendo in considerazione l’orientazione dell’asta gerarchicamente di ordine maggiore del bacino (gerarchizzazione secondo Strahler 1958) seguendola fino allo spartiacque; in altri casi l’asta principale del bacino è stata scelta seguendo il corso più lungo del reticolo idrografico dalla foce allo spartiacque. Fatto ciò, sono state estrapolate dal DEM a 10 m le informazioni relative a quota, distanza e area dei bacini considerati, che sono stati riversati su foglio di calcolo e che risultano indispensabili per uno studio adeguato dei profili longitudinali dei corsi d’acqua. La variazione di area che viene qui contemplata deriva dall’aumento progressivo, procedendo dallo spartiacque alla foce, del “Flow Accumulation” calcolato lungo l’asta considerata, espresso in termini di area di bacino sottesa al punto di misura. I dati crudi, così come forniti direttamente dal DEM, sono stati sottoposti ad un processo di “pulizia” e di smoothing tali da eliminare gli eventuali errori e da ridurre l’andamento a gradini dello stesso. Per lo smoothing ci si è serviti del software Sigma Plot che permette di smussare le centinaia o migliaia di coppie di dati quota-distanza ottenendo una serie di coordinate di punti che disegnano il profilo longitudinale del corso d’acqua in esame. Questa procedura è stata eseguita sia per le quote e le distanze che per i dati di area. Questi valori sono stati impiegati, oltre che per la costruzione del grafico Area-Distanza e del profilo longitudinale

vero e proprio, per il calcolo dello Slope e dell'SL index (Hack,1973) (Fig. 2.27A-L). Altri valori dell'indice SL corrispondono ad incrementi del gradiente longitudinale lungo il corso d'acqua considerato il che permette, con buona approssimazione, di individuare i knick-point o knick-zone dislocate lungo il profilo in esame. Questi tratti caratterizzati da valori relativamente più alti del valore di SL vengono maggiormente tenuti in considerazione in vista delle successive verifiche riguardanti la natura del knick-point e quanto questo risulta chiaramente identificabile.

Al fine di individuare i knick-point e di caratterizzarli geometricamente sono stati costruiti dei grafici logaritmici Area-Slope dove in ascissa compaiono i valori del logaritmo in base dieci dell'area e in ordinata i valori del logaritmo in base dieci dello "slope" (Fig. 2.27A-L). In termini generali, un LogA-LogS Plot mostra la variazione della pendenza di ogni singolo tratto del corso d'acqua in funzione dell'aumento dell'area. Un tipico LogA-LogS Plot presenterà un primo tratto pressoché ad andamento orizzontale indicante un aumento dell'area senza che si registri una variazione della pendenza del fiume; questo tratto rappresenta le porzioni sommitali del bacino, prossime allo spartiacque, e comunque vecchie superfici fluvio-denudazionali che spesso sono o caratterizzate da aste di ordine basso e poco partecipano all'evoluzione morfologica del bacino idrografico stesso, oppure prive di canali fluviali veri e propri. Lungo gli altri settori del LogA-LogS Plot possono essere messi in risalto tratti interpretabili come knick-point e caratterizzati da pendenza positiva, cioè che ad un aumento di area corrisponde un aumento di pendenza. I tratti ad andamento normale sono invece caratterizzati da una diminuzione dello slope lungo l'asta fluviale all'aumentare dell'area, quindi procedendo verso valle. Quindi, i tratti con pendenza positiva che precedono repentini o importanti decrementi dello slope vanno interpretati come knick-point. Più questi sono netti o poco evoluti, più il grafico mostrerà un picco caratterizzato da un'ampiezza d'onda variabile e dipendente dal dislivello tra il top e la base del knick-point e lunghezza d'onda dipendente dalla pendenza della "free-face" dello stesso. In questo modo è stato possibile puntare l'attenzione su quei tratti del profilo longitudinale in cui si realizza una rottura di pendenza alla quale si associano alti valori di SL index e un andamento tipico nel LogA-LogS Plot come descritto poco sopra.

Già in fase di selezione dei bacini più idonei all'analisi dei "Long Profile", si è prestata attenzione alle caratteristiche litologiche delle rocce affioranti lungo il corso del fiume analizzato. Per maggiore accuratezza e filtraggio del dato ci si è basati sullo studio di Goldrick e Bishop (2007) (Fig. 2.25) che plottando su un grafico logaritmico (DS Plot)

il logaritmo naturale della distanza in ascisse e il logaritmo naturale dello slope in ordinate si riesce a distinguere le anomalie nelle relazioni Slope-Distanza dovute a variazioni relative e/o assolute del livello di base (fattori tettonici e/o climatici) da quelle dovute a variazioni litologiche lungo il corso del fiume analizzato. Queste ultime si manifestano in un DS Plot come uno shift della curva del grafico parallelamente a se stessa, mentre un picco lungo la curva del grafico riproduce un vero e proprio knick-point. I tratti del DS Plot caratterizzati da un andamento caotico, sebbene imputabili talvolta alla presenza di knick-zone, sono attribuibili principalmente ad un tratto di fiume classificabile come “Alluvial channel”, tipico della porzione delle fiumare Peloritane più prossima alla foce. Per i profili longitudinali analizzati (Fiumare 1-10 di Fig. 2.27A-L), solo in rari casi tale procedura di verifica si è dimostrata utile.

Snyder et al., 2000 hanno definito una relazione tra la pendenza di un corso d’acqua e l’area, secondo la relazione:

$$S = k_s \cdot A^{-\theta} \quad (2.8)$$

dove S è lo Slope (dz/dx) in un determinato tratto del canale considerato, A è l’area sottesa in quel punto,  $k_s$  lo steepness o gradiente longitudinale dello stesso tratto di fiume e  $\theta$  la concavità, rappresentanti rispettivamente l’intercetta dell’asse delle ordinate e il coefficiente angolare della retta di regressione lineare del grafico LogA-LogS descritto sopra. Diversi studi hanno dimostrato che i valori di  $\theta$  sono compresi tra ~ 0.2 e 1.0, di cui i più frequenti ricadono all’interno dell’intervallo compreso tra 0.3 e 0.6, con valore medio pari a 0.45 (Hack, 1957; Flint, 1974; Snyder et al., 2000; Kirby & Whipple, 2001).



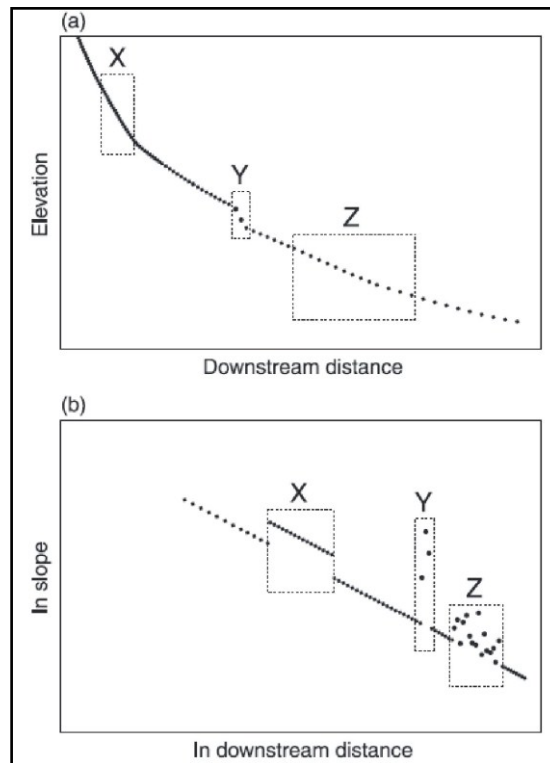


Figura 2.25: andamenti tipici lungo i DS plot in corrispondenza di variazioni litologiche (x), knick-point (y) e condizioni miste (z) (da Goldrick e Bishop, 2007).

Così come lungo i versanti gli orli di erosione separano superfici di versante relitte pensili, relative ad un precedente stato di equilibrio morfologico, da superfici di neoformazione in continua migrazione verso monte, un knick-point rappresenta un limite geomorfologico di valenza temporale tra un paleo-profilo longitudinale a monte ed uno più recente a valle. Sulla base della relazione esponenziale che lega “slope” e area di un bacino, a meno delle due variabili  $k_s$  e  $\theta$ , è stato possibile delineare l’andamento longitudinale dei paleo-thalweg, ricostruendo la porzione già erosa di questo a valle del knick-point. Infatti, considerando che si è in possesso dei valori di area e “slope” del bacino analizzato e considerando che i valori di  $k_s$  e  $\theta$  non sono altro che l’intercetta dell’asse delle ordinate e il coefficiente angolare della retta di regressione lineare del grafico LogA-LogS, è stato possibile definire, per ogni incremento di area la corrispondente variazione di “slope”. Conoscendo gli incrementi di distanza, la determinazione dei valori di quest’ultimo, inteso come  $\Delta D(\text{distance})/\Delta E(\text{Elevation})$ , ha consentito di ricavare i valori di incremento di quota. Da questi dati è scaturita la creazione di un dataset di coppie di valori quota-distanza che hanno reso possibile la ricostruzione del paleo-thalweg.

Considerando un deflusso in equilibrio e uniforme, la conservazione della massa idrica, la relazione lineare tra carico e area del bacino e l’ampiezza del canale che aumenta

proporzionalmente alla radice quadrata del carico, la relazione dell'erosione (E) per i "bedrock channel" è

$$E = k \cdot A^m \cdot S^n \quad (2.9)$$

Dove A ed S rappresentano rispettivamente l'area e la pendenza del canale, m ed n sono esponenti positivi che scaturiscono dai processi di erosione fluviale e k è un fattore di proporzionalità che contempla fattori sia climatici che litologici (Snyder et al., 2000). Il tasso di erosione (E) può essere considerato come una variazione di quota dz nel tempo dt:

$$E = dz/dt \quad (3.0)$$

e quindi, considerando che anche lo slope (S) può essere espresso nella forma

$$S = dz/dx \quad (3.1)$$

si avrà

$$dz/dt = k \cdot A^m \cdot (dz/dx)^n \quad (3.2)$$

Pensando ad un processo d'erosione tipo "plucking" (Lamb & Fonstad, 2010) l'esponente n può essere assunto pari ad uno. Sulla base di ciò e semplificando si ottiene

$$dx/dt = k \cdot A^m \quad (3.3)$$

che rappresenta il tasso di migrazione verso monte di un knick-point e che viene espresso in metri per anno. Se si tiene in considerazione che i valori di  $dx_n$ , lungo il profilo, rappresentano i singoli incrementi di distanza ai quali corrisponde un determinato valore dell'area di drenaggio, sapendo che

$$dt_n = dx_n / k \cdot A_n^m \quad (3.4)$$

allora

$$t = \Sigma(dx_n / k \cdot A_n^m) \quad (3.5)$$

che rappresenta il “total time”, che in altre parole consiste in una stima dell’età del knick-point.

Per la determinazione dei valori di  $k$  ed  $m$ , si è partiti selezionando tre bacini differenti mostranti tre knick-point correlabili tra loro, ai quali è stato possibile associare in maniera inequivocabile una ben precisa età sulla base delle datazioni di alcune superfici di terrazzamento marino.

Considerando semplici informazioni geometriche relative alla distanza dalla foce del knick-point e l’età associatagli, si è fatto ricorso all’applicazione FORTRAN, su sistema operativo “Linux”, capace di determinare i valori di  $k$  ed  $m$ . I valori di questi ultimi sono stati immessi nella relazione precedente (3.5) e facendo la sommatoria dei  $dt_n$ , calcolati in successione lungo il tratto di profilo a valle di ogni knick-point, sono state valutate le età di questi ultimi. A questo punto, è stato possibile correlare tali knick-point con le superfici di terrazzamento marino presenti lungo la fascia costiera ionica della Sicilia nord-orientale e dislocati a diverse quote. La quota dei paleo-profili di equilibrio ricostruiti in precedenza proiettata in corrispondenza della fascia costiera terrazzata coinciderebbe con quella dei terrazzi marini della stessa età o di età confrontabile. I risultati ottenuti mostrano una buona corrispondenza tra quota dei terrazzi marini e quota predetta del paleo-profilo longitudinale a meno di locali differenze altimetriche.

L’analisi dei profili longitudinali condotta per il tratto del versante ionico della Sicilia nord-orientale compreso tra Taormina e Mili Marina ha previsto la selezione dei principali bacini idrografici la cui asta principale insiste su termini litologici omogenei al fine di escludere le relazioni tra le anomalie riscontrate lungo i profili e le variazioni dei termini litologici affioranti. La procedura finora esposta è stata applicata ad ognuno di questi bacini (Fiumare 1-10 di Fig. 2.27A-L) ed ha permesso di riconoscere lungo i vari profili longitudinali anomalie connesse alla presenza di knick-point e/o knick-zone. Sulla base di queste informazioni preliminari si è proceduti alla selezione dei knick-point riconoscibili in maniera più netta e legati a variazioni relative del livello di base piuttosto che ad eventuali variazioni litologiche. Per ogni knick-point riconosciuto (Fig. 2.26) è stato ricostruito un paleo-profilo di equilibrio (Figg. 2.28, 2.29, 2.30, 2.31) del quale, proiettato sulla fascia costiera terrazzata, è stata estrapolata la paleo-quota in corrispondenza della costa. Inoltre, i vari knick-point sono stati distinti in funzione dell’età e, messi in relazione

tra loro in funzione di quest'ultima, hanno consentito la ricostruzione del loro andamento altimetrico.

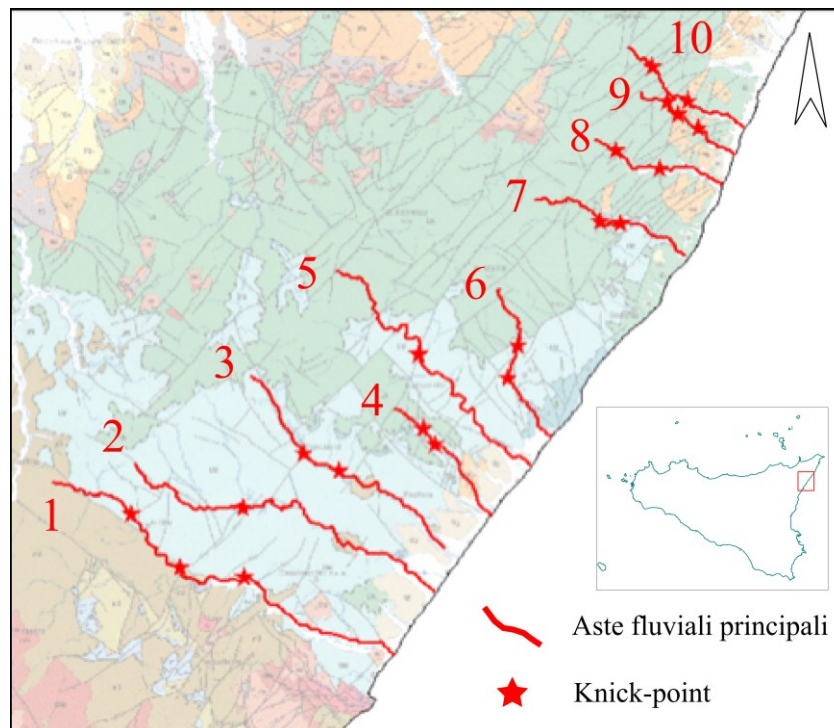


Fig. 2.26: localizzazione dei knick-point che sono stati riconosciuti e analizzati nel corso dell'analisi dei profili longitudinali

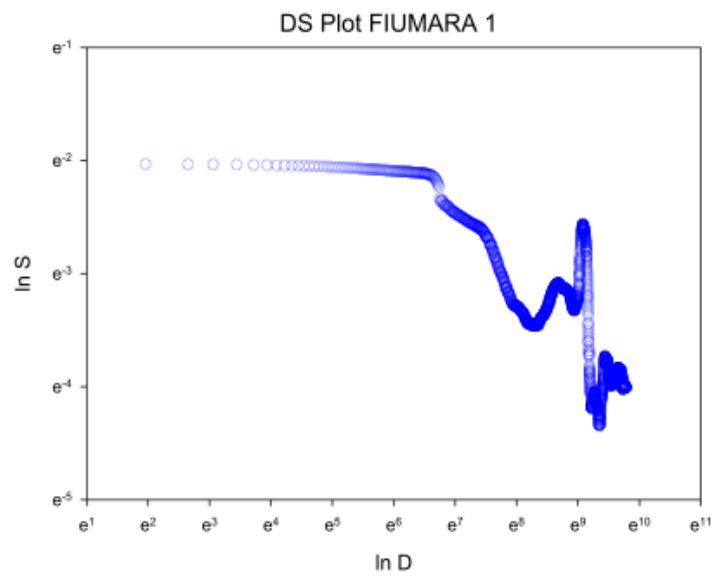
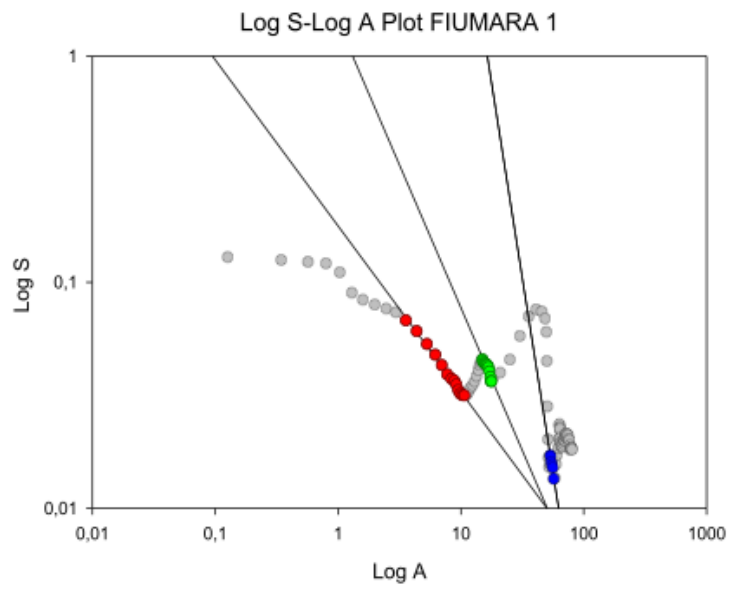
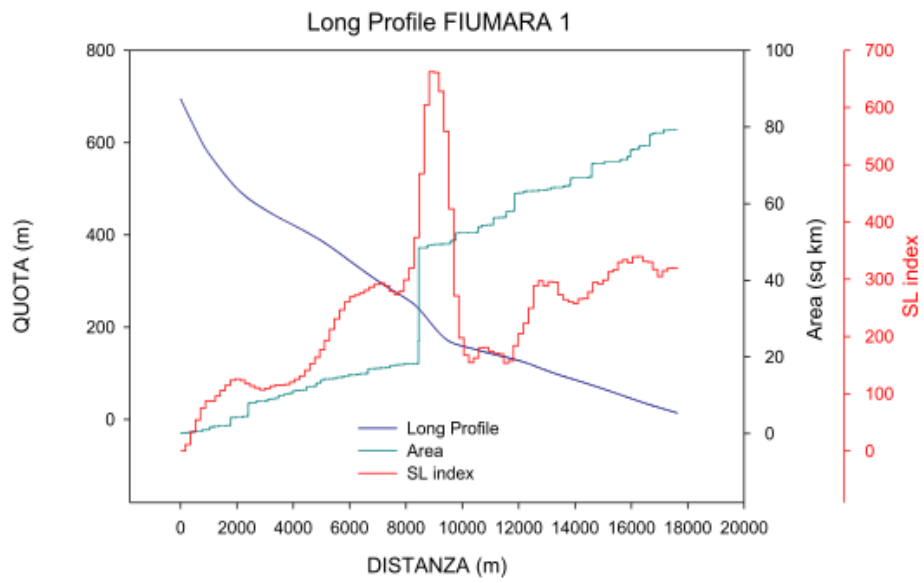
Le stime cronologiche che sono state ottenute per i vari knick-point analizzati si riferiscono a 200 ka, 125 ka e 80 ka; a causa di una minore distribuzione e quindi di una minore affidabilità delle correlazioni laterali, sono stati esclusi dalle successive valutazioni i knick-point correlabili all'OIT stage 7.1 (200 ka).

I valori delle quote assolute attuali dei knick-point e quelle dei paleo-profili di equilibrio proiettati sulla fascia costiera attuale, sono stati plottati su un grafico assieme alle quote corrette degli inner-edge dei terrazzi marini riconosciuti lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale da Catalano e De Guidi (2003) (Figg. 2.32, 2.33). Da tali grafici è possibile notare che, a prescindere dall'elevazione (s.l.m.) attuale di ogni knick-point, vi è una buona correlazione tra la paleo-quota alla foce del paleo-thalweg e la quota degli inner-edges delle superfici di terrazzamento marino datate a 80 ka e 125 ka.

