

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI NAPOLI FEDERICO II



**FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA, DELL'AMBIENTE E
DELLE RISORSE (DiSTAR)**

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA
XXVI CICLO**

**Integrazione di dati geodetici e geologici per lo studio dei processi di
deformazione attiva in Sicilia Sud-Occidentale**

Dott.ssa LAURA GIOVANNA GUZZETTA

Coordinatore del dottorato:

**Chiar.ma Prof.ssa Maria Boni,
Univ. Napoli**

Tutor:

Chiar. mo Prof. Luigi Ferranti, Univ. Napoli

Co-tutor:

**Chiar.mo Prof. Carmelo Monaco, Univ. Catania
Dott. Mario Mattia, INGV Catania
Dott. Giovanni Barreca, Univ. Catania**

INDICE

RIASSUNTO.....	1
ABSTRACT.....	I
PREMESSA.....	7
Cap. 1 INTRODUZIONE.....	9
1.1 CONTESTO GEOLOGICO.....	9
1.1.1 Assetto tettonico regionale.....	9
1.1.2 Assetto tettonico della Sicilia.....	12
1.1.3 Quadro geologico-strutturale della Sicilia Occidentale.....	15
1.2 CONTESTO SISMOTETTONICO.....	21
1.2.1 Quadro deformativo attuale della Sicilia.....	21
1.2.2. La sequenza sismica del 1968.....	29
Cap. 2 EVIDENZE DI TETTONICA ATTIVA DA ANALISI GEODETTICHE.....	34
2.1 DATI SAR.....	34
2.1.1 La tecnologia SAR.....	34
2.1.2 Deformazione da dati SAR in Sicilia sud-occidentale.....	40
2.2 DATI GPS.....	49
2.2.1 Cenni sulla tecnologia GPS.....	49
2.2.2 Campagna di misure e analisi dei dati GPS.....	52
Cap. 3 EVIDENZA DI TETTONICA ATTIVA A TERRA DA ANALISI GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE.....	58
3.1 QUADRO GEOLOGICO DELL'AREA.....	58
3.2 ANALISI MORFOMETRICA: DEM.....	60

3.3 ANALISI MORFOMETRICA: RETICOLI IDROGRAFICI.....	72
3.3.1 Geometria dei reticoli fluviali.....	72
3.3.2 Curve ipsometriche.....	74
3.4 OSSERVAZIONI DI CAMPAGNA.....	91
3.4.1 Area di Castelvetro.....	92
3.4.2 Area a NE di Castelvetro.....	102
3.4.3 Lago Garcia.....	103
3.4.4 Area di Granitola.....	104
Cap. 4 EVIDENZA DI TETTONICA ATTIVA A MARE DA ANALISI DI GEOFISICA MARINA.....	108
4.1. PROFILI SISMICI DI ALTA RISOLUZIONE SPK.....	108
4.1.1. Cenni di sismica a riflessione.....	108
4.1.2. Acquisizione e processing dati.....	109
4.1.3 Analisi Sismo – stratigrafica.....	111
<i>Unità CM</i>	
<i>Unità A</i>	
<i>Unità B</i>	
<i>Unità C</i>	
4.1.4. Analisi strutturale.....	113
Cap. 5 DISCUSSIONE.....	115
5.1 PARAMETRIZZAZIONE DELLA STRUTTURA GRANITOLA- CASTELVETRANO THRUST SYSTEM (GCTS).....	120
5.1.1 Direzione e Lunghezza.....	120
5.1.2 Cinematica.....	124
5.1.3 Tassi di deformazione	125
5.1.4 Magnitudo equivalente.....	127

5.2	PARAMETRIZZAZIONE DELLA STRUTTURA <i>CASTELVETRANO-GARCIA THRUST SYSTEM</i> (CGTS).....	130
5.2.1	Direzione e Lunghezza.....	130
5.3	MODELLO DI DEFORMAZIONE CROSTALE.....	133
5.4	MODELLO SISMOTETTONICO.....	136
Cap. 6	CONCLUSIONI.....	142
BIBLIOGRAFIA.....		143
RINGRAZIAMENTI		

RIASSUNTO

Questa ricerca, condotta con approccio multidisciplinare che ha incorporato analisi geodetiche, geofisiche e geologiche, fornisce le prime evidenze integrate di deformazione attiva nella Sicilia sud-occidentale, in una area spazialmente coincidente con la zona macrosismica della disastrosa sequenza sismica del 1968 che interessò l'intera Valle del fiume Belice. L'evento sismico del '68 fu il più forte registrato in Sicilia occidentale in epoca strumentale, per il quale però la sorgente sismogenetica è ancora indefinita.

L'area analizzata è localizzata sul segmento più occidentale del fronte della catena contrazionale siciliana (*Sicilian Fold and Thrust Belt*) considerato da molti Autori inattivo prima che si verificasse la sequenza sismica del Belice. Attraverso l'esplorazione sismica è stato documentato che questa porzione del fronte della catena si estende anche in *off-shore*, nel settore più a nord del Canale di Sicilia, in corrispondenza del limite orientale del Banco Avventura (ARGNANI *et alii*, 1986; CATALANO E D'ARGENIO, 1986).

Nello specifico l'assetto strutturale del settore analizzato è caratterizzato da una struttura a *duplex* composta da due sistemi a *thrust* sovrapposti; uno pellicolare spesso da 1 a 3 km, ed uno profondo di circa 10 km di spessore, separati da un "*sole thrust*" di estensione regionale (CATALANO *et alii*, 1998; 2000). Il sistema più superficiale si è sviluppato nel Miocene medio-superiore e coinvolge resti oceanici della Neotetide e del paleo-margine continentale Africano (BIANCHI *et alii*, 1987). Il sistema a *thrust* più profondo (*Pelagian Sicilian Thrust Belt*, FINETTI *et alii*, 2005) si è originato durante i processi collisionali che a partire dal Miocene superiore-Pliocene inferiore hanno coinvolto nella tettonica compressiva l'originario margine dell'avampaese, già sottoscorsso alle unità dei domini orogenici. Tale sistema profondo, sud-est vergente, è costituito da culminazioni strutturali delle unità pelagiane, talora affioranti in superficie (ad esempio Montagna Grande), che hanno determinato il piegamento in grosse strutture antiformali delle unità tettoniche sovrastanti (ad esempio il bacino alto-miocenico di Castelvetrano) precedentemente impilate, oggi trasportate passivamente su *thrust* più profondi.

Secondo diversi Autori (MONACO *et alii*, 1996, CATALANO *et alii*, 1998) le rampe crostali profonde farebbero parte di un sistema unico che disloca l'originario margine del Blocco Pelagiano, e che nelle porzioni più superficiali della crosta assume una

complessa geometria suddividendosi in una serie di *splays* minori. L'ipotesi di un sistema profondo unico è stata inglobata nel modello sismogenetico generale per la Sicilia proposto da Lavecchia *et al.*, (2007), che attribuisce ad una struttura attiva a *thrust* a carattere regionale, il *Sicilian Basal Thrust* (SBT), il ruolo di unica sorgente sismogenetica della Sicilia occidentale.

Con lo scopo di meglio definire il campo di deformazione che caratterizza attualmente l'area di studio, le analisi geodetiche eseguite nell'ambito di questa tesi, sono consistite nell'elaborazione di dati interferometrici SAR, secondo le tecniche DInSAR e StaMPS, e nell'esecuzione di una campagna di misure GPS, effettuata su alcuni siti della rete IGM '95. L'integrazione dei due *set* di dati consente di definire le componenti del vettore reale spostamento, ed in particolare la componente verticale le prime e quella orizzontale le seconde.