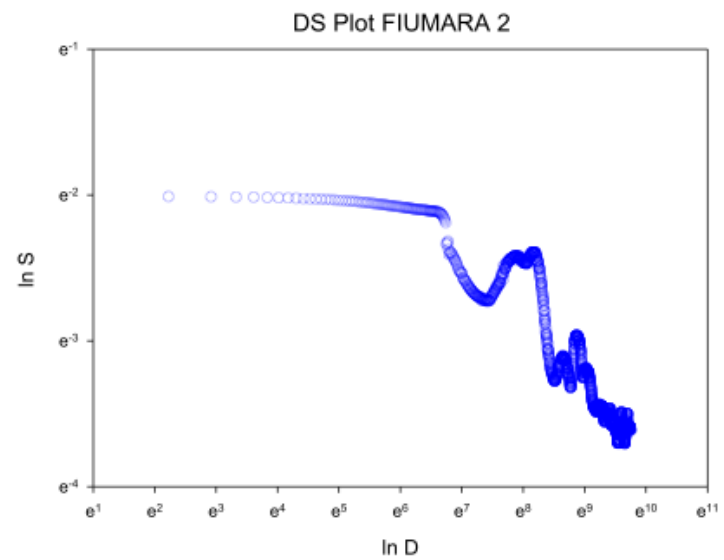
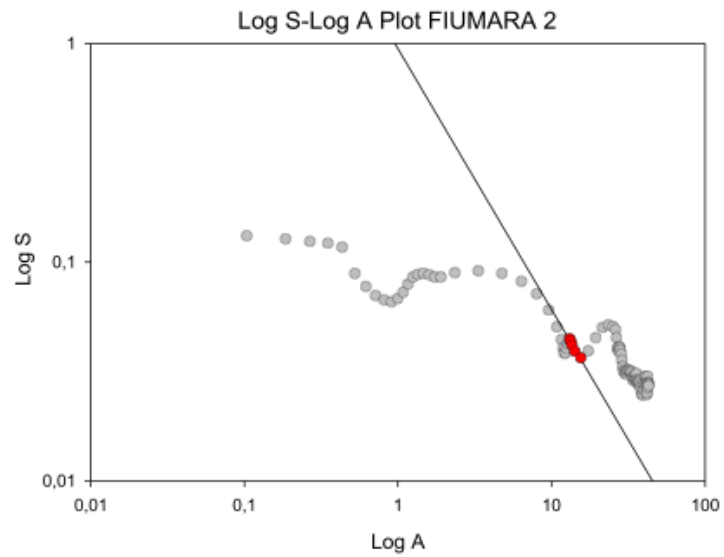
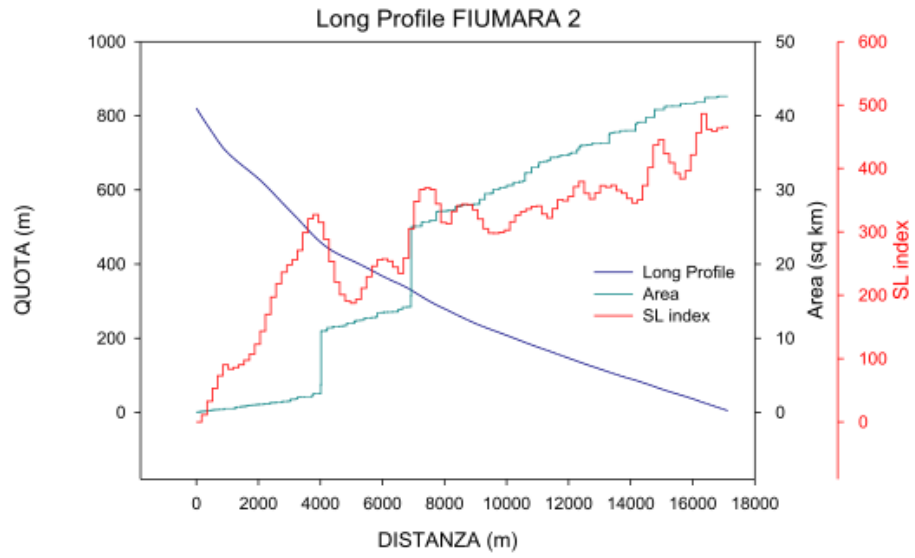
In particolare, come si può osservare dal grafico di Fig. 2.33, relativo ai knick-point correlati ai terrazzi marini di 125 ka, si nota una discrepanza tra le paleo-quote alla foce del paleo-profilo del bacino n° 4 e n° 6. La paleo-quota alla foce del primo risulta meno elevata (- 45 m) rispetto alla quota dell'inner-edge della corrispondente superficie terrazzata marina, mentre la paleo-quota alla foce del secondo risulta di molto più alta (+

75 m) per una differenza totale di 120 m. Escludendo la presenza di una struttura tettonica trasversale alla costa e posta tra i due bacini che determina un displacement totale di 120 m dei knick-point omologhi nei due bacini, la divergenza tra quote dei terrazzi marini e quote predette della proiezione dei long profile sarebbe da collegare a processi di cattura fluviale che hanno portato ad una importante variazione di area dei bacini. Partendo dalla relazione 2.8 la proiezione alla foce del paleo-thalweg dipende direttamente dalle variazioni di area di drenaggio. Infatti, pensando ad incrementi costanti di distanza lungo il long profile, un aumento di area di drenaggio si traduce in una diminuzione di  $dz$  per il tratto corrispondente del profilo ricostruito e cioè una diminuzione della variazione di quota da apportare alla ricostruzione del paleo-profilo. Viceversa, una perdita di area di drenaggio determina una deflessione negativa nell'andamento della ricostruzione del paleo-profilo. Mantenendo costanti i valori di  $k_s$  e di  $\theta$ , ricavati graficamente dal LogA-LogS Plot per il tratto di paleo-profilo a monte del knickpoint considerato, si avrà che ad un aumento dell'area di drenaggio corrisponderà una diminuzione generale dello Slope (S) e quindi una divergenza positiva della proiezione della paleo-quota alla foce del paleo-profilo ricostruito; viceversa la diminuzione di area di drenaggio causerebbe un aumento delle variazioni discrete di  $dx$  nella ricostruzione del paleo-thalweg e quindi un generale aumento dello Slope (S), con conseguente diminuzione della paleo-quota proiettata alla foce del paleo-profilo.

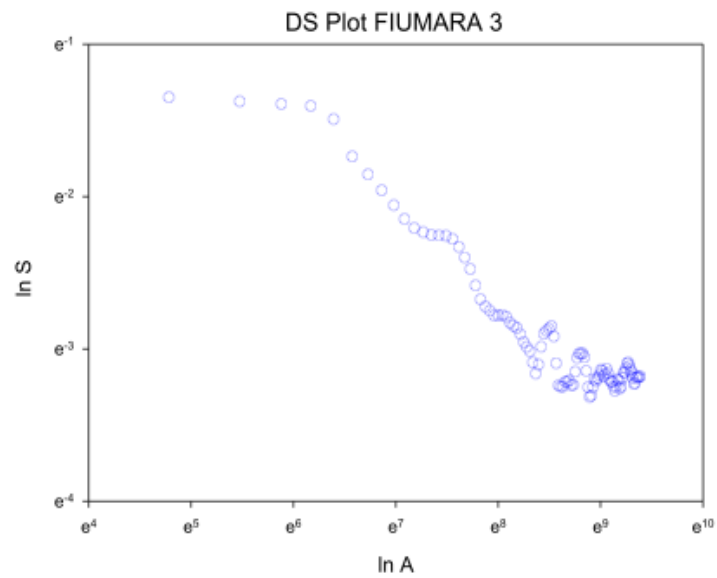
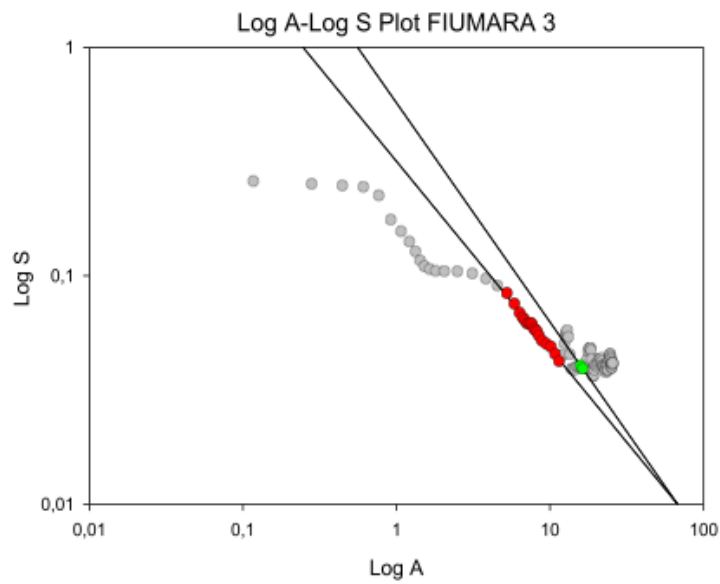
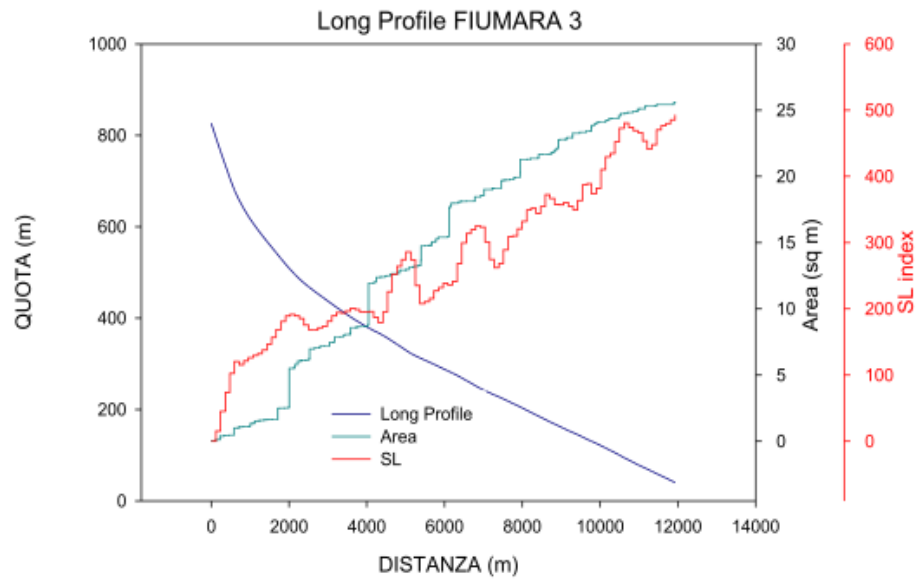
In definitiva, le anomalie riconosciute nella ricostruzione del paleo-thalweg, possono essere ragionevolmente associate ad una discrepanza tra la paleo-area del bacino e quella attuale, attribuibile ai processi di cattura fluviale intercorsi tra l'età del paleo-profilo e l'attuale, permettendo, in alcuni casi, di stimare l'età del processo geomorfologico di cattura fluviale.



A

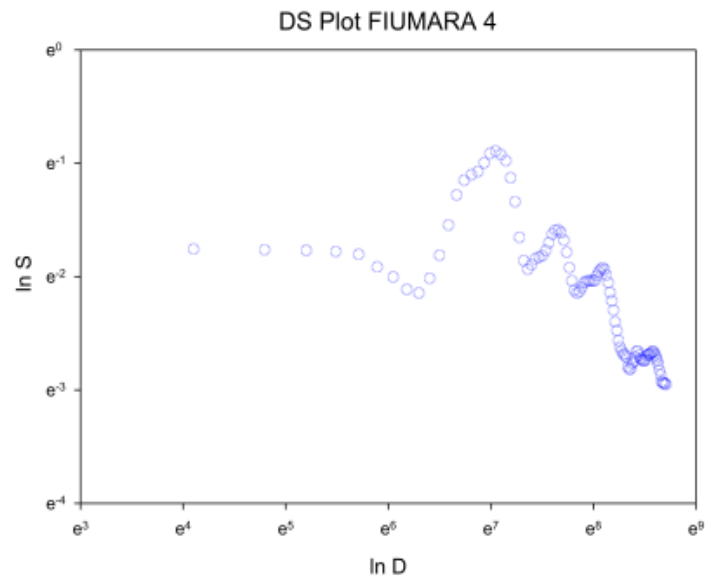
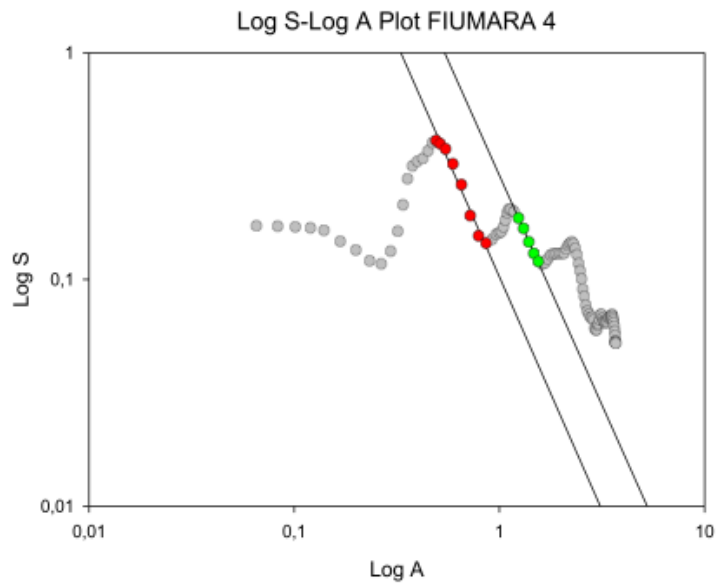
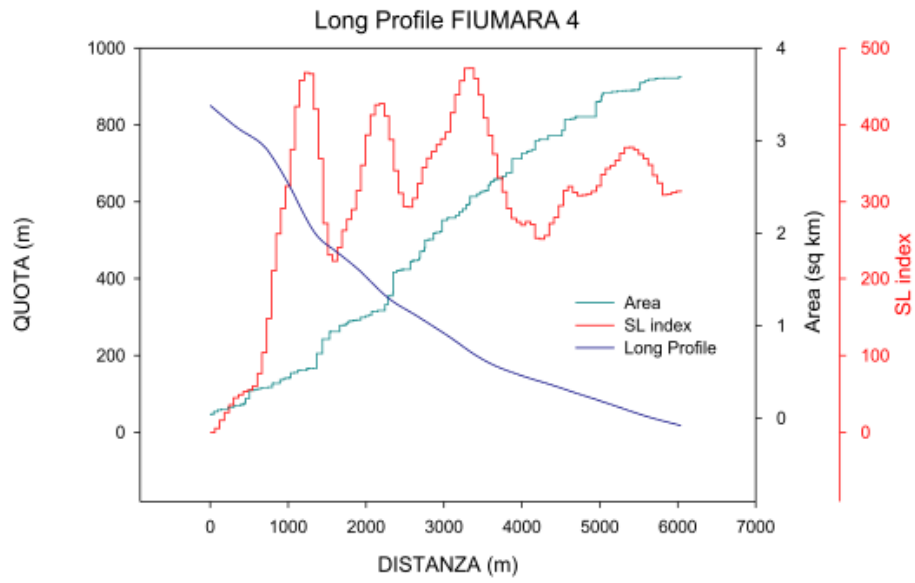


B

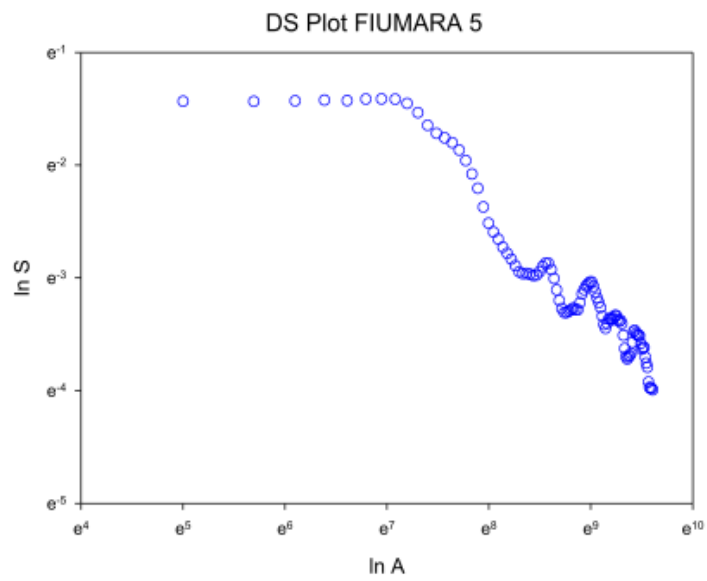
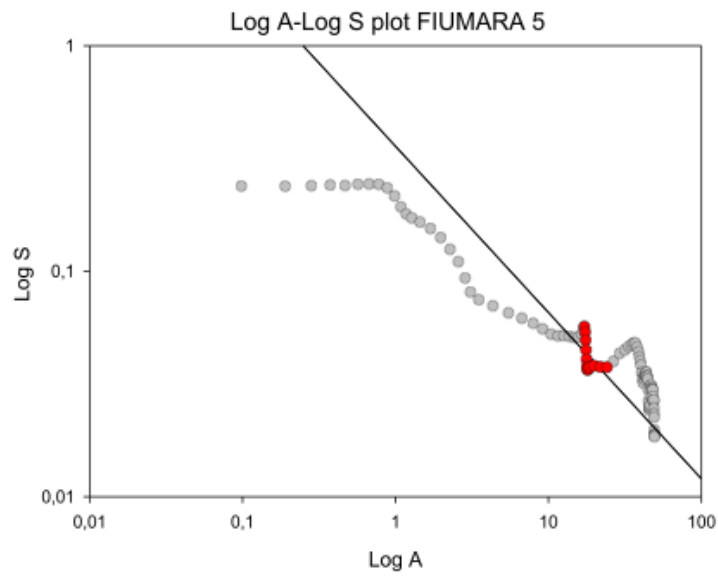
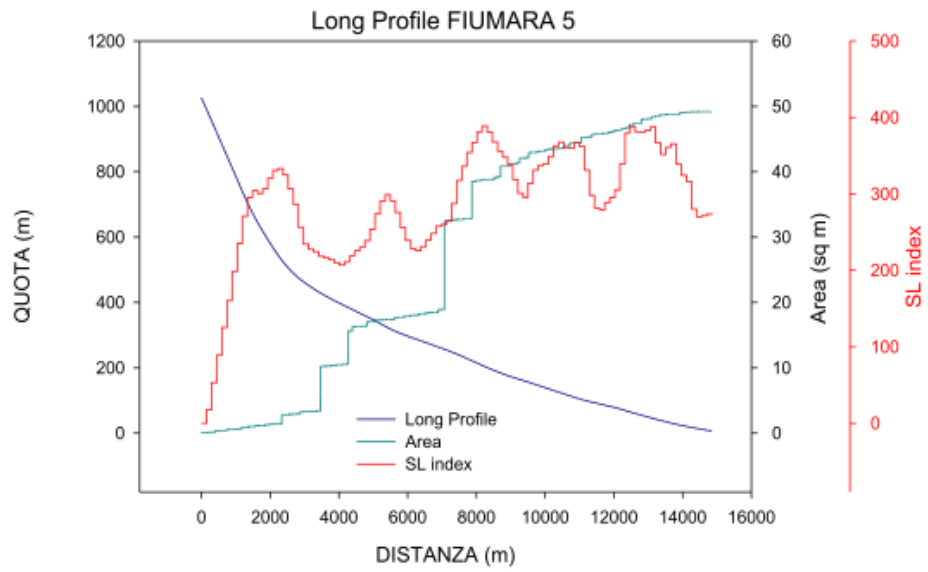


C

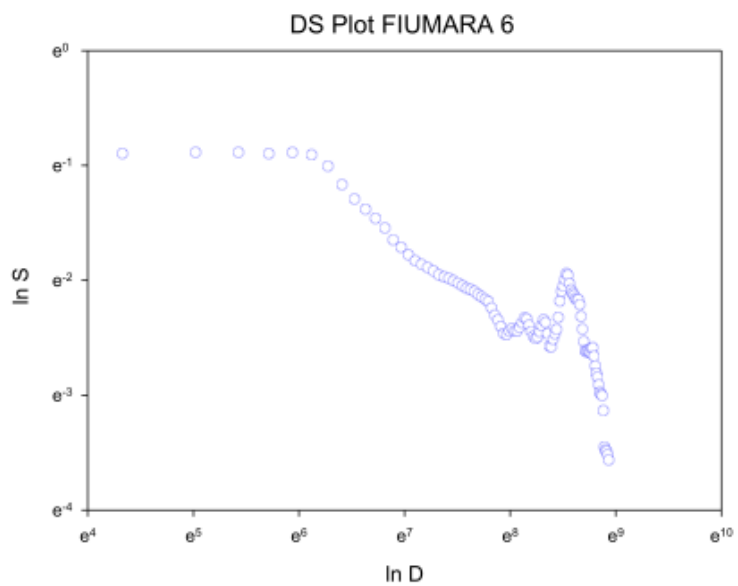
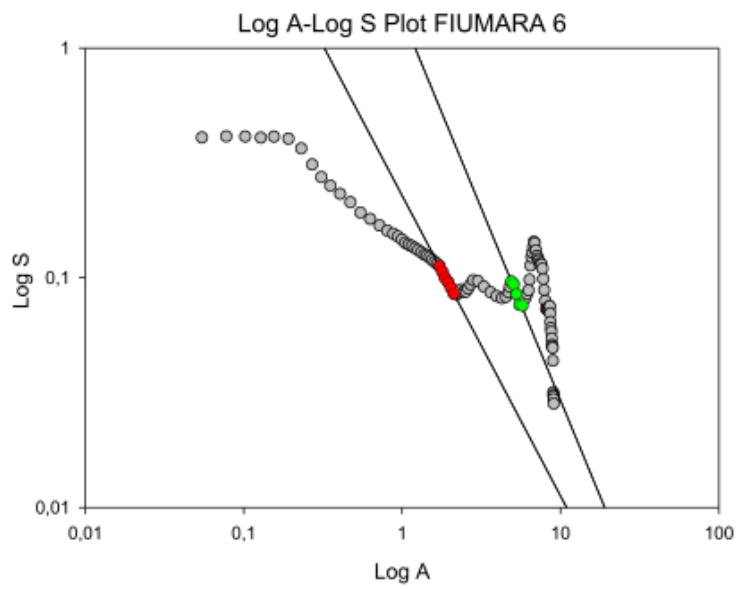
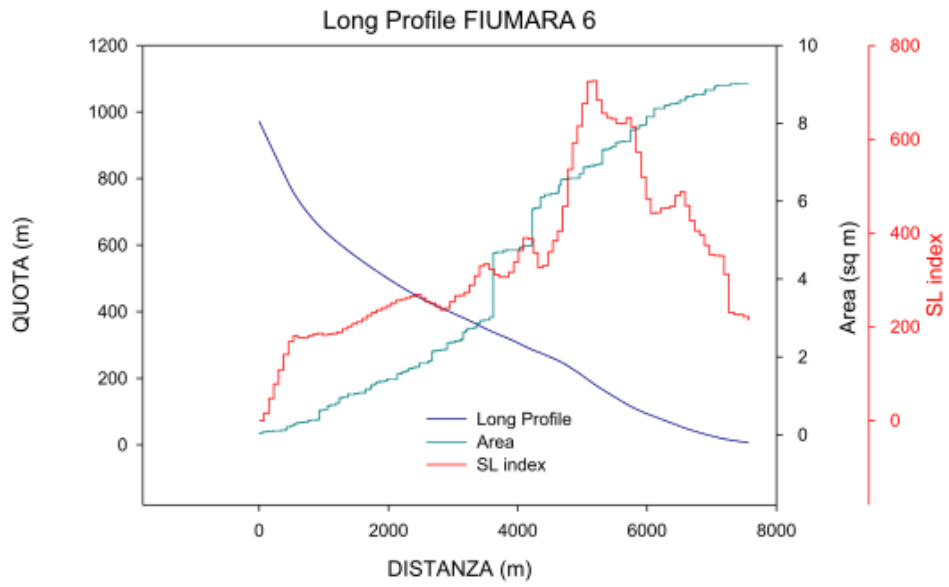




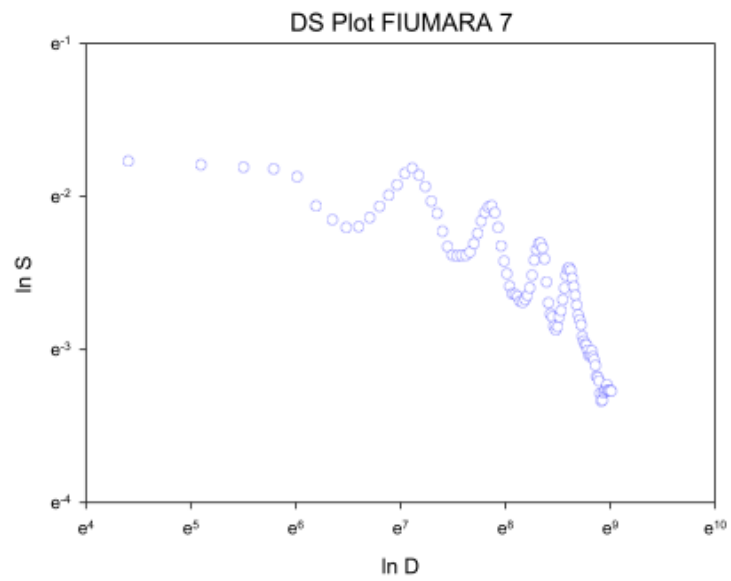
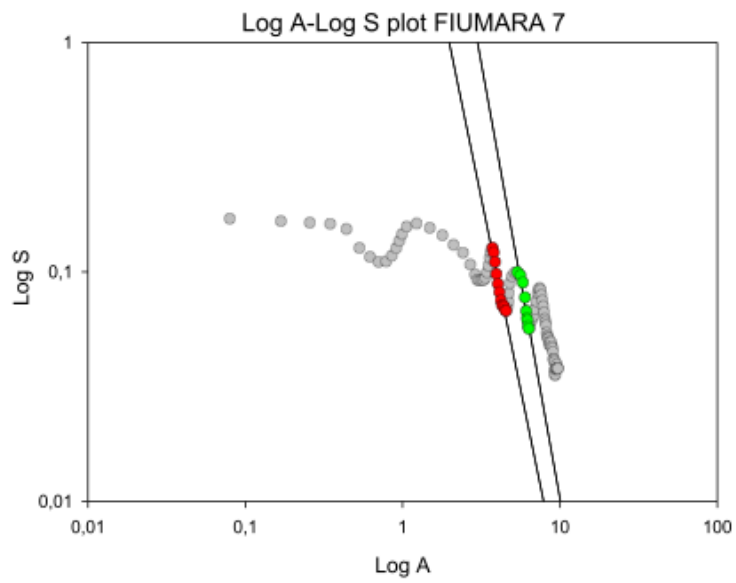
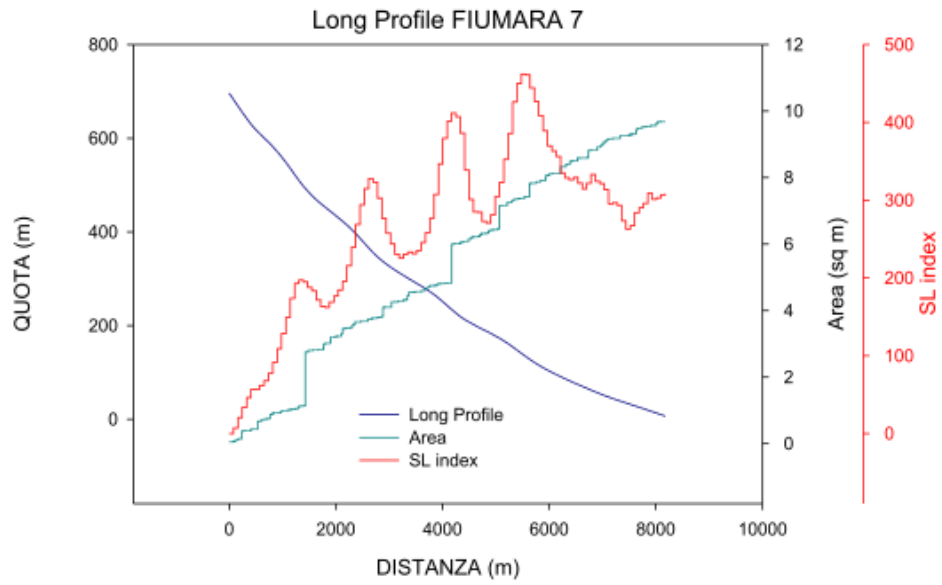
D



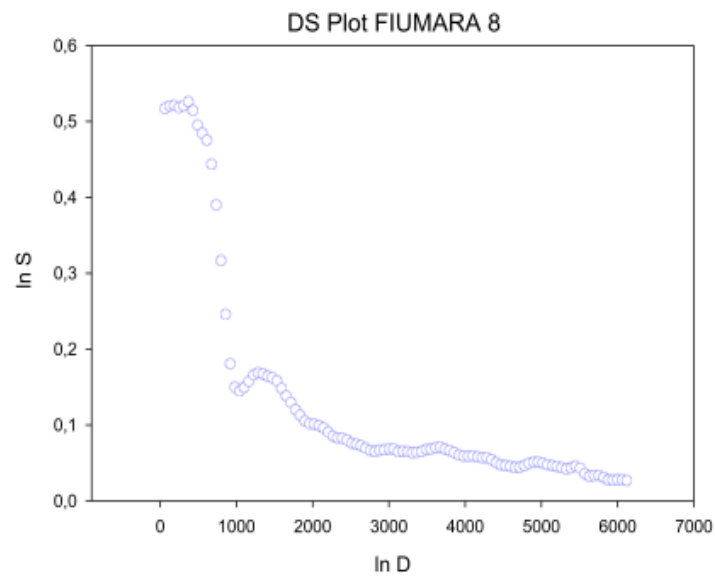
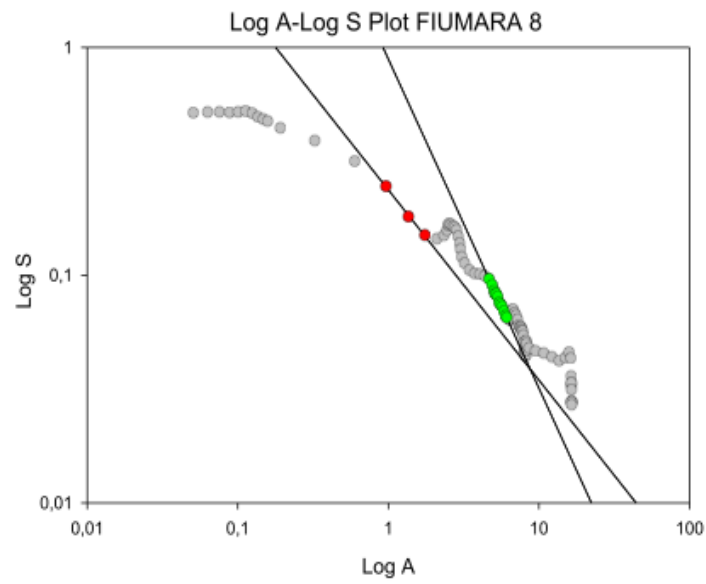
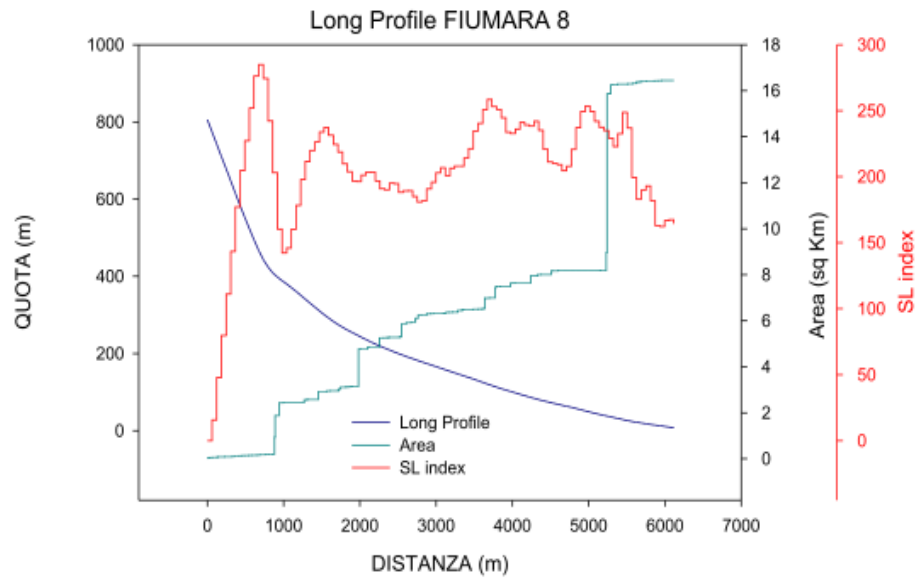
E



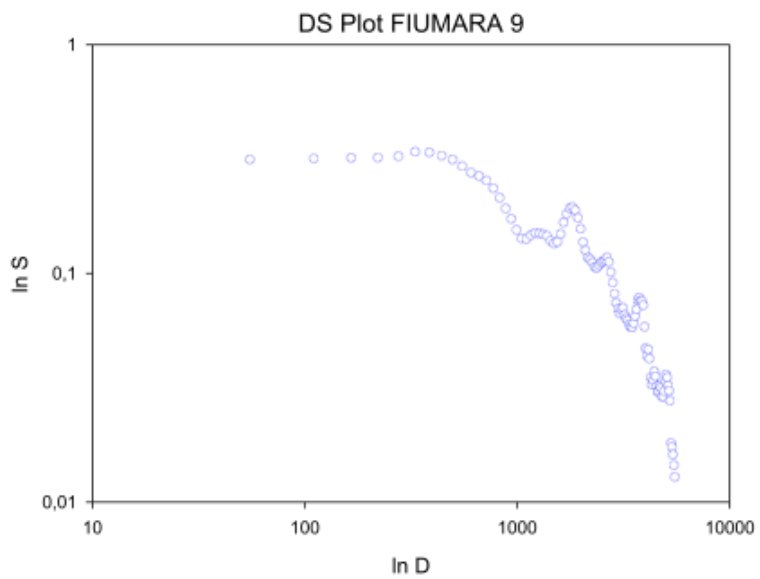
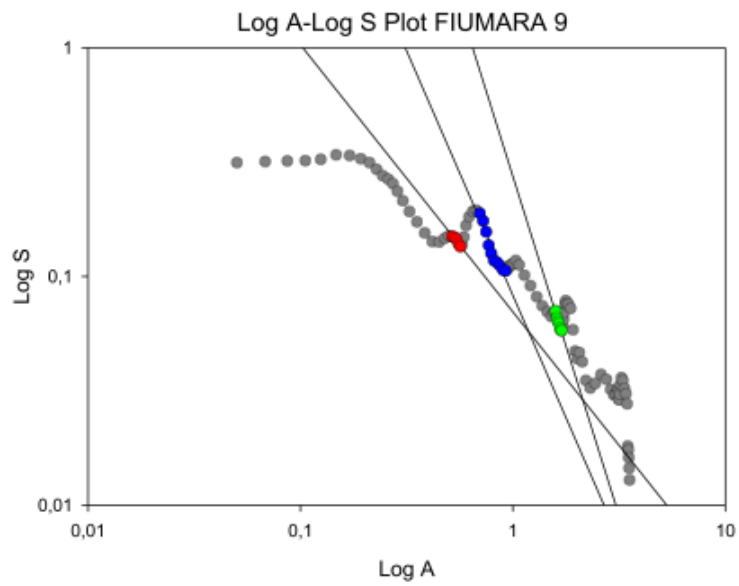
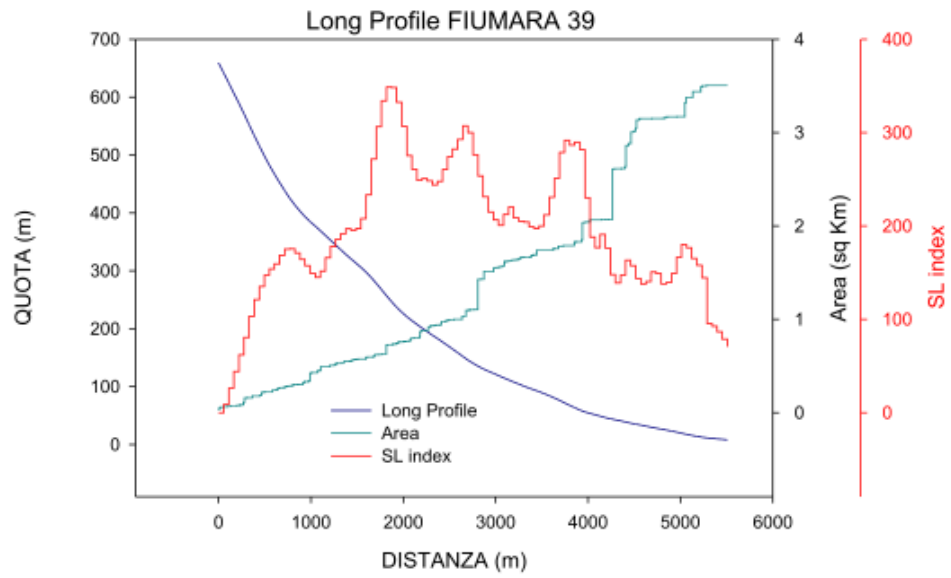
F



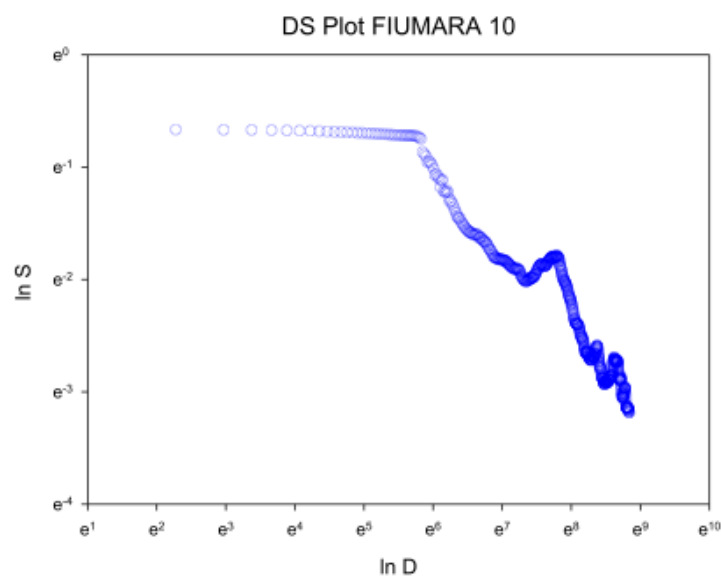
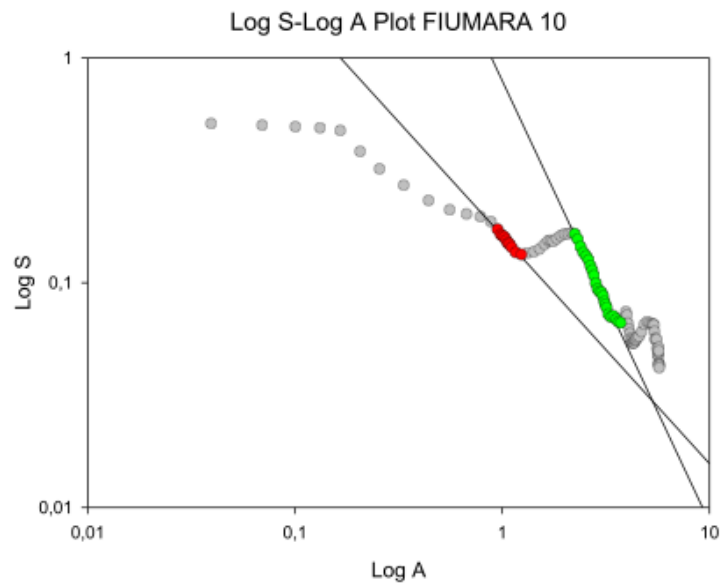
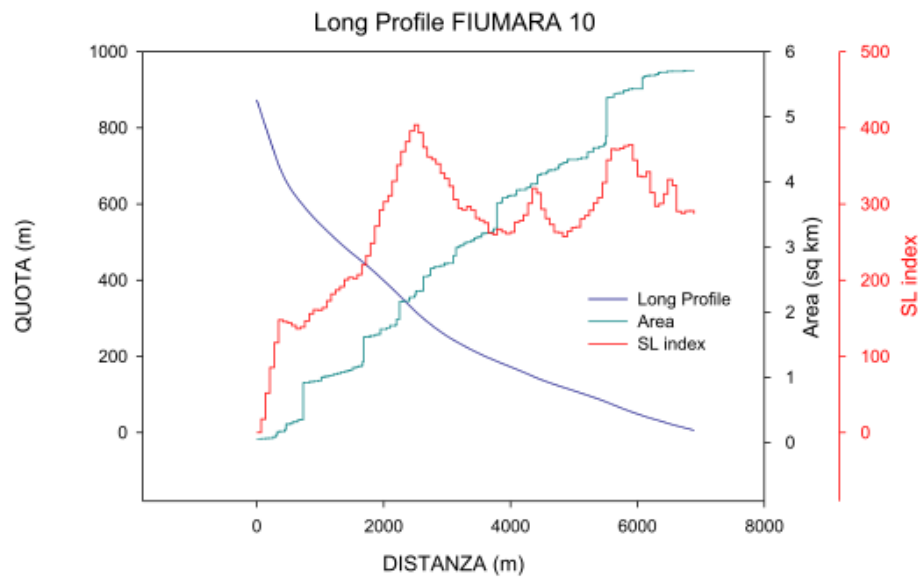
G



H



I



L

Fig 2.27: A-L) Analisi dei profili longitudinali dei bacini idrografici (Fiumare 1-10) ubicati lungo la costa ionica dell'area di studio.