L'interferometria DinSAR, che ha visto l'elaborazione e analisi delle *tracks ascending* e *descending*, rispettivamente n°444 e n°308, è stata applicata ad immagini SAR (*Synthetic Aperture Radar*) acquisite nel periodo compreso tra il 2003 e il 2010 adottando la tecnica "due passi". Le analisi, eseguite su brevi e lunghi intervalli temporali tra due acquisizioni, hanno permesso di rilevare un moto differenziale del suolo lungo un allineamento SSO-NNE, che si estende tra Campobello di Mazara e Castelvetro (CCA), e che si trova appena ad ovest del massimo settore macrosismico del 1968. La successiva analisi multi interferogramma StaMPS è stata effettuata al fine di ottenere una mappa unica e più esaustiva delle velocità medie del suolo. Tale tecnica, che consente un'accuratezza millimetrica della misura degli spostamenti, si basa sull'analisi di immagini radar satellitari in serie temporale. I risultati ottenuti evidenziano, in corrispondenza del lineamento CCA, un movimento differenziale del terreno di massimo di 2 mm/a lungo la congiungente sensore-bersaglio (LOS, *Line of Sight*).

Per quantificare la possibile componente orizzontale di deformazione geodetica è stata effettuata una campagna di misure GPS rioccupando alcuni siti della rete IGM, utilizzati nel 1995 allo scopo di rilievi geotopografici. Sono stati utilizzati sette centroni localizzati nell'area d'interesse (SEL1, SEL2, FGRA, BCMA, TLIP, MGRA e MGAI), due dei quali (SEL1 e BCMA) situati a cavallo del lineamento CCA. Le elaborazioni dei dati GPS, acquisiti mediante ricevitori Leica GX 1220 e antenne AR10 montate su treppiedi e in misurazione continua per 5-13 ore, hanno evidenziato un accumulo di *strain* geodetico contrazionale in corrispondenza del lineamento CCA di 0.63 mm/a,

lungo una direzione NO-SE, trasversale al lineamento stesso. Benché le ellissi di confidenza dei vettori GPS siano relativamente grandi è comunque possibile confrontare i moduli e le direzioni dei vettori velocità, che evidenziano un'attività compressiva nell'area del CCA.

Le analisi morfostrutturali hanno permesso di associare il lineamento rilevato attraverso i dati geodetici ad un *offset* topografico di sedimenti marini del Pleistocene inferiore. Le analisi morfometriche, condotte attraverso l'ausilio di DEM con cella di risoluzione al suolo di 2x2 metri, e le evidenze di terreno hanno mostrato l'esistenza di una dorsale morfologica allineata al CCA, caratterizzata, sul fianco sudest, da una scarpata con pendenza generalmente compresa tra 10° e 15° e immergente verso SE. Il quadro che emerge dalle analisi di campagna e morfostrutturali è quello di una anticlinale associata all'attività pleistocenica della parte a terra del sistema a *thrust* del Banco Avventura, e qui denominato *Granitola-Castelvetrano Thrust System* (GCTS).

L'analisi morfometrica ha permesso di distinguere lungo il GCTS tre segmenti morfologici, CCA (Castelvetrano-Campobello di Mazara), S (Straglio) e SPG (Straglio-Punta Granitola), che presentano lunghezze variabili comprese tra i 12 e i 2 km, ed orientazioni nord nordest-sud sudovest per CCA e SPG, e circa est-ovest per S. L'esecuzione di profili topografici seriali trasversali ai segmenti, ha permesso di osservare un andamento non regolare della scarpata (assunta come rappresentativa del fianco dell'anticlinale) lungo i vari segmenti. Fatta eccezione per il segmento S, che non mostra particolari irregolarità topografiche e per tale motivo è qui interpretato come una *relay zone*, la variazione in altezza della scarpata negli altri segmenti morfologici viene interpretata come legata a distinte pieghe che delimitano segmenti di faglia.