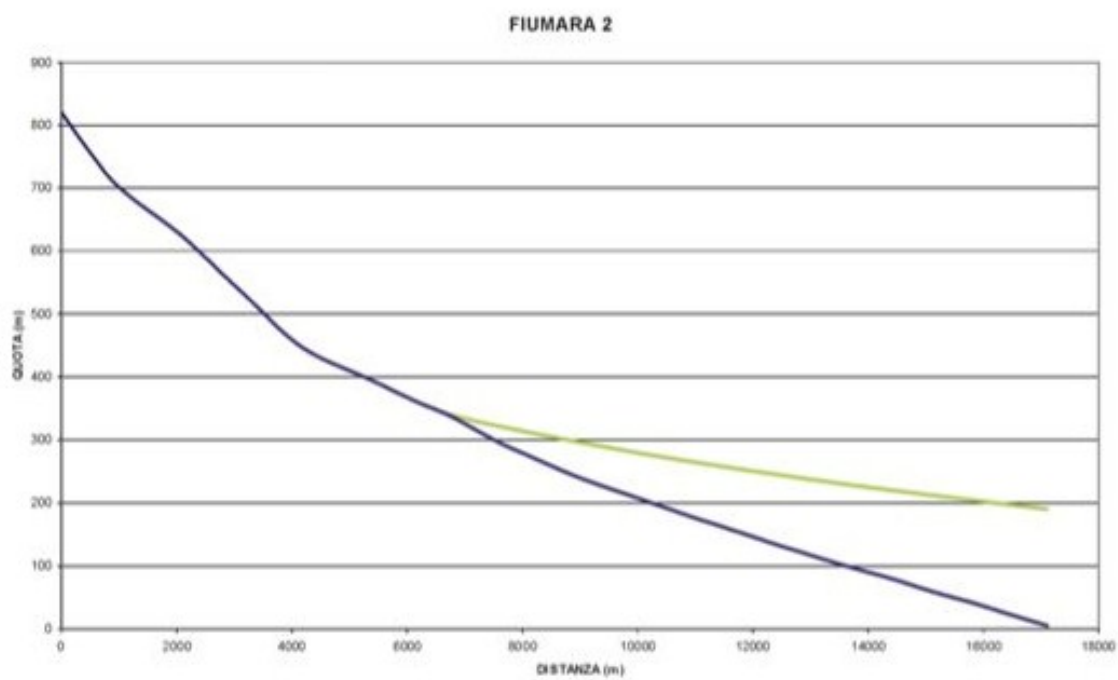
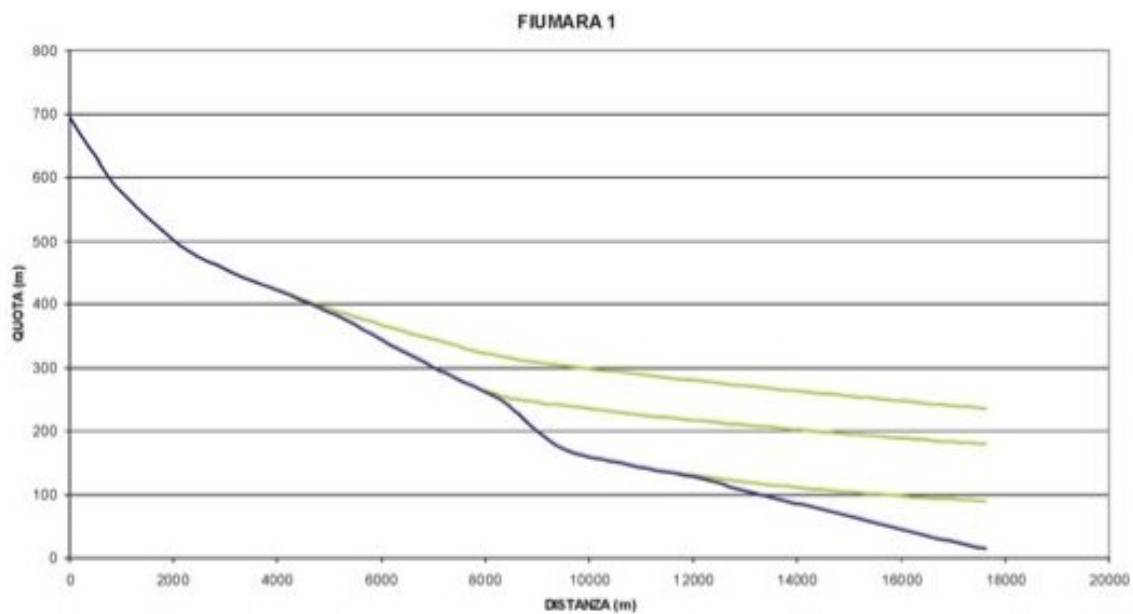


Fig. 2.28: Proiezioni dei paleo-profilo longitudinali (curva in verde) dei bacini analizzati lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale (Fiumare 1-2, vedi Fig. 2.26) dei quali viene mostrato il profilo longitudinale attuale (curva in blu).



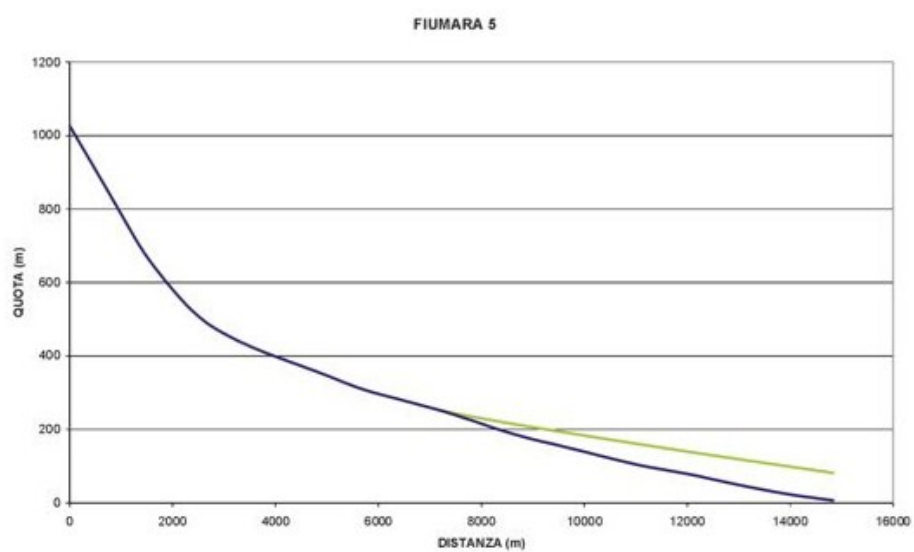
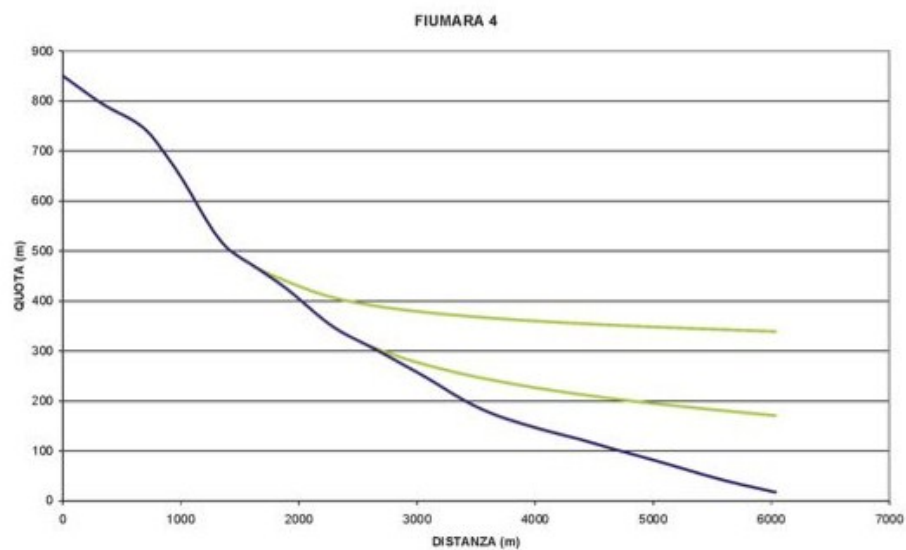
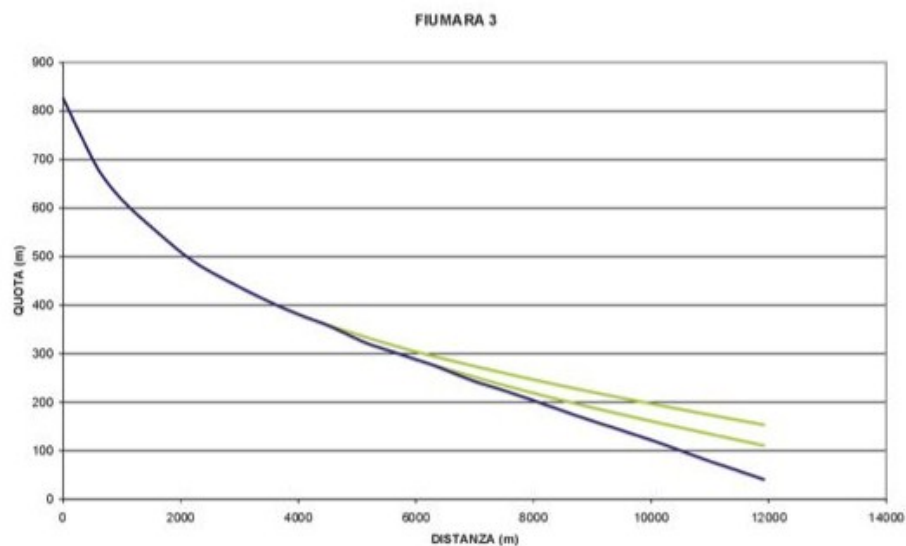


Fig. 2.29: Proiezioni dei paleo-profilo longitudinali (curva in verde) dei bacini analizzati lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale (Fiumare 3, 4, 5 vedi Fig. 2.26) dei quali viene mostrato il profilo longitudinale attuale (curva in blu).

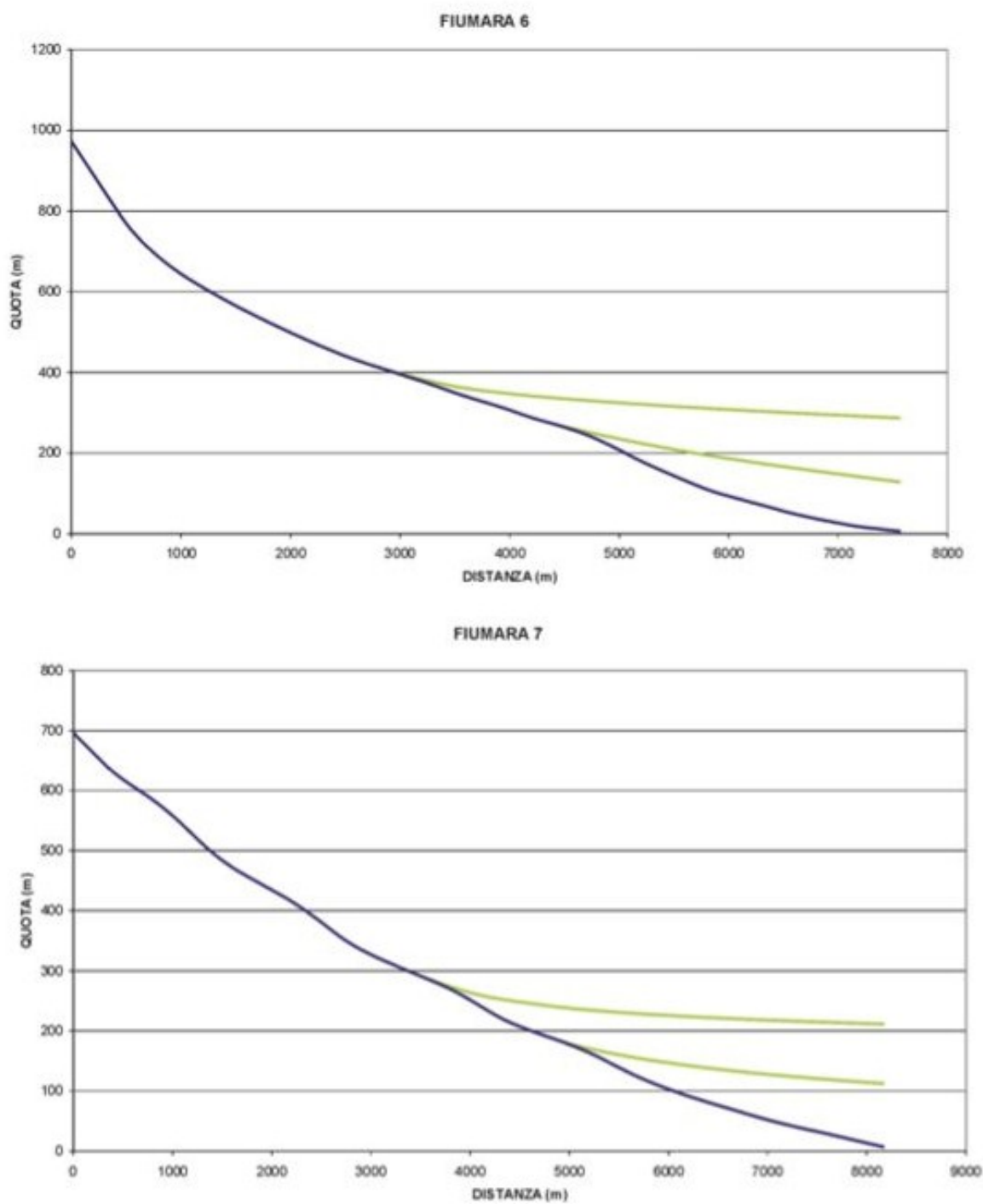


Fig. 2.30: Proiezioni dei paleo-profili longitudinali (curva in verde) dei bacini analizzati lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale (Fiumare 6, 7, vedi Fig. 2.26) dei quali viene mostrato il profilo longitudinale attuale (curva in blu).

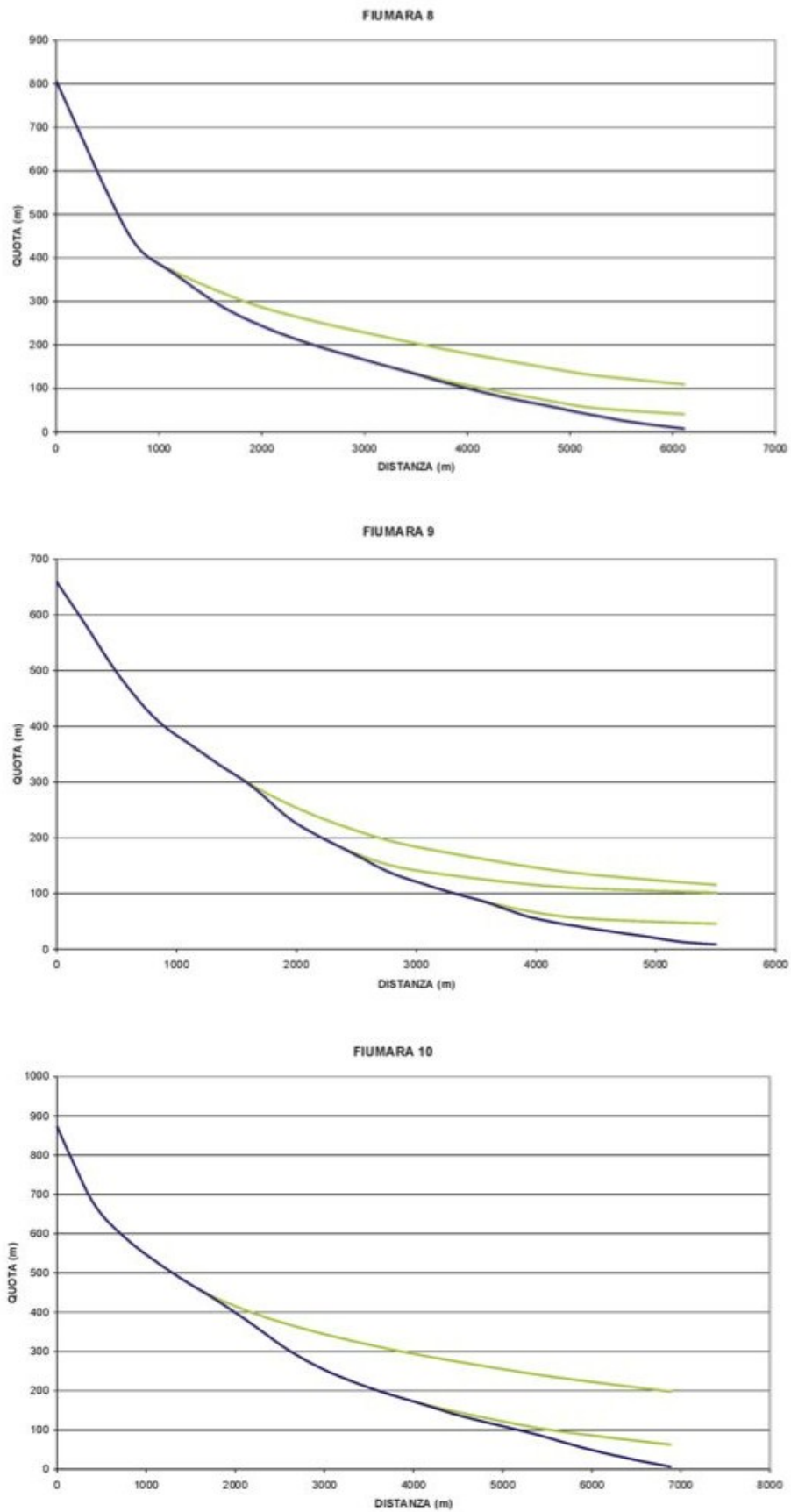


Fig. 2.31: Proiezioni dei paleo-profili longitudinali (curva in verde) dei bacini analizzati lungo la costa ionica della Sicilia nord-orientale (Fiumare 8, 9, 10, vedi Fig. 2.26) dei quali viene mostrato il profilo longitudinale attuale (curva in blu).

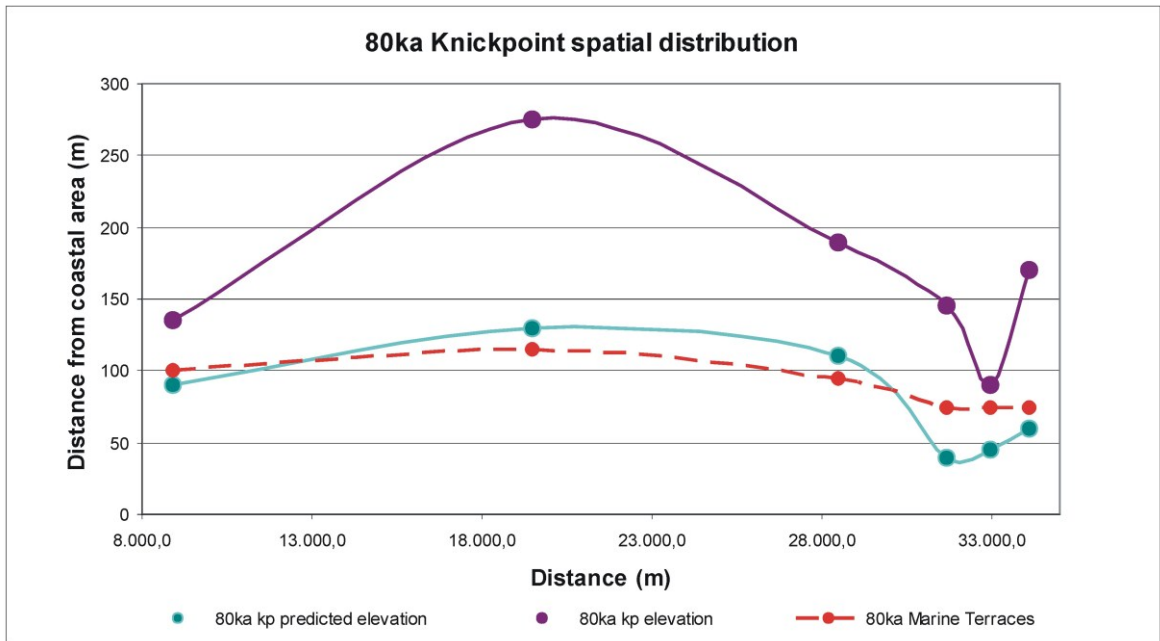


Fig. 2.32: andamento altimetrico dei knick-point (quota s.l.m.) (curva in viola) e delle proiezioni dei paleo-profili di equilibrio (curva in verde) a cui è stata attribuita una età di 80 ka, riconosciuti lungo i bacini analizzati lungo il versante ionico della dorsale peloritana. Questi dati vengono messi a confronto con le quote delle superfici di terrazzamento marino riconosciute in questo settore (Catalano e De Guidi, 2003) (curva tratteggiata in rosso).

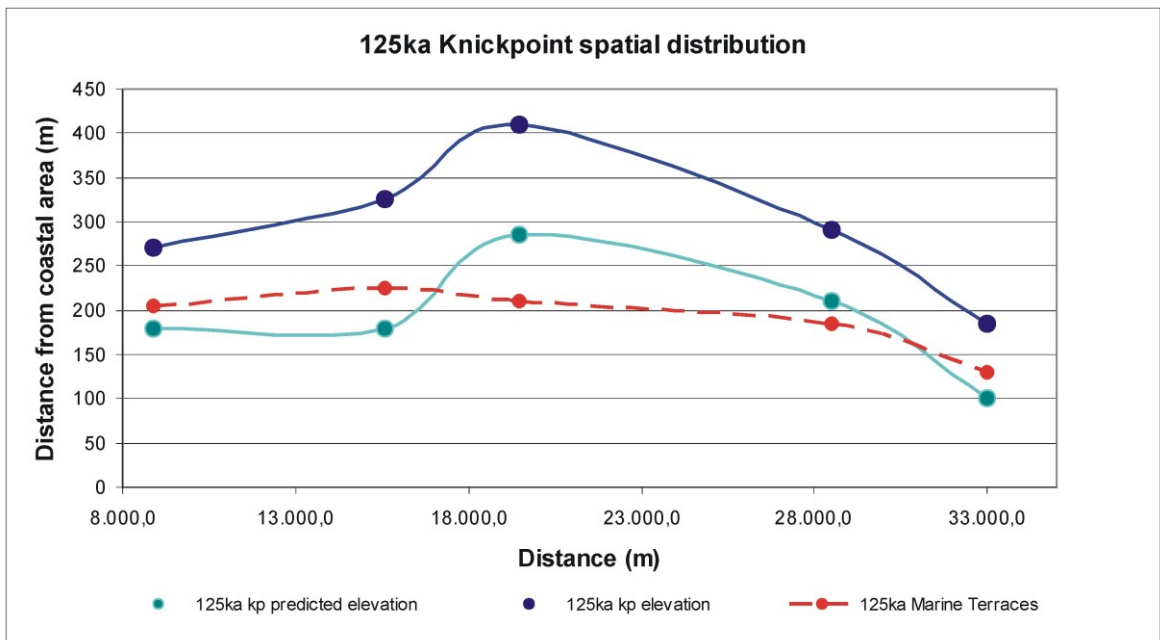


Fig. 2.33: andamento altimetrico dei knick-point (quota s.l.m.) (curva in viola) e delle proiezioni dei paleo-profili di equilibrio (curva in blu) a cui è stata attribuita una età di 125 ka, riconosciuti lungo i bacini analizzati lungo il versante ionico della dorsale peloritana. Questi dati vengono messi a confronto con le quote delle superfici di terrazzamento marino riconosciute in questo settore (Catalano e De Guidi, 2003) (curva tratteggiata in rosso).

## 17. ANALISI IPSOMETRICA

L'analisi del reticolo idrografico ha riguardato anche la determinazione delle curve ipsometriche (Strahler, 1952) che fornisce utili informazioni riguardo le relazioni esistenti tra rilievo e attività del sistema di drenaggio. La costruzione delle curve ipsometriche, in Sicilia nord-orientale, è stata affrontata per tutta una serie di bacini ricadenti sia sul versante tirrenico che lungo la costa ionica dell'area di studio, con particolare riferimento ai bacini posti in prossimità o attraversati da faglie attive e quindi direttamente interessati da deformazione tettonica locale. In particolare le curve ipsometriche permettono di ottenere informazioni riguardanti la distribuzione delle quote all'interno di un'area, che nel caso specifico corrisponde all'area dei bacini idrografici analizzati. Il grafico della curva ipsometrica mostra sull'asse delle ascisse l'area del bacino idrografico e sulle ordinate le quote e mostra come variano le quote all'aumentare dell'area del bacino. In altri termini la curva ipsometrica di un bacino idrografico indica l'estensione areale di quella parte di bacino idrografico che si trova al di sopra di una specifica quota. Per esempio, in prossimità delle linee di displuvio si rinvergono le quote più alte del bacino idrografico a cui corrisponde un basso valore di area; ciò indica che solo una piccola porzione del bacino idrografico si trova al di sopra di tali quote. Viceversa, in prossimità della foce alla totalità dell'area del bacino corrispondono quote basse tendenti a zero, indicando quindi che la totalità del bacino idrografico si trova a quote superiori a quelle del livello del mare. Dal confronto delle curve ipsometriche ottenute con le curve ipsometriche di riferimento è possibile stimare il grado di evoluzione del bacino. Come mostrato in Fig. 1.31, la curva C descrive uno stadio giovanile del bacino idrografico, che risulterà caratterizzato da un sistema di drenaggio che incide attivamente e da un rilievo in erosione, piuttosto immaturo e rugoso. Alla curva B invece, corrisponde uno stadio di maturità del bacino al quale corrisponde uno stato di equilibrio morfodinamico. Infine, la curva A rappresenta lo stadio senile dell'evoluzione del bacino, contrassegnato da un paesaggio prossimo al livello di base e molto blando.

In Sicilia nord-orientale, nel caso del settore occidentale dell'area di studio, la determinazione delle curve ipsometriche è stata condotta sulla base delle informazioni di carattere geometrico e topografico dei vari bacini idrografici, estrapolate direttamente dal GIS, mentre per il settore orientale si è fatto riferimento agli strumenti di analisi geomorfologica di cui è dotato il software Adb Toolbox, i quali permettono di estrapolare direttamente dal DEM di input la curva ipsometrica di ogni bacino.

Nel primo caso, per la determinazione della curva ipsometrica caratteristica è stata sviluppata una procedura di calcolo costituita da una serie di comandi gestiti automaticamente dal software GIS Geomedia Professional. In primo luogo, l'area del bacino è stata suddivisa secondo le singole curve di livello con 10 metri di equidistanza, permettendo di ricavare i valori delle aree del bacino poste a monte di ogni curva di livello considerata. Le informazioni geometriche così ottenute, unitamente ai valori di quota associata, sono state riversate su un foglio di calcolo, tramite il quale i dati sono stati processati ed impiegati per la costruzione delle curve ipsometriche dei vari bacini.

Per la realizzazione di tali curve non si è tenuto conto dell'ordine gerarchico dei bacini, essendo stati coinvolti bacini idrografici dal III al VII ordine. Alcuni di questi sono stati tenuti in debita considerazione in quanto interamente attraversati da faglie normali attive o in ogni caso con orientazione trasversale a queste, mentre altri sono stati selezionati in quanto semplicemente ricadenti nell'area di analisi.

In particolare, per il settore occidentale (Figg. 2.34, 2.35) le curve dei bacini di III e di IV ordine sembrano essere più sensibili alla presenza, al loro interno, di faglie tettoniche attive che hanno determinato una variazione nella distribuzione delle quote, così come deducibile dall'andamento delle curve ipsometriche di questi bacini. Il loro andamento, se confrontato con le curve di riferimento degli stadi evolutivi dei bacini idrografici (Fig. 1.31), si presenta totalmente al di sopra della curva riferita allo stadio di maturità del paesaggio (curva B in Fig. 1.31) ed in alcuni casi prossima alla curva dello stadio giovanile (curva C in Fig. 1.31). Alcuni bacini attraversati da faglie, presentano curve ipsometriche caratterizzate da un andamento irregolare in cui si osserva un settore a monte, corrispondente al footwall della faglia che interessa il bacino, più ringiovanito del tratto a valle, corrispondente all'hanginwall. Se si tiene anche in considerazione l'andamento delle curve ipsometriche che sono state determinate per i bacini di ordine maggiore, si nota un generale ringiovanimento che per i bacini di ordine maggiore al VI risulta sempre meno pronunciato e addirittura corrispondente alla curva dello stadio maturo, come nel caso del bacino della Fiumara Zapulla di ordine VII. Tale evidenza suggerisce che man mano che l'estensione del bacino idrografico aumenta, nel complesso la distribuzione delle quote risente sempre meno della deformazione tettonica locale legata a movimenti lungo singole strutture, rimarcando l'importanza di considerare l'ordine gerarchico significativo.

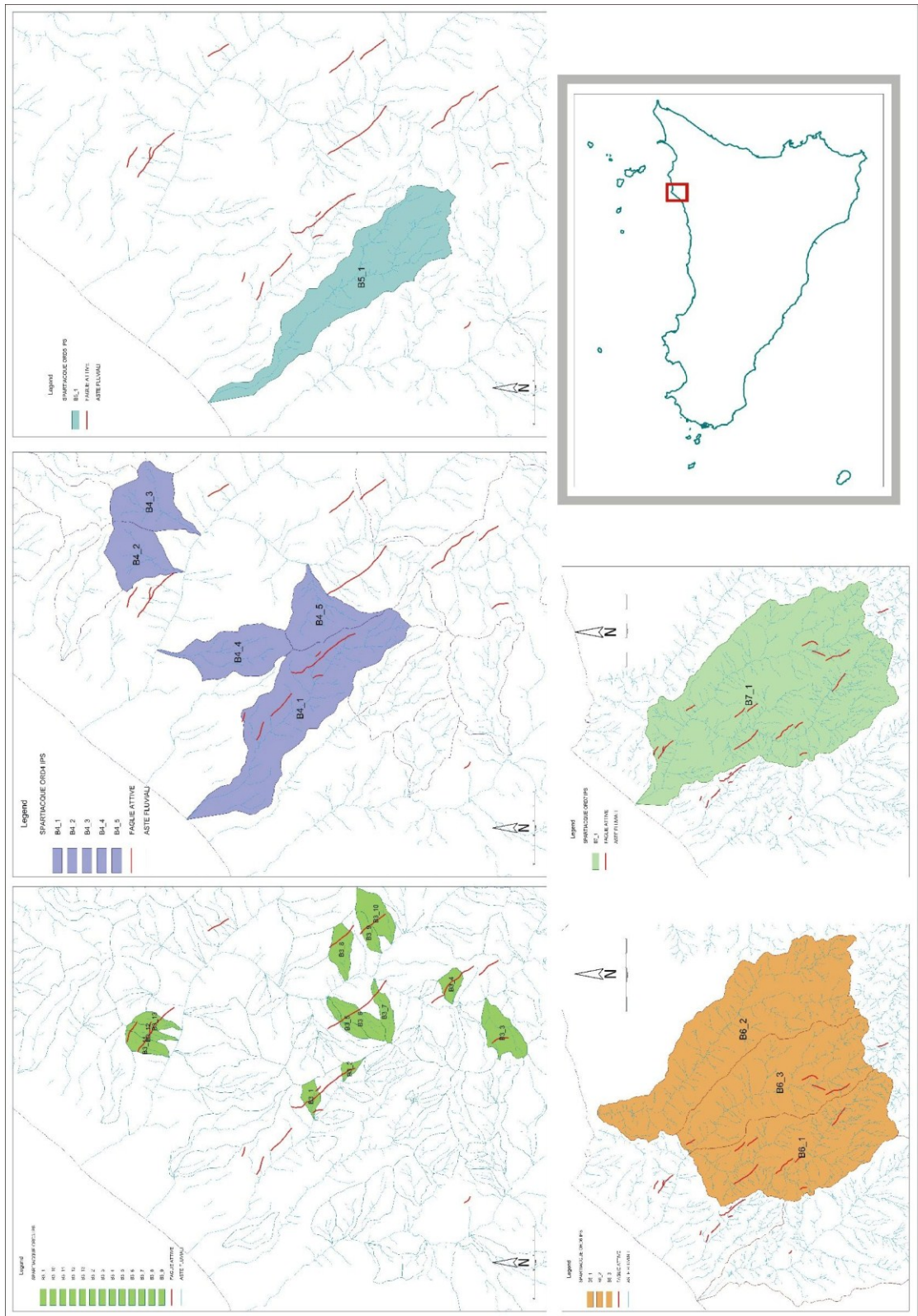


Fig. 2.34: bacini idrografici del settore nord-occidentale dell'area di studio per i quali è stata condotta l'analisi ipsometrica.

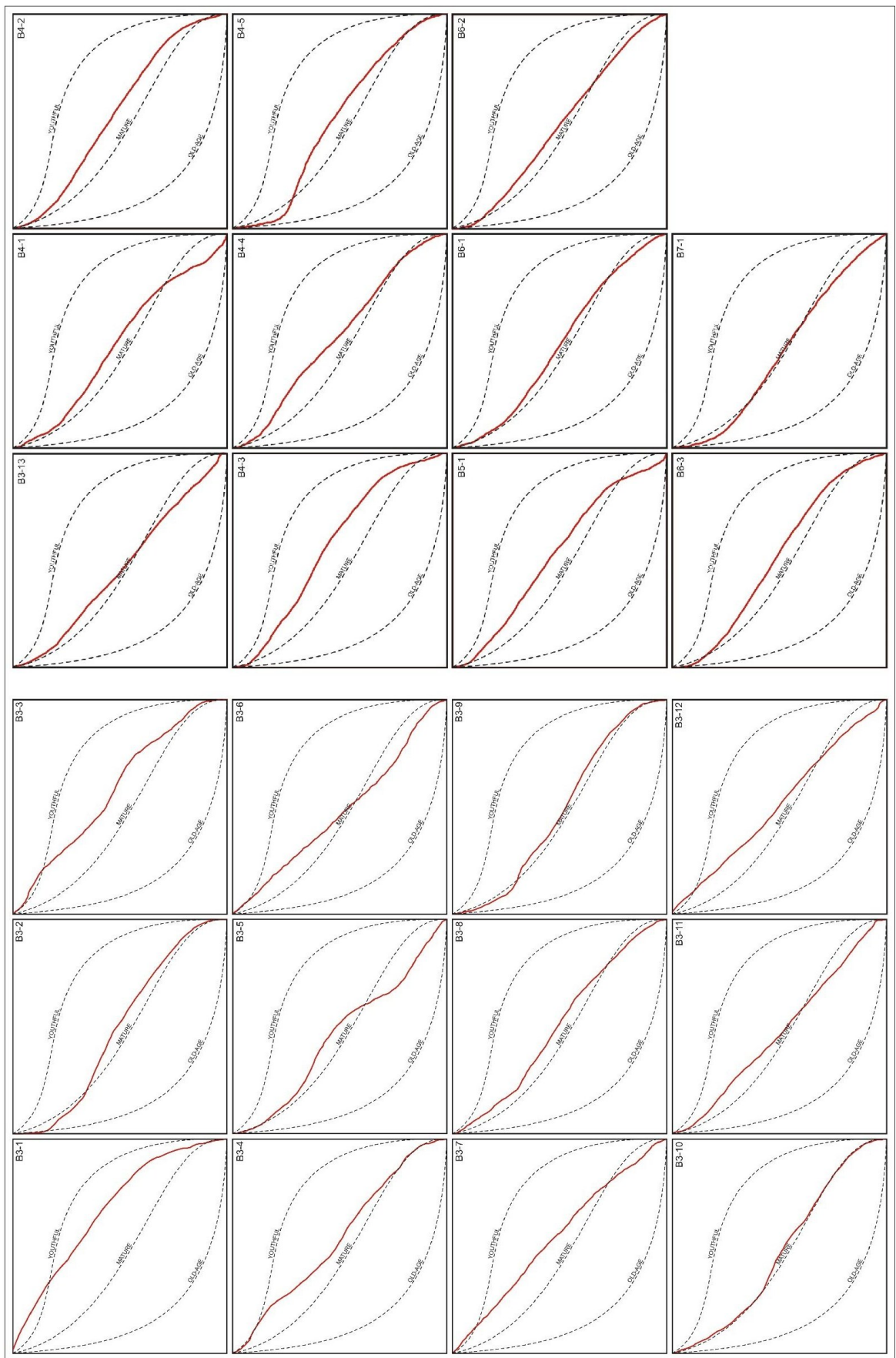


Fig. 2.35: curve ipsometriche dei bacini del settore nord-occidentale dell'area di studio, mostrati in Fig. 2.34.



Per quanto riguarda il settore ionico della Sicilia nord-orientale, le curve ipsometriche sono state costruite tramite l'utilizzo del software Adb Toolbox, dotato di appositi strumenti che consentono di ottenere automaticamente le curve ipsometriche (Fig. 2.36b), l'integrale ipsometrico che caratterizza il bacino analizzato ed i valori di quota minima, media e massima raggiunta all'interno del bacino.

La procedura di calcolo è stata condotta per 6 bacini idrografici di differente estensione e di differente ordine gerarchico, che ricadono nell'area compresa tra la foce del Fiume Alcantara e l'abitato di Roccalumera (Fig. 2.36a). Le curve ricavate per questi bacini mostrano un andamento confrontabile con quello della curva B della Fig. 1.31, relativa allo stadio di maturità del bacino, prossimo all'equilibrio dinamico. Nel dettaglio, alcuni bacini disegnano una curva convessa più pronunciata delle altre, mostrando una leggera tendenza alla curva C della suddetta Fig. 1.31, indicante ringiovanimento.

Inoltre, un'altro risultato ottenuto da tale analisi consiste nella constatazione della relazione inversa esistente tra il valore assunto dall'integrale ipsometrico e l'area del bacino (Fig. 2.37). Dei sei bacini analizzati, tre di questi, posti più a sud, presentano un'estensione areale minore rispetto ai bacini più settentrionali. Ai primi corrispondono valori dell'integrale ipsometrico inferiori a 0.50, mentre ai bacini a nord valori prossimi a 0.45. Ciò va spiegato considerando che ad un bacino di dimensioni maggiori corrisponde un quantitativo d'acqua maggiore e conseguentemente una maggiore capacità erosiva del sistema idrico, che porterà ad un decremento generale dell'integrale ipsometrico e del grado di ringiovanimento del rilievo.

Quest'analisi ha permesso di accertare la validità della determinazione dell'integrale ipsometrico sulla base di una griglia di calcolo a maglie quadrate di area costante, come già descritto a proposito dell'analisi del rilievo, la quale permette di prescindere dalle caratteristiche geometriche dei bacini idrografici. Inoltre, questa analisi permette di evitare equivoche interpretazioni dei dati plottati sul grafico di Fig. 2.37, per i quali si potrebbe ipotizzare la presenza di una struttura tettonica trasversale alla costa ed immergente verso i quadranti settentrionali e capace di determinare la variazione dei valori dell'integrale ipsometrico dei bacini analizzati.