La scoperta di resti archeologici dislocati sul blocco rialzato (il tetto) del GCTS (segmento CCA) ha fornito la prima evidenza superficiale di probabile deformazione cosismica correlata a una sorgente sismogenetica nell'area. Una struttura compressiva è stata riscontrata su un'antica carraia, scavata nelle calcareniti del Pleistocene inferiore, che conduce ad un gruppo di tombe a "grotticella" (di età compresa tra il Bronzo Antico e l'età Greca). Tale struttura (chiamata CTF "Carraia *Thrust Fault*") costituisce una faglia inversa con minore componente obliqua destra, orientata N30°E ed immergente a SE di 50°-60°, che disloca di circa 5 cm la strada; l'analisi strutturale sul CTF ha permesso di stimare un asse di compressione orientato N110°E. Risultati in parte dissimili sono stati ottenuti attraverso l'analisi delle fratture, riscontrate nel sito

archeologico, che mostrano un asse di compressione orientato N170°E (normale alle fratture trasversali).

La deformazione lungo il CTF coinvolge l'asfalto della strada odierna che costeggia i resti archeologici e si manifesta con fratture orientate NNE-SSO che mostrano una lieve componente inversa analoga alle faglie del substrato, rendendo plausibile l'ipotesi che la deformazione, verosimilmente per *creep*, continui attualmente.

I dati a terra sono stati integrati da nuove indagini di geofisica marina ad alta risoluzione (profili *Sparker* Monocanale) in corrispondenza del prolungamento a mare del GCTS, che rappresenta la parte più settentrionale dell'ATF (*Adventure Thrust Front*, ARGNANI *et alii*, 1986). L'interpretazione preliminare dei profili, calibrati da *log* di pozzi esplorativi, indica raccorciamenti nelle unità del Pleistocene inferiore-medio, ad opera di sistemi di faglie inverse e *thrust* sudest vergenti che arrivano anche fino al fondo mare. Lungo la prosecuzione a mare del settore sollevato a terra è stato riscontrato un alto strutturale che coinvolge i depositi del Pleistocene superiore-Olocene, formati durante le fasi trasgressive e lo stazionamento alto dell'ultimo innalzamento del livello del mare. Tali depositi si approfondiscono rapidamente verso sudest mentre diventano sottili, o sono assenti, spostandosi verso nordovest lungo la piattaforma continentale, suggerendo un sollevamento di questo settore durante il Quaternario recente. La risalita di fluidi e la presenza di biocostruzioni, disposte in gruppi orientati N45°E, riscontrate sulle calcareniti della piattaforma continentale, suggerisce inoltre una stretta relazione tra questi e le faglie attive.

Al fine di meglio caratterizzare il GCTS nel quadro sismotettonico della Sicilia sud-occidentale l'analisi è stata estesa nei settori a nord del GCTS e all'area epicentrale del terremoto del '68. Nel settore a nord è stata effettuata un'analisi morfometrica di tipo quantitativo che è consistita nel calcolo della curva ipsometrica per 19 bacini idrografici tributari dei fiumi Freddo e Grande. Le curve calcolate, successivamente confrontate con quelle teoriche di Strahler, hanno mostrato che solo alcuni bacini relativi al Fiume Freddo presentano delle forme convesse delle curve in corrispondenza della parte centrale dei bacini, da imputare probabilmente a variazione morfologica legata a tettonica. L'esame dei reticoli fluviali ha inoltre mostrato delle anomalie nell'andamento di alcuni corsi d'acqua che scorrono sul fianco NO della sinclinale del Belice. Seppur speditiva, l'analisi ha permesso di riscontrare, per alcuni corsi d'acqua tributari del Belice, dei *pattern* arcuati e ortogonali rispetto ad una seconda anomalia nei

dati interferometrici StaMPS, riscontrata sul fianco nordovest della struttura sinclinalica.