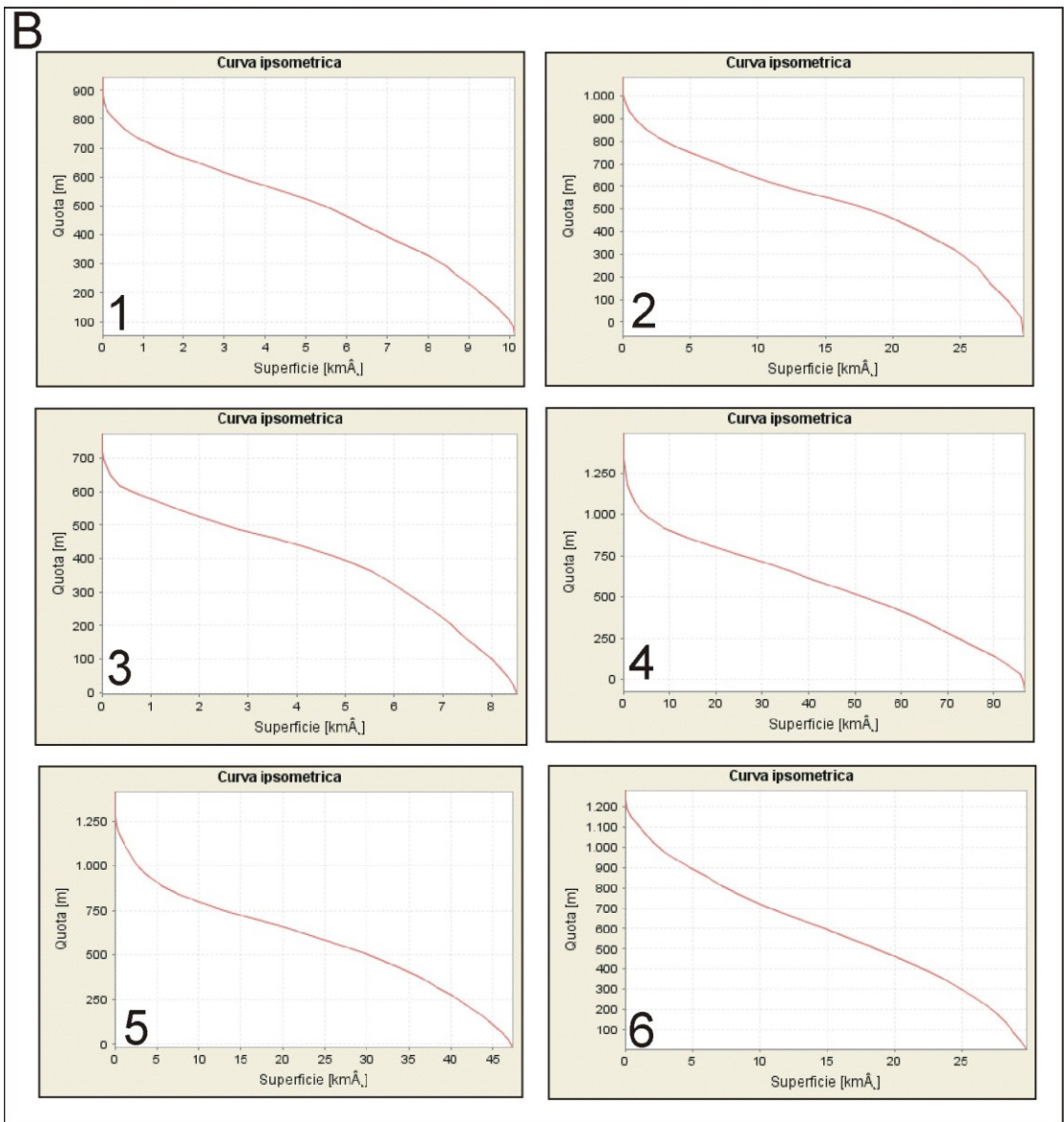


Fig. 2.36: curve ipsometriche (B) ricavate per i bacini ubicati lungo la costa ionica dell'area di studio (A).

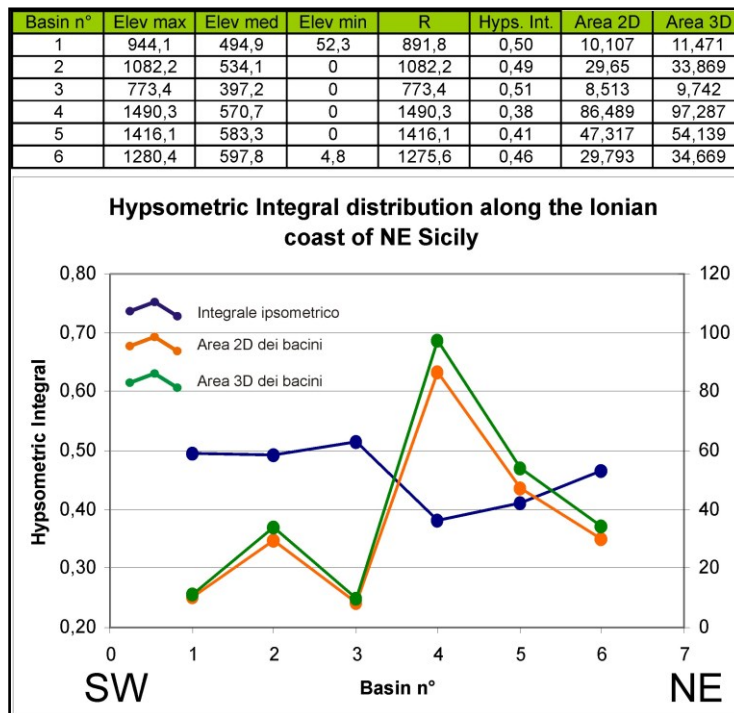


Fig. 2.37: andamento dell'integrale ipsometrico calcolato per i bacini del versante ionico della Sicilia nord-orientale nel tratto compreso tra la foce del Fiume Alcantara e l'abitato di Roccalumera (curva in blu). Le linee in verde e in arancione si riferiscono ai valori di area dei bacini in 3d e in 2d rispettivamente.

In definitiva, l'analisi ipsometrica alla scala del bacino idrografico, finalizzata a studi di neotettonica, risulta valida quando quest'ultimo è direttamente ed estesamente interessato da deformazioni tettoniche lungo singole strutture, come suggerito dalle curve ipsometriche dei bacini del settore occidentale dell'area di studio. Inoltre, l'evidenza delle relazioni esistenti tra l'estensione areale dei bacini idrografici ed il valore dell'integrale ipsometrico, suggerisce l'importanza di condurre tale tipologia di analisi per bacini arealmente confrontabili e più omogeneamente distribuiti nel territorio, prediligendo i bacini di ordine gerarchico significativo o addirittura maglie di analisi ad estensione costante.

## 18. NOTE

In corrispondenza del settore occidentale dell'area di analisi, è stato affrontato uno studio più dettagliato sulla distribuzione del rilievo, considerando come bacino di analisi il bacino di ordine VII della F.ra Zappulla. Tale analisi ha permesso di ottenere differenti curve relative alle quote minime, medie, massime, delle differenze e dell'integrale ipsometrico delle varie sezioni in cui l'area del bacino stesso è stata suddivisa secondo segmenti costruiti, con passo 200 m, trasversalmente alla orientazione rappresentativa del bacino. Per ogni singolo poligono che ne è risultato è stato interrogata la porzione corrispondente della griglia di riferimento del DEM, al fine di ottenere le informazioni altimetriche necessarie per condurre l'indagine. Questa ha permesso di conoscere in maniera dettagliata la distribuzione del rilievo e l'andamento dell'integrale ipsometrico all'interno del bacino idrografico (Fig. 2.38).

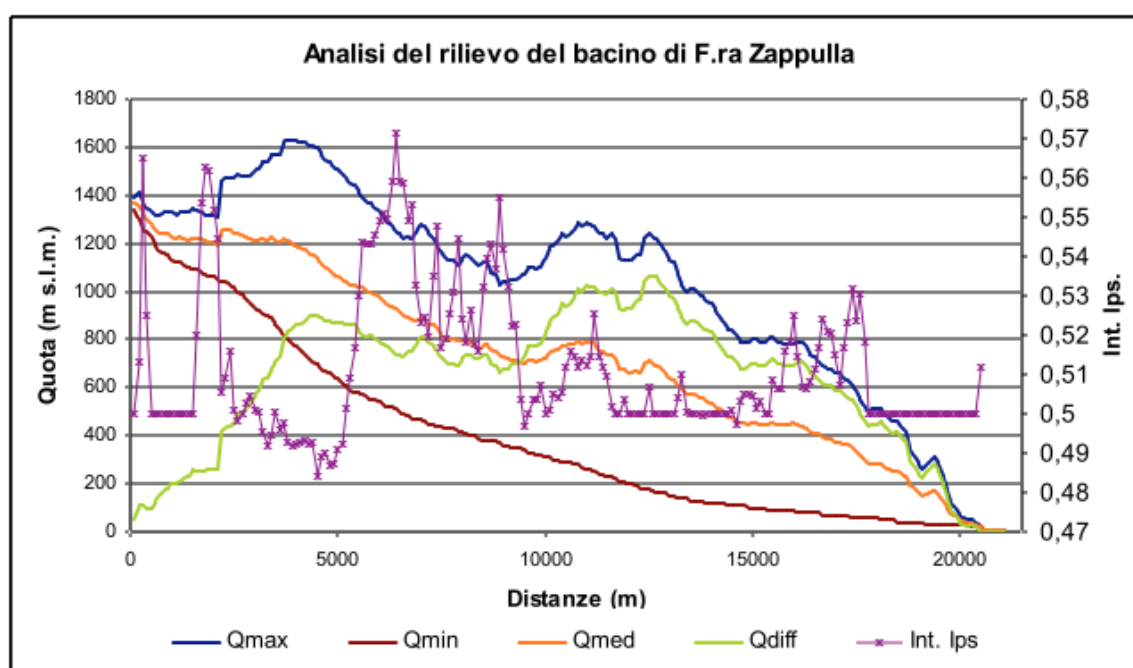


Fig.2.38: grafico mostrante i risultati dell'analisi del rilievo che è stata condotta a scala di bacino per la F.ra Zappulla.

Innanzitutto, dal grafico si nota che la curva dei minimi approssima l'andamento del profilo longitudinale dell'asta principale del bacino analizzato che mostra la presenza di un knick-point molto pronunciato posto a quota di circa 1000 metri s.l.m. e una knick-zone riconoscibile a quota inferiore, a circa 300 m s.l.m.. Inoltre, il grafico ottenuto evidenzia la relazione tra l'andamento della curva dei massimi, la curva dei minimi e la distribuzione dell'integrale ipsometrico. I picchi della curva dei massimi corrispondono alla presenza di

un paesaggio in rilievo ereditato, in corrispondenza del quale la migrazione dei knick-point verso monte determina la diminuzione dei valori dell'integrale ipsometrico, come osservabile in corrispondenza del knick-point stesso. In maniera complementare si assiste ad un incremento dei valori dell'integrale ipsometrico subito a valle di quest'ultimo, marcando come alla migrazione verso monte di un knick-point sia legato un ringiovanimento del paesaggio subito a valle di questo. Da tale grafico è anche possibile risalire al valore dell'integrale ipsometrico caratteristico del bacino, che nel caso del bacino della F.ra Zappulla assume un valore di 0.51, ricavabile mediando i singoli valori di dell'integrale ipsometrico ricavati per i vari tratti di bacino.

In definitiva, tale tipologia di analisi permette di ottenere in maniera speditiva, e dettagliata allo stesso tempo, informazioni relative alla presenza di anomalie nel profilo longitudinale dei corsi d'acqua, informazioni relative alla distribuzione del rilievo all'interno di ogni singolo bacino idrografico, un dettaglio maggiore della distribuzione dei settori a maggiore ringiovanimento morfologico e permette di determinare il valore caratteristico dell'integrale ipsometrico del bacino analizzato.

Questa analisi non è stata estesa alla totalità dei bacini idrografici trattati in questo studio in quanto è stata finalizzata principalmente alla comprensione degli effetti alla scala del bacino dell'evoluzione dei knick-point sul rilievo e a testare la stessa metodologia di investigazione, che potrebbe essere messa a punto e applicata a gli altri bacini idrografici.

## 19. CONCLUSIONI

L'analisi del rilievo, nei diversi aspetti presi in considerazione singolarmente, ha delineato un quadro morfostrutturale omogeneo e coerente direttamente imputabile ai fenomeni tettonici regionali. Gli indici calcolati per caratterizzare il rilievo risultano particolarmente significativi per delimitare una vasta area della regione, individuabile come blocco crostale indipendente denominato Blocco Mobile Peloritano (BMP), al cui contorno la distribuzione verticale dei terrazzi marini degli ultimi 600 ka, indica tassi di sollevamento uniformi nello spazio e nel tempo e superiore ( $\Delta = 0.3-0.2$  mm/a) rispetto a quello delle aree adiacenti. Tutte le stazioni di misura GPS che ricadono all'interno di questo blocco evidenziano un suo movimento indipendente rispetto alle regioni adiacenti. Ciò suggerisce che le deformazioni differenziali riconosciute sul lungo periodo come differenza nel tasso di sollevamento sono ancora oggi attive e sono rilevate come differenza in termini di movimenti orizzontali. I margini del blocco individuato sulla base dei dati morfologici corrispondono a strutture già conosciute in letteratura, lungo le quali alle chiare discontinuità di comportamento dell'evoluzione a lungo periodo del paesaggio solo per brevi tratti sono associati anche gli effetti di superficie della loro riattivazione recente. In ogni caso, le discontinuità morfologiche e tettoniche coincidono con nette variazioni delle anomalie gravimetriche, che attesterebbero il radicamento profondo delle strutture bordiere. Verso est, il blocco mobile è delimitato dalla Faglia di Taormina, orientata NNE-SSW, appartenente al Rift Siculo-Calabro attivato, secondo la letteratura, con una cinematica congruente con la divergenza in atto tra BMP ed il resto dell'arco Calabro-Peloritano. Lo stato di attività ed i tassi di movimento della struttura sono stati ampiamente definiti da studi precedenti. Verso ovest, il limite del BMP è stato identificato con la Faglia di Capo d'Orlando, orientata anch'essa NNE-SSW, che mostra gli effetti di una cinematica trasversiva sinistra che accomoda il movimento orizzontale differenziale verso NE del BMP rispetto al resto della Sicilia ed è responsabile anche del sollevamento differenziale ( $\Delta = 0.3$  mm/a) tra i terrazzi marini del BMP, ad est, e quelli distribuiti ad ovest della struttura. La combinazione tra rigetto orizzontale e verticale indicherebbe che la struttura ha accomodato una velocità differenziale del BMP di circa 1 mm/a, secondo un vettore orientato NE ed inclinato di circa  $16^\circ$  verso SW. La Faglia di Capo d'Orlando ha ritagliato una serie di zone di taglio trascorrenti destre, orientate NW-SE, che in prossimità della struttura sono state riattivate da movimenti normali, a partire dal Pleistocene superiore. Le strutture riattivate formano nel complesso una serie di piani sintetici immergenti verso SW ed antitetici, immergenti in senso opposto. Questi sono stati riferiti

ad una struttura con geometria tipo semi-graben che, nei livelli crostali più superficiali, ha sfruttato le linee di debolezza pre-esistenti per poi raccordarsi in profondità ad una superficie a basso angolo di neoformazione. I dati cinematici e i tassi di deformazione incongruenti nonché la differente età suggeriscono una diversa origine delle faglie normali riattivate rispetto a quella della faglia bordiera. Così come già dimostrato per le faglie normali del versante tirrenico dei Monti Peloritani (Catalano & Cinque, 1995), esse possono rappresentare verosimilmente il prodotto di una tettonica di collasso che ha solo parzialmente bilanciato il sollevamento dell'area. Il ruolo secondario di queste strutture è ben evidenziato negli swath-profile che mostrano solo lievi variazioni dell'energia del rilievo attraverso la zona fagliata la cui geometria a blocchi basculati è comunque ben riconoscibile nella curva del rilievo. Va comunque sottolineato che alcuni segmenti di faglia sono caratterizzati da parametri geometrici che denunciano comunque un potenziale sismogenico rilevante, in linea con le stime di intensità degli eventi sismici di epoca storica.

Una brusca caduta dell'energia del rilievo è invece riconoscibile attraverso la Linea Sud-Peloritana, orientata NW-SE e caratterizzata da movimenti trascorrenti destri almeno fino al Pleistocene inferiore, che oggi risulta la maggior candidata a rivestire il ruolo di bordo attivo sud-occidentale del BMP. Nel corso degli studi non è stato possibile identificare gli elementi morfostrutturali che avrebbero permesso di valutare i tassi di movimento recenti della struttura da confrontare con la cinematica del BMP. L'evidenza morfologica della continuità verso est del bordo meridionale del BMP, lungo la Linea dell'Alcantara è stata parzialmente cancellata dalla sovrapposizione di altri fenomeni deformativi che hanno profondamente condizionato l'evoluzione del rilievo dell'area. La carta del rilievo e del rapporto elevazione/rilievo evidenziano in maniera chiara che il BMP, al suo interno, è composto da due settori a differente comportamento che è stato messo in relazione con le condizioni del paesaggio al momento dell'inizio della sua dissezione, in seguito al fenomeno di sollevamento finale. Nelle aree orientali, massimi di energia del rilievo, associati a minimi valori del rapporto elevazione/rilievo e massimi di rugosità, caratterizzano il paesaggio a creste della dorsale allungata in direzione NE-SW, che si estende dai Monti Peloritani fino alle pendici dell'Etna, attraversando con caratteri uniformi anche la Linea dell'Alcantara. Lungo questa dorsale, la dissezione finale è avvenuta in continuità con un precedente fenomeno di sovraincisione che ha interessato solo queste porzioni orientali della regione, determinando la totale cancellazione degli originari paesaggi sommitali. Valori più bassi di energia del rilievo, associati a valori

elevati del rapporto elevazione/rilievo e bassa rugosità, sono invece i caratteri distintivi delle aree occidentali, dove alla sommità del rilievo sono conservati numerosi lembi di paleopaesaggi maturi. Questi testimoniano che la dissezione finale delle aree occidentali ha interrotto una fase di equilibrio morfologico, determinato da una prolungata fase di stabilità tettonica dell'area, in contrapposizione con le fasi di sollevamento delle aree orientali. Il limite tra le due aree non corrisponde a lineamenti tettonici ben definiti e molto probabilmente è rappresentata da una zona di flessurazione ubicata alla transizione tra i due domini. La posizione della dorsale dei Monti Peloritani antistante al Bacino Ionico, suggerisce che il suo sollevamento, nel periodo precedente ai 600 ka, possa essere messo in relazione a fenomeni di accavallamento che avrebbero interessato le porzioni interne del cuneo di accrezione ionico, alla terminazione meridionale dell'arco Calabro-Peloritano. La successiva identificazione del BMP con l'attivazione delle sue faglie bordiere e del processo regionale di sollevamento tettonico avrebbe quindi interrotto il processo di embriciatura del cuneo di accrezione ionico e sancito l'instaurarsi di una nuova dinamica responsabile della frammentazione della terminazione meridionale dell'arco (Fig. 2.39). È interessante notare che solo in questa fase l'allineamento Linea Sud-Peloritana-Linea dell'Alcantara, impropriamente descritta come Linea di Taormina e classicamente identificata come limite meridionale dell'arco Calabro-Peloritano, avrebbe agito in maniera evidente, lasciando una chiara impronta nell'evoluzione del paesaggio, mentre nelle fasi precedenti di thrusting non avrebbero avuto alcuna evidenza morfologica. Ciò è dimostrato dal fatto che le differenze di comportamento tra le aree a sud e a nord di questo allineamento, nelle porzioni più occidentali, si riferiscono esclusivamente al rilievo prodotto negli ultimi 600 ka, quando già era delineato il BMP. Al contrario, i caratteri uniformi che contraddistinguono il rilievo più antico possono essere riconosciuti in entrambi i lati della struttura, nelle porzioni orientali. Questa evidenza suggerisce la necessità di interpretare in futuro il vero ruolo svolto da questo allineamento tettonico nel quadro regionale della migrazione dell'arco Calabro-Peloritano.

Il quadro tettonico ricostruito in seguito alle analisi condotte nella prima parte è stato utilizzato come riferimento indispensabile per la corretta interpretazione dei risultati delle analisi morfometriche, descritte e discusse nella seconda parte. Il confronto tra le elaborazioni dei dati analitici e le condizioni reali cui essi si riferiscono hanno permesso di evidenziare la significatività dei diversi indici generalmente utilizzati in letteratura per studi sulla tettonica recente e attiva e selezionare i campi di applicazione ottimale per ognuno di essi.



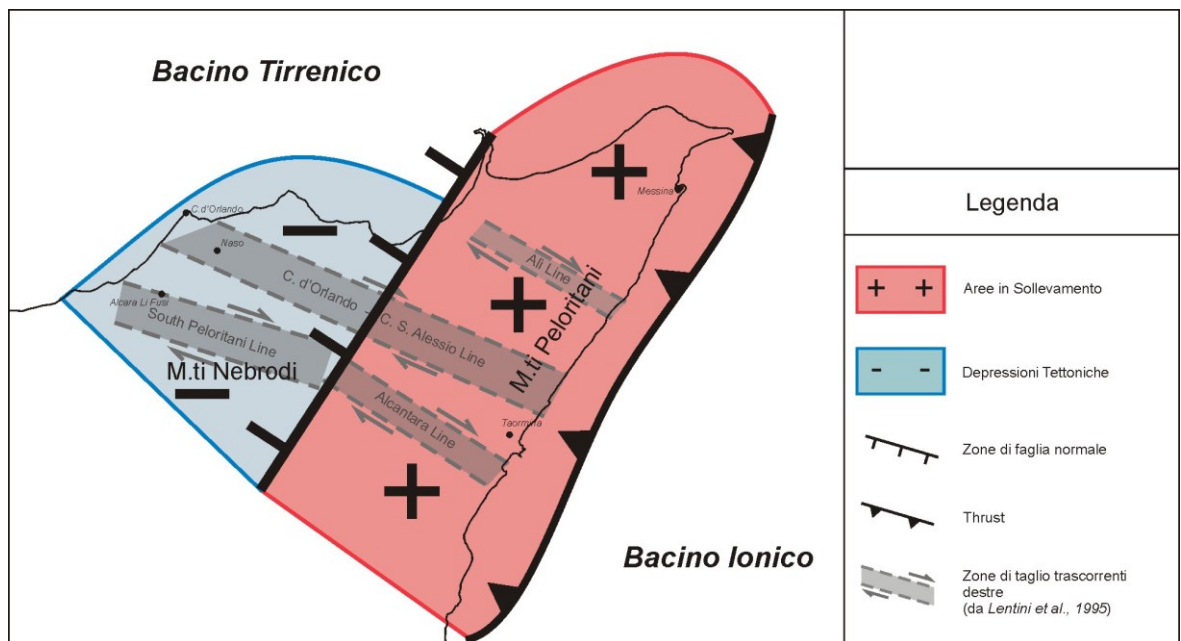
Per quanto riguarda il riconoscimento dei limiti del BMP e l'individuazione dei due domini al suo interno è stato possibile verificare che i dati relativi alla distribuzione dei diversi indici delle anomalie gerarchiche e della densità di drenaggio sono perfettamente sovrapponibili al dato relativo all'energia del rilievo. La combinazione dei due dati risulta comunque opportuna perché vincola in maniera chiara la natura tettonica o connessa a fenomeni di erosione selettiva delle anomalie riscontrate. La metodologia adottata ha permesso di verificare l'efficacia dell'utilizzo come elemento di calcolo solo degli indici relativi ai bacini di un determinato ordine, preliminarmente scelto come ordine gerarchico significativo. Questo è stato individuato in aree campione, selezionando tra i sottobacini di diverso ordine quelli che garantissero la maggiore copertura areale e avessero significative variazioni di anomalia in rapporto alle differenti situazioni morfologiche analizzate.

Nel caso specifico, l'ordine significativo è stato individuato in quello che meglio ha evidenziato il differente comportamento sui fianchi opposti di valli asimmetriche controllate da faglie attive. In questo caso, sono risultati significativi i bacini di ordine gerarchico di terzo ordine che hanno permesso di discriminare, per la loro diversa estensione in relazione alla posizione rispetto alla valle, i bacini derivati da riorganizzazione di reticoli più antichi, rispetto a quelli di neoformazione su versanti interessati da fenomeni di ringiovanimento (tettonico o erosionale) alla base. In questo caso, l'ordine gerarchico significativo selezionato è equivalente al numero di cicli di reincisione, scanditi dalle variazioni climatiche, avvenuti sui versanti controllati da faglie, dal momento della loro esposizione in superficie.

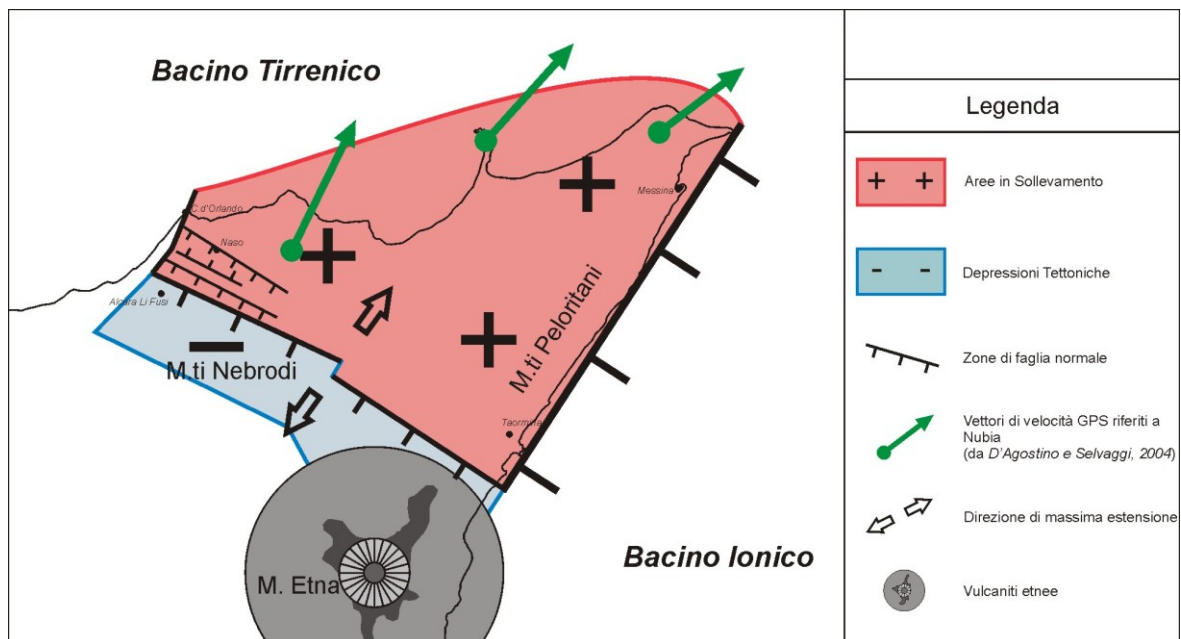
Le analisi sugli indici di simmetria dei bacini così come quelli sul SL index hanno evidenziato che le due grandezze sono solo indirettamente ricollegabili a deformazioni tettoniche della topografia, in quanto entrambe dipendono dalla frequenza ed incidenza delle catture fluviali che possono avere anche origini diverse. Pertanto l'uso del fattore di asimmetria come tiltmetro naturale risulta molto ridimensionato se non in quei casi in cui la deformazione tettonica sia stata documentata anche da dati indipendenti di altra natura, che consentano di ricollegare le catture a fenomeni di basculamento tettonico. Alla stessa maniera, gli SL index non possono essere utilizzati come elementi diagnostici di dislocazioni verticali della topografia senza il supporto di dati indipendenti che vincolino l'interpretazione e che escludano altri fattori di controllo.

Nel corso della ricerca è stata applicata una metodologia di indagine dei profili longitudinali dei corsi d'acqua sviluppati nel letto della Faglia di Taormina, selezionata per la bontà dei vincoli disponibili per la datazione degli elementi morfologici. Lo studio ha

consentito di validare un metodo di datazione dei paleo-profili delimitati da knick-point e di sperimentare i criteri di ricostruzione della loro originaria prosecuzione verso mare. I risultati sono stati confortati da una buona corrispondenza tra quote presunte dei livelli di base dell'erosione sospesi ricostruiti e le quote dei terrazzi marini. Il risultato ottenuto è una validazione di una metodologia applicabile ad aree costiere controllate da faglie attive dove lo studio dei knick-point può integrare lo studio dei terrazzi marini e, laddove questi non fossero stati conservati, supplire con informazioni comunque affidabili.



a



b

Fig. 2.39: modello schematico riassuntivo dell'evoluzione morfotettonica a scala regionale della Sicilia nord-orientale. a) fase pre-600ka; b) fase post-600ka.

## **Riassunto**

Nello studio dell'evoluzione tettonica recente dell'arco Calabro-Peloritano, una delle aree chiave per la comprensione del Mediterraneo centrale, si è fatto fin qui riferimento ad una enorme mole di dati geologici, che hanno registrato gli eventi in un intervallo temporale non estendibile oltre circa 600 ka. I dati geologici sono stati integrati con i dati dei terrazzi marini che, andando a coprire l'intervallo temporale più recente anche con una buona risoluzione, sono comunque limitati ad una ristretta fascia prossima alla costa, lasciando ampie aree interne prive di informazioni. Negli ultimi decenni, i dati geologici e geomorfologici sono stati confrontati anche con i risultati di analisi geodetiche che, fornendo informazioni utilissime per la ricostruzione della cinematica attiva, comunque si riferiscono ad una finestra temporale troppo ristretta, che non garantisce affatto la trasferibilità del dato sul lungo periodo.

La ricerca svolta è stata mirata ad una analisi del paesaggio della Sicilia nord-orientale, alla terminazione dell'arco Calabro-Peloritano, durante la quale sono stati esaminati i diversi aspetti dell'evoluzione morfologica dell'area. Lo studio è consistito in due parti. La prima ha previsto l'analisi del rilievo in tutti i suoi aspetti comunemente investigati in aree tettonicamente attive, al fine di ottenere le informazioni regionali utili all'identificazione del quadro deformativo recente, da confrontare con i dati geologici disponibili. La seconda parte è invece consistita in una analisi morfometrica quantitativa del reticolo idrografico, effettuata con lo scopo di evidenziare la significatività dei diversi indici generalmente utilizzati in letteratura per studi sulla tettonica recente e attiva e selezionare i campi di applicazione ottimale per ognuno di essi.

L'analisi del rilievo ha delineato un quadro morfostrutturale omogeneo e coerente dominato dalla presenza di un blocco crostale denominato Blocco Mobile Peloritano (BMP), indipendente dai movimenti delle aree adiacenti. I margini del blocco individuato sulla base dei dati morfologici corrispondono a strutture già conosciute in letteratura, lungo le quali si realizzano chiare discontinuità di comportamento dell'evoluzione a lungo periodo del paesaggio. Le discontinuità morfologiche e tettoniche individuate coincidono con nette variazioni delle anomalie gravimetriche, che attesterebbero il loro radicamento profondo. Lungo il limite occidentale del BMP è stato possibile misurare una velocità relativa, rispetto al resto della Sicilia, di circa 1 mm/a, secondo un vettore orientato NE ed inclinato di circa 16° verso SW. In settori discreti del blocco mobile, faglie normali, orientate perpendicolarmente alla direzione di movimento del blocco, si sono generate per locali fenomeni di tettonica di collasso, mostrando parametri geometrici che denunciano un

loro rilevante potenziale sismogenico, in linea con le stime di intensità degli eventi sismici di epoca storica.

I dati raccolti nella prima fase hanno permesso di vincolare all'interno dell'evoluzione del rilievo almeno due fasi distinte, riferibili a contesti dinamici differenti. L'individuazione del BMP con l'attivazione delle sue faglie bordiere ha infatti interrotto il processo di thrusting collegato alla migrazione dell'arco Calabro-Peloritano e sancito l'instaurarsi di una nuova dinamica responsabile della frammentazione della terminazione meridionale dell'arco.

Il quadro tettonico ricostruito in seguito alle analisi condotte nella prima parte è stato utilizzato come riferimento indispensabile per la corretta interpretazione dei risultati delle analisi morfometriche, descritte e discusse nella seconda parte. Per quanto riguarda il riconoscimento dei limiti del BMP e l'individuazione dei due domini al suo interno sono risultati significativi tutti indici delle anomalie gerarchiche e della densità di drenaggio, perfettamente sovrapponibili ai risultati ottenuti nella prima parte. La metodologia adottata ha permesso di verificare l'efficacia dell'utilizzo come elemento di calcolo solo degli indici relativi ai bacini di un determinato ordine, preliminarmente scelto come ordine gerarchico significativo, che snellisce di molto le procedure senza intaccare la affidabilità dei dati ottenuti.

Le analisi hanno evidenziato che la significatività sia del fattore di asimmetria come tiltmetro naturale che degli SL index, nonostante essi siano tra gli indici più diffusi in analisi delle deformazioni attive, risulta molto ridimensionata e che l'uso di questi indici andrebbe ristretta ai casi in cui la deformazione tettonica sia stata documentata anche da dati indipendenti di altra natura.

Nel corso della ricerca è stata, infine, applicata una metodologia di indagine dei profili longitudinali dei corsi d'acqua da abbinare allo studio dei terrazzi marini, allo scopo di ampliare l'estensione delle fasce analizzate, comprendendo anche ampi settori di bacini idrografici o di garantire la continuità delle informazioni anche nei tratti di costa in cui i terrazzi marini dovessero essere assenti.

## **Abstract**

The studies on the recent tectonic evolution of the Calabrian arc, one of the most active region of the Mediterranean region, have been prevalently based on huge amounts of geological information, covering a temporal record not younger than 600 ka. Even if the analyses of the marine terraces provides the missing information for the last 600 ka, they unfortunately refer to a narrow belt near the coast. In the last decade, geological and morphological data have been integrated with geodetic information that provide useful information related to too short periods that require a particular accuracy in their correlation with the long term data.

The aim of the research was to complete the regional dataset, extending the information on the recent tectonic evolution to the whole on-shore of the NE Sicily, by mean of a regional morphological investigation.

The study consisted of two distinct phases. The former was dedicated to the relief analyses, in order to provide new constraints to be combined with geological information for the reconstruction of the recent and active tectonic picture of the region. The second regarded a morphometric analysis, in order to test the reliability and the actual field of application of the numbers of indexes that are usually computed for neotectonic scopes.

The relief analysis evidenced the fragmentation of the southern edge of the Calabrian arc and the occurrence of an independent mobile block in NE Sicily, whose tectonic boundaries derived from reactivation of previous fault zones. A NE-directed velocity, at rate of about 1 mm/a, relative to the rest of Sicily, have been measured at the western boundary of the block. In a discrete portion within the mobile block, potentially seismogenic active extensional faults developed at right angle from the direction of motion of the block. This dynamic, active in the last 600 ka, replaced the previous active thrusting that was connected to the SE-ward migration of the Calabrian arc onto the Ionian crust.

The morphometric analyses evidenced that the distribution of hierarchical anomalies of the drainage patterns are really a powerful tool in detecting the actively deforming areas and in locating active faults. On the contrary, the use of the Asymmetry Factor, to detect topography tilting, as well as the use of the SL index, to detect vertical offsets of the topography, must be confined to tectonic lineaments well constrained by data of different nature.

The application of the long-profile analyses to the study of the fault-controlled coastal slopes has been successfully tested in a significant area of the region. This new

methodological approach open up new perspectives of investigation on coastal ranges where marine terraces are absent or poorly represented.

## BIBLIOGRAFIA

AMODIO-MORELLI, L., BONARI, G., COLONNA, V., DIETRICH, D., GIUNTA, G., IPPOLITO, F., LIGUORI, V., LORENZONI, S., PAGLIONICO, A., PERRONE, V., PICCARRETA, G., RUSSO, M., SCANDONE, P., ZANETTIN-LORENZONI, E., ZAPPETTA, A., 1976. L'Arco Calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. *Mem. Soc. Geol. It.*, 17, 1-60.

ANDERSON, H., JACKSON, J.A., 1987. Active tectonics in the Adriatic region. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 91, 937-983.

ARGNANI, A., SERPELLONI, E., BONAZZI, C., 2007. Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: evidence from multichannel seismics and GPS data. *Terra Nova*, 19, 317–323.

ARMIJO, R., LYON-CAEN, H., PAPANASTASSIOU D., 1992. E-W extension and Holocene normal fault scarps in the Hellenic Arc. *Geology*, 20, 491 – 494.

ASCIONE, A., CINQUE, A., MICCADEI, E., VILLANI, F., BERTI, C., 2008. The Plio-Quaternary uplift of the Apennine chain: new data from the analysis of topography and river valleys in Central Italy. *Geomorphology*, 102 (1), 105-118.

AZZARO, R., BARBANO, M.S., RIGANO, R., ANTICHI, B., 2000. Contributo alla revisione delle zone sismogenetiche della Sicilia.

[ftp://ftp.ingv.it/pro/gndt/Pubblicazioni/Meletti/1\\_04\\_Azzaro.pdf](ftp://ftp.ingv.it/pro/gndt/Pubblicazioni/Meletti/1_04_Azzaro.pdf)

AZZARO, R., BERNARDINI, F., CAMASSI, R., CASTELLI, V., 2007. The 1780 Seismic Sequence in NE Sicily (Italy): Shifting an Underestimated and Mislocated Earthquake to a Seismically Low Rate Zone. *Natural Hazards*, 42, 1, 149-167.

AVENA, G.C., GIULIANO, G., LUPIA, PALMIERI, E., 1967. Sulla valutazione quantitative della gerarchizzazione ed evoluzione dei reticoli fluviali. In: *Boll. Soc. Geol. It.*, 86, 781-796.

BARBANO, M.S., BOTTARI, A., CARENI, P., CASENTINO, M., FEDERICO, B., FONTE, G., LO GIUDICE, E., LOMBARDO, G., PATANÈ, G., 1979. Macroseismic study of the Gulf of Patti earthquake in the geosstructural frame of north-eastern Sicily. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98, 155-174.

BASSINOT, F.C., LABEYRIE, L.D., VINCENT, E., QUIDELLEUR, X., SHACKLETON, N.J., LANCELOT, Y., 1994. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126, 91–108.

BEN AVRAHAM, Z., BOCCALETTI, M., CELLO, G., GRASSO, M., LENTINI, F., TORELLI, L., TORTORICI, L., 1990. Principali domini strutturali dalla collisione continentale neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 453-462.

BAR-MATTHEWS, M., AYALON, A., KAUFMAN, A., 1997. Late quaternary paleoclimate in the eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq Cave, Israel. *Quaternary Research* 47, 155-168.

BENEDETTI, L., FINKEL, R., PAPANASTASSIOU, D., KING, G., ARMIJO, R., RYERSON, F., FARBER, D., FLERIT, F., 2002. Postglacial slip history of the Sparta Fault (Greece) determined by  $^{36}\text{Cl}$  cosmogenic dating: evidence for non-periodic earthquakes. *Geophys. Res. Lett.*, 29 (8), 87-1 – 87-4, doi:10.1029/2001GL014510

BIANCA, M., MONACO, C., TORTORICI, L., CERNOBORI, L., 1999. Quaternary normal faulting in southeastern Sicily (Italy): A seismic source for the 1693 large earthquake. *Geophys. J. Int.* 139, 370-394.

BIANCHI, F., CARBONE, S., GRASSO, M., INVERNIZZI, G., LENTINI, F., LONGARETTI, G., MERLINI, S., MOSTARDINI, F., 1987. Sicilia orientale: Profilo geologico Nebrodi-Iblei. *Mem. Soc. Geol. Ital.* 38, 429-458.

BISHOP, M. P., SHRODER Jr, J. F., COLBY, J. D., 2003. Remote sensing and geomorphometry for studying relief production in high mountains. *Geomorphology*, 55, 345–361.

BISHOP, P., HOEY, T.B., JANSEN, J.D., ARTZA, I.L., 2005. Knickpoint recession rate and catchment area: the case of uplifted rivers in eastern Scotland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 767-778.

BOCCALETTI, M., NICOLICH, R., TORTORICI, L., 1990. New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin. In: *Paleogeog. Paleoclimat. Paleoecol.*, 77, 15-40.

BONFIGLIO, L., VIOLANTI, L., 1983. Prima segnalazione di tirreniano ed evoluzione pleistocenica del Capo Peloro (Sicilia nord-orientale). *Geografia fisica e dinamica quaternaria*, 6, 3–15.

BOSCHI, E., FERRARI, G., GASPERINI, P., GUIDOBONI, E., SMERIGLIO, G., VALENSISE, G., 1995. *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1980*. Istituto Nazionale di Geofisica, S.G.A., Roma.

BOSCHI, E., GUIDOBONI, E., FERRARI, G., VALENSISE, G., GASPERINI, P., 1997. *Catalogo dei forti terremoti in Italia dal 461 a.c. al 1990*. Istituto Nazionale di Geofisica, S.G.A., Roma.

BULL, W.B., McFADDEN, L.D., 1977. Tectonic geomorphology north and south of the Garlock Fault, California. In Doehring, D.O., ed., *Georphology in arid regions*: Binghamton, N.Y., State University of New York at Binghamton, 115-138.