L'anomalia, con forma marcatamente arcuata, si estende per circa 10 km dai settori a sud dell'abitato di Partanna fino ai ruderi di Gibellina (lineamento Partanna-Gibellina, PG), sviluppandosi in direzione SO-NE in corrispondenza dell'area di fondo valle del fiume Belice e in direzione NNO-SSE sul fianco nordovest della sinclinale. Essa, sebbene ad ampiezza e con continuità minore rispetto al CCA, evidenzia una zona in cui attualmente si ha un significativo accumulo di *strain* e, essendo molto prossima all'area epicentrale del terremoto del '68, non è da escludere che possa essere l'espressione deformativa recente della struttura crostale responsabile dell'evento.

L'analisi morfometrica, i dati interferometrici e le analisi di terreno hanno mostrato, anche per questo settore, interessanti risultati che contribuiscono ad ampliare le conoscenze relative alla zona maggiormente colpita dalla sequenza sismica del '68, consentendo di definire la prosecuzione orientale del GCTS, qui denominata *Castelvetrano-Garcia Thrust System* (CGTS).

Il CGTS ha orientazione generale N88°E e una lunghezza totale di circa 25 km ma, analogamente al GCTS, può essere suddiviso in due segmenti (da sudovest a nordest: CP, Castelvetrano-Partanna e GLG Gibellina-Lago Garcia), di analoga lunghezza ed orientazione, sulla base di una diversa espressione superficiale della deformazione.

Il ritrovamento di manufatti antichi e recenti deformati, seppur in maniera asismica, sui segmenti CP e GLG, ha consentito di definire i limiti del CGTS attestando anche la continua attività compressiva cui è soggetta l'area. Un antico acquedotto leggermente fuori asse, ritrovato poco a nordest di Castelvetrano sul segmento CP, e il rinvenimento, sul segmento GLG, di un muretto in calcestruzzo, che borda la strada che costeggia il Lago Garcia (c. 5 km a nordest del *main shock* del 1968), deformato con strutture di tipo *pop-up*, attestano infatti il prosieguo del regime compressivo durante la fase intersismica o post-sismica della sequenza del Belice. Inoltre le anomalie SAR e fluviale si attestano tra i segmenti CP e GLG, in prossimità di Monte Porcello, dove, secondo Michetti *et al.*, (1995), è localizzata la struttura tettonica sulla quale si sarebbe avuta una rottura cosismica in occasione del terremoto del '68. Tale settore, qui denominato MPRZ (Monte Porcello *relay zone*), e la zona di deformazione plastica del Lago Garcia delimiterebbero, dunque, l'area di più forte rilascio sismico nel 1968, rappresentando nel contempo i limiti esterni delle aree nelle quali attualmente, come indicano i dati interferometrici, si ha il maggior accumulo di *strain*.

L'integrazione dei risultati, derivanti dai diversi *set* di dati, conferma l'ipotesi di *thrusting* obliquo, su strutture cieche, e piegamento superficiale ancora attivi, in risposta ad una contrazione orientata NO-SE. Il rilevamento morfostrutturale accoppiato all'analisi morfometrica suggerisce, in particolare per il GCTS e per la dorsale di Castelvetro, un modello di piega per propagazione di faglia. Lo *slip* profondo avverrebbe quindi lungo una rampa a carattere crostale che nei primi chilometri assume una complessa geometria ripartendosi in un fascio di *spalys* minori responsabili delle deformazioni più superficiali e della crescita di strutture plicative.

I risultati presentati in questa tesi hanno consentito un tentativo di parametrizzazione preliminare del GCTS e in via approssimativa per il CGTS (area epicentrale del '68). L'insieme dei due sistemi a *thrust*, qui denominato SOST (*Sud-Ovest Sicilia Thrust*), rappresenta una struttura di primo ordine nel quadro deformativo della Sicilia Occidentale. Essa corrisponde al *thrust* basale di Lavecchia *et al.* (2007), mentre la parte orientale, ad orientazione ENE-OSO, corrisponde al sistema a *thrust* ritenuto da Monaco *et al.* (1996) responsabile del terremoto del 1968.

Il SOST si presenta segmentato e l'attivazione complessiva nel caso di un singolo terremoto, data la forte variazione di orientazione tra il GCTS e il CGTS, sembra meccanicamente difficile. Attraverso le relazioni empiriche di Wells e Coppersmith (1994), applicate alla lunghezza dei segmenti, sono stati stimati valori di momento equivalente (M_{eq}) compresi tra 6 e 6.3 nel caso che tali segmenti si attivino singolarmente. Se la parte orientale del CGTS, corrispondente al segmento GLG e parte del CP, è stata attivata nel corso dell'evento del Belice, stimiamo che circa la metà (~5 km) dei segmenti abbia potuto dare origine alla rottura cosismica; la M_{eq} stimata ($M_{eq}=5.9$) infatti è compatibile con la M_w registrata per la scossa principale ($M_w=5.9$). Nel caso che il GCTS e il CGTS si attivino per intero, si stimano invece valori di M_{eq} rispettivamente di 6.5 e 6.7. Alla luce di ciò, e come testimoniano le evidenze di terreno di continui *creep* sia nel post-simico del 1968 che nell'intersismico del GCTS, sembra dunque improbabile l'attivazione per terremoti con $M > 6-6.3$.

Anche se non è possibile associare direttamente il GCTS ai terremoti storici che hanno distrutto la città greca di Selinunte (GUIDOBONI *et alii*, 2002; BOTTARI *et alii*, 2009) e il CGTS alla sequenza sismica del Belice, i risultati conseguiti devono essere incorporati nella valutazione della pericolosità sismica di questa zona densamente popolata della Sicilia.

ABSTRACT

This research is based on a multidisciplinary approach including geological, geodetic and geophysical analyses and provides the first evidence of active deformation in southwestern Sicily, in an area that partially falls on the macroseismic zone of the Belice 1968 destructive earthquake sequence. Even though this is the strongest seismic event recorded in Western Sicily in historical times, the seismogenic source is still undefined.

The study area includes the westernmost frontal segment of the Sicilian Fold and Thrust Belt, a sector that was considered aseismic before the occurrence of the 1968 Belice earthquake. Seismic exploration has revealed that this frontal portion of the chain also extends in the offshore, in the northern sector of the Sicily Channel, at the eastern boundary of the Adventure Bank (ARGNANI *et alii*, 1986; CATALANO E D'ARGENIO, 1986).

The structural setting of western Sicily is characterized by a duplex geometry composed of two superposed thrust systems separated by a regional décollement (CATALANO *et alii*, 1998; 2000). The shallower system consists of a 1-3 km thick stack of thrust sheets which originated from the deformation of the Neotethys and of the Africa continental palaeo-margin (CATALANO *et alii*, 2000). The deeper thrust system (Pelagian Sicilian Thrust Belt, FINETTI *et alii*, 2005) has structured since the Late Miocene-Early Pliocene, when collisional processes have involved in the thrust system the northernmost margin of the Pelagian Block. Compression mainly involved carbonate successions and produced a ~10 Km thick deep-seated imbricate thrusts, locally outcropping (e.g. Montagna Grande). The south-eastward deep thrust migration was accompanied by large antiformal folding of the tectonic units previously structured at the upper level and passively transported, including satellite sedimentary basins (e.g. the upper Miocene Castelvetro Basin).

According to previous authors (MONACO *et alii*, 1996, CATALANO *et alii*, 1998) the deep-seated ramp thrusts of the Pelagian Sicilian Thrust Belt are part of a unique regional system which deforms the northernmost margin of the Pelagian block. At shallower crustal levels, ramp-thrusts splay into a series of minor contractional structures that exhibit a complicate geometries. This regional system has been incorporated by Lavecchia *et al.* (2007) in a geodynamic model that attributes to the active thrust belt (the Sicilian Basal Thrust, SBT) the role of single seismogenic source of western Sicily.

With the aim