BURBANK D.W., ANDERSON R.S., 2001. *Tectonic Geomorphology*. Blackwell, Oxford, UK.

CAPUTO, R., CATALANO, S., MONACO, C., ROMAGNOLI, G., TORTORICI, G., TORTORICI, L., 2010. Active faulting on the island of Crete (Greece). *Geophys. J. Int.*, 183, 111-126, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04749.x.



CARBONE, S., CATALANO, S., LENTINI, F., VINCI, G., 1994. Carta Geologica dei Monti di Taormina (Sicilia nord-orientale). Scala 1:25.000; S.EL.CA, Firenze.

CATALANO, S., CINQUE, A., 1995. L'evoluzione neotettonica dei Peloritani settentrionali (Sicilia nord-orientale): il contributo di una analisi geomorfologica preliminare. In: Studi Geologici Camerti, Vol. Spec. 1995/2, 113-123.

CATALANO, S., DE GUIDI, G., 2003. Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. In: Journal of Geodynamic, 36, 445-467.

CATALANO, S., DE GUIDI, G., LANZAFAME, G., MONACO, C., TORTORICI, L., 2009. Late Quaternary deformation on the island on Pantelleria: New constraints for the recent tectonic evolution of the Sicily Channel Rift (southern Italy). Journal of Geodynamics 48 (2009) 75–82.

CATALANO, S., DE GUIDI, G., MONACO, C., TORTORICI, G., TORTORICI, L., 2003. Long-term behaviour of the Late Quaternary normal faults in the Strait of Messina region: structural and morphological constraints. Quat. Int., 101–102, 81–91.

CATALANO, S., DE GUIDI, G., MONACO, C., TORTORICI, G., TORTORICI, L., 2008. Active faulting and seismicity along the Siculo-Calabrian rift zone. Tectonophysics, 453, 177-192.

CATALANO, S., DI STEFANO, A., 1996. Nuovi dati geologici e stratigrafici sul Flisch di Capo D'Orlando nei peloritani Orientali (Sicilia Nord-Orientale). Mem. Soc. Geol. It., 51, 149-164.

CATALANO, S., DI STEFANO, A., 1997. Sollevamento e tettonogenesi Pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. Il Quaternario, 10, 337-342.

CATALANO, S., DI STEFANO, A., VINCI, G., 1996. Tettonica e sedimentazione nell'Oligo-Miocene lungo l'allineamento Raccaia-Novara di Sicilia-Capo S. Alessio nei Monti Peloritani (Sicilia Nord-Orientale). Mem. Soc. Geol. It., 51, 165-177.

CATALANO, S., PAVANO, F., ROMAGNOLI, G., TORTORICI, G., 2011. The role of mantle diapirism in the Late Quaternary tectonics and dynamics of eastern Sicily. GNGTS 30° Convegno Nazionale Trieste 14-17 Novembre 2011. Consiglio Nazionale delle Ricerche. Riassunti estesi delle comunicazioni, 117-122.

CATALANO, S., ROMAGNOLI, G., TORTORICI, G., 2009. The Late Quaternary crustal deformation of NE Sicily: evidence for an active Mantle diapirism. GNGTS 28° Convegno Nazionale Trieste 16-19 Novembre 2009 Consiglio Nazionale delle Ricerche. Riassunti estesi delle comunicazioni, 152-154.

CATALANO S., ROMAGNOLI G., TORTORICI G., 2010a. Kinematics and dynamics of the late quaternary rift-flank deformation in the Hyblean Plateau (SE Sicily). Tectonophysics, 486, 1-14. doi:10.1016/j.tecto.2010.01.013.

CATALANO, S., TORTORICI, G., ROMAGNOLI, G., 2010b. Late Quaternary marine terracing and fault displacement in eastern Sicily : two distinct modes of faulting-induced deformation. 85° Congresso Nazionale della Società Geologica Italiana, l'Appennino nella geologia del Mediterraneo Centrale - Pisa, 6-8 Settembre 2010. Riassunti delle comunicazioni, p. 660.

CELLO, G., GUERRA, I., TORTORICI, L., TURCO, E., SCARPA, R., 1982. Geometry of the neotectonics stress field in southern Italy: geological and seismological evidence. *J. Struct. Geol.*, 4, 385-393.

COX, R.T., 1994. Analysis of drainage basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. In: *Geological Society of America Bulletin*, 106, 571-581.

D'AGOSTINO N., SELVAGGI G., 2004. Crustal motion along the Eurasia-Nubia plate boundary in the Calabrian arc and Sicily and active extension in the Messina Straits from GPS measurements. In: *J. Geophys. Res.*, 109, B11402.

DE GUIDI, G., CATALANO, S., MONACO, C., TORTORICI, L., 2003. Morphological evidence of Holocene coseismic deformation in the Taormina region (NE Sicily). *J. Geodynamics*, 36, 193-211.

DEWEY, J.F., HELMAN, M.L., TURCO, E., HUTTON, D.H.W., KNOTT, S.D., 1989. Kinematics of the western Mediterranean. *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ.*, 45, 265-283.

DISS WORKING GROUP, 2010. Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010 - Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia - All rights reserved.

DI STEFANO, A., CALIRI, A., 1996. Dati biostratigrafici sui depositi pleistocenici di Naso (Messina), Sicilia nord-orientale. *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, 35(3), 229-238.

FERRI, F., VENTURA R., COREN, F., ZANOLLA, C., 2004. Note illustrative della Carta gravimetrica d'Italia in scala 1:1.000.000. 14 pp.

FINETTI I.R., DEL BEN A., 1996. Crustal Tectono-Stratigraphic setting of the Pelagian Foreland from new CROP seismic data. In: Finetti, I.R. (eds). *CROP PROJECT: deep seismic exploration of the central Mediterranean and Italy*. Chapter 26, 581-595.

FLINT, J.J., 1974. Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge. *Water Resources Research*, 10, 969-973.

FREPOLI, A., AMATO, A., 2000. Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity. *Tectonophysics*, 317, 109-124.

GHISSETTI, F., 1979. Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nord-orientale): uno studio microtettonico. *Geol. Romana*, 18, 23-58.

GHISSETTI, F., PEZZINO A., ATZORI P., VEZZANI, L., 1991. Un approccio strutturale per la definizione della Linea di Taormina: risultati preliminari. Mem. Soc. Geol. It., 47, 273-289.

GHISSETTI, F., VEZZANI, L., 1982. Different styles of deformation in the Calabrian Arc (Southern Italy); implication for a sismotectonics zoning. Tectonophysics 85, 149-165.

GIAMMANCO, S., PALANO, M., SCALTRITO, A., SCARFÌ, L., SORTINO, F., 2008. Possible role of fluid overpressure in the generation of earthquake swarms in active tectonic areas: The case of the Peloritani Mts. (Sicily, Italy). Journal of Volcanology and Geothermal Research 178 (2008) 795–806.

GIBBS, A. D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. Journal of the Geological Society, 141, 609-620, doi:10.1144/gsjgs.141.4.0609.

GIUNTA, G., BELLOMO, D., CARNEMOLLA, S., PISANO, A., PROFETA, R., RUNFOLA, P., 1989. La "linea di Taormina": residuo epidermico di una paleostruttura crostale del fronte cinematico Maghrebide? Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida (GNGTS), Atti dell'8° Convegno Nazionale Vol. II, 1197.

GIUNTA, G., GUELI, A.M., MONACO, C., ORIOLI, S., RISTUCCIA, G.M., STELLA, G., TROJA, S.O., 2012. Middle-Late Pleistocene marine terraces and fault activity in the Sant'Agata di Militello coastal area (north-eastern Sicily). Journal of Geodynamics, 55, 32-40.

GOLDRICK, G., BISHOP, P., 2007. Regional analysis of bedrock stream long profiles: Evaluation of Hack's SL form, and formulation and assessment of an alternative (the DS form). Earth Surface Processes and Landforms, 32, 649-671.

GUIDOBONI, E., FERRARI, G., MARIOTTI, D., COMASTRI, A., TARABUSI, G., VALENSISE, G., 2007. CFTI4Med, Catalogue of Strong Earthquakes in Italy (461 B.C.-1997) and Mediterranean Area (760 B.C.-1500). INGV-SGA. <http://storing.ingv.it/cfti4med>.

GVIRTZMAN, G., WIEDER, M., 2001. Climate of the last 53,000 years in the eastern Mediterranean, based on soil-sequence stratigraphy in the coastal plain of Israel. Quaternary Science Reviews 20, 1827–1849.

HACK, J.T., 1957. Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, 294-B, 45-97.

HACK, J.T., 1973. Stream-profile analysis and stream-gradient index. U.S. Geological Survey Journal of Research, 1 (4), 421-429.

HARE, P.W., GARDENER, T.W., 1985. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margin, Nicoya Peninsula, Costa Rica. In: Tectonic Geomorphology: Proceedings of the 15<sup>th</sup> Annual Binghamton Geomorphology Symposium, September 1984. Allen & Unwin: Boston, 76-104.

HARDING, T.P., LOWELL, J.D., 1979. Structural styles, their plate tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 63, 1016-1059.

HOLBROOK, J., SCHUMM, S.A. (1999) - Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings. *Tectonophysics*, 305, 287-306.

HOLLENSTEIN, CH., KAHLE, H.-G., GEIGER, A., JENNY, S., GEOS, S., GIARDINI, D., 2003. New GPS constraints on the Africa-Europe plate boundary zone in southern Italy. *Geophys. Res. Lett.* 30 (18), 1935, doi:10.1029/2003GL017554.

HORTON, R. E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 56, 275-370.

ILLIES, J. H., 1981. GRABEN FORMATION - THE MALTESE ISLANDS: A CASE HISTORY. *TECTONOPHYSICS*, 73, 151-168.

ISIDEE WORKING GROUP (INGV), 2010. Italian seismological Instrumental and parametric database: <http://iside.rm.ingv.it>.

JACQUES, E., MONACO, C., TAPPONNIER, P., TORTORICI, L., WINTER, T., 2001. Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophys. J. Int.* 147, 499-516.

JENNES, J.S., 2004. Calculating landscape surface area from digital elevation models. *Wildlife Society Bulletin*, 32(3):829-839.

JENSON, S.K., DOMINGUE, J.O., 1988. Extracting Topographic Structure from Digital Elevation Data for Geographic Information System Analysis. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54(11), 1593-1600.

KELLER, E.A., 1986. Investigation of active tectonics: Use of surficial Earth processes. in *Active Tectonics*, pp. 136-147, Natl. Academy Press, Washington, D.C.

KERSHAW S., 2000. Quaternary reefs of northeastern Sicily: structure and growth controls in an unstable tectonic setting. *J. Coastal Res.* 16, 1037-1062.

KELLER, E.A., PINTER, N., 1996. *Active Tectonics: Upper Saddle River, New Jersey*, Prentice Hall, p. 338.

KELLER, E.A., PINTER, N., 2002. *Active Tectonics: Earthquakes, Uplift and Landscape. Upper Saddle River, New Jersey*, Prentice Hall, p. 362.

KIRBY, E., WHIPPLE, K., 2001. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. *Geology*, 29 (5), 415-418.

LAMB, M.P., FONSTAD, M.A., 2010. Rapid formation of a modern bedrock canyon: implications for megaflood reconstructions. *Nature Geosciences*, 3 (7), 477-481.

LENTINI, F., CARBONE, S., CATALANO, S., 1994. Main structural domains of the central mediterranean region and their Neogene tectonic evolution. *Boll. Geofisica Teorica ed Applicata*, vol. 36, n. 141-144.

LENTINI, F., CARBONE, S., CATALANO, S., GRASSO, M., 1995. Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale. *Studi Geologici Camerti*, special issue 1995/2, 319-329.

LENTINI F., CARBONE S., CATALANO S., GRASSO M., 1996. Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale. In: *Mem. Soc. Geol. Ital.* 51, 179-195.

LENTINI, F., CARBONE, S., CATALANO, S., VINCI, G., DI STEFANO, A., 1998. Schema geologico-strutturale della Sicilia nord-orientale). Scala 1:100000. S.El.Ca., Firenze.

LENTINI, F., CATALANO, S., CARBONE, S., 2000. Nota illustrativa della Carta geologica della Provincia di Messina (Sicilia Nord-Orientale), scala 1:50.000. S.EL.CA (Ed.), 70 pp., Firenze.

LENTINI, F., VEZZANI, L., 1975. Le unità meso-cenozoiche della copertura sedimentaria del basamento cristallino peloritano (Sicilia nord-orientale). *Boll. Soc. Geol. It.*, 94, 537-554.

LENTINI, F., VEZZANI, L., 1978. Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19, 495-500.

MAYER, L., 1990. *Introduction to Quantitative Geomorphology*. Prentice Hall: Englewood Cliffs, NJ, 380 pp.

MANTOVANI, E., CENNI, N., ALBARELLO, D., VITI, M., BABBUCCI, D., TAMBURELLI, C., D'ONZA, F., 2001. Numerical simulation of the observed strain field in the Central-eastern Mediterranean region. *Journal of Geodynamics*, 31(5), 519-556.

MELETTI, C., VALENSISE, G., 2004. Zonazione sismogenetica ZS9 – App. 2 al Rapporto Conclusivo del Gruppo di Lavoro per la redazione della mappa di pericolosità sismica (Ordinanza PCM 20-03-2003 n. 3274).

<http://zonesismiche.mi.ingv.it/documenti/App2.pdf>

MELTON, M. A., 1958. Geometric properties of mature drainage system and their representation in an E4 phase space. *Journ. of Geology*, 66, 35-56, Chicago.

MELTON, M.A., 1965. The geomorphological and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona. *J. Geol.* 73, 1–38.

MERRITTS, D., VINCENT, K.R., 1989. Geomorphic response of coastal streams to low, intermediate and high rates of uplift, Mendocino Triple Junction region, Northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 101, 1373-1388.

MOLIN, P., PAZZAGLIA, F.J., DRAMIS, F., 2004. Geomorphic expression of active tectonics in a rapidly-deforming forearc, Sila massif, Calabria, southern Italy. *Am.J.Sci.*, 304, 559-589.

MONACO C., BIANCA M., CATALANO S., DE GUIDI G., TORTORICI L., 2002. Sudden change in the Late Quaternary tectonic regime in eastern Sicily: evidences from geological and geomorphological features. *Boll. Soc. Geol. It.*, Volume speciale n.1, 901-913.

MONACO, C., TAPPONNIER, P., TORTORICI, L., GILLOT, P.Y., 1997. Late Quaternary slip rates on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139.

MONACO, C., TORTORICI, L., 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *J. Geodyn.*, 29, 407-424.

MONACO, C., TORTORICI, L., NICOLICH, R., CERNOBORI, L., COSTA, M., 1996b. From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy). *Tectonophysics*, 266, 233-249.

OGNIBEN, L., 1960. Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, 64-65, 183-212.

PALUMBO, L., BENEDETTI, L., BOURLES, D., CINQUE, A., FINKEL, R. 2004. Slip history of the Magnola fault (Appennines, Central Italy) from <sup>36</sup>Cl surface exposure dating: evidence for strong earthquakes over the Holocene. *Earth Planetary Science Letters*, 225, 163-176.

PIKE, R.J., WILSON, S.E., 1971. Elevation-relief ratio, hypsometric integral and geomorphic area-altitude analysis, *Geological Soc. Am. Bull.*, 82:1079-1084.

PONDRELLI, S., MORELLI, A., EKSTRÖM, G., MAZZA, S., BOSCHI, E., DZIEWONSKI, A.M., 2002. European-Mediterranean regional centroid-moment tensors: 1997-2000. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 130, 71-101.

RASHID, H., 2010. 3-D Surface-Area Computation of the State of Jammu & Kashmir Using Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM) Data in Geographical Information System (GIS). *Journal of Geomatics*, 4 (2), 77-82.

RILEY, S. J., DEGLORIA, S. D., ELLIOT, R., 1999. A terrain ruggedness index that quantifies topographic heterogeneity, *Intermountain Journal of Sciences*, 5, n. 1-4.

ROMAGNOLI, G., 2010. Caratterizzazione cinematica e valutazione dei tassi di deformazione di strutture tettoniche tardo quaternarie in Sicilia orientale. Tesi di Dottorato, pp. 191.

ROURE, F., HOWEL, D.G., MULLER, C., MORETTI, I., 1990. Late Cenozoic subduction complex of Sicily. *J. Struct. Geol.*, 12, 259-266.

RUST, D., KERSHAW, S., 2000. Holocene tectonic uplift patterns in northeastern Sicily evidence from marine notches in coastal outcrops. *Mar. Geol.* 167, 105-126.

RUSZKICZAY-RUDIGER, Z., FODOR, L., HORVÁTH, E., TELBISZ, T., 2009. Discrimination of fluvial, eolian and neotectonic features in a low hilly landscape: A DEM-based morphotectonic analysis in the Central Pannonian Basin, Hungary: *Geomorphology*, 104, 203-217.

SCANDONE, P., 1979. Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98, 27-34.

SCANDONE, P., PATACCA, E., MELETTI, C., BELLATALLA, M., PERILLI, N., SANTINI, U. 1992. Struttura geologica, evoluzione cinematica e schema sismotettonico della penisola italiana. *Atti convegno GNDT*, 1, 119-135.

SCARFI, L., MESSINA, A., CASSISI, C., 2013. Sicily and southern Calabria focal mechanism database: a valuable tool for local and regional stress-field determination. *Annals of Geophysics*, 56, 1-16.

SCHUMM, S.A., 1986. Alluvial river response to active tectonics. *Active tectonics: Washington, D.C., National Academy Press*, 80-94.

SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. E HOLBROOK, J.M., 2000. *Active Tectonics and Alluvial Rivers*. Cambridge University Press, New York, 290 p.

SERPELLONI, E., VANNUCCI, G., PONDRELLI, S., ARGNANI, A., CASULA, G., ANZIDEI, M., BALDI, P., GASPERINI, I., 2007. Kinematics of the Western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophys. J. Int.*, doi10.1111/J.1365-246X.2007.03367.x, 1-20.

SHACKLETON, N.J., BERGER, A., PELTIER, W.R., 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP site 677: *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 81, 251–261.

SNYDER, N.P., WHIPPLE, K.X., TUCKER, G.E., MERRITTS, D.J., 2000. Landscape response to tectonic forcing: digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geological Society of America Bulletin*, 112, 1250-1263.

STEWART I. S., CUNDY A., KERSHAW S., FIRTH C., 1997. Holocene coastal uplift in the Taormina area, Northeastern Sicily: implications for the southern prolongation of the calabrian sismogenic belt. *J. Geodynamics*, 24, 37-50.

STRAHLER, A. N., 1952. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topology, *Geological Society of America Bulletin* 63 (11), 1117–1142.

STRAHLER, A. N., 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landform. *Bulletin of the Geological Society of America* 69, 279–300.

STUCCHI, M., ROVIDA, A., GOMEZ CAPERA, A.A., ALEXANDRE, P., CAMELBEECK, T., DEMIRCI OGLU, M. B., GASPERINI, P., KOUSKOUNA, V., MUSSON, R. M. W., RADULIAN, M., SESETYAN, K., VILANOVA, S., BAUMONT, D., BUNGUM, FÄH, H. D., LENHARDT, W., MAKROPOULOS, K., MARTINEZ SOLARES, J. M., SCOTTI, O., ŽIVČIĆ, M., ALBINI, P., BATLLO, J.,

PAPAIOANNOU, C., TATEVOSSIAN, R., LOCATI, M., MELETTI, C., VIGANÒ, D., GIARDINI, D., 2013. The SHARE European Earthquake Catalogue (SHEEC) 1000–1899. *J. Seismol.*, 17, 523-544.

TARBOTON, D.G., BRAS, R.L., RODRIGUEZ-ITURBE, I., 1991. On the extraction of channel networks from digital elevation data. *Hydrological Processes*, 5, 81-100.

TORTORICI, L., MONACO, C., TANSI, C., COCINA, O., 1995. Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243, 37-49.

VALENSISE, G., PANTOSTI, D., 2001. Database of potential sources for earthquakes larger than in Italy. *Ann. Geofis., suppl.* Vol. 44, 797-964, con CD-ROM.

VAN ZEIST, W., BOTTEMA, S., 1982. Vegetational history of Eastern Mediterranean and the Near East during the last 20 000 years. *BAR International Series*, 133, 277-323.

VITI, M., ALBARELLO, D., MANTOVANI, E., 2001. Classification of seismic strain estimates in the Mediterranean region from a 'bootstrap' approach. *Geophysical Journal International*, 146 (2) 399-415.

WHIPPLE, K.X., 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 32, 151-185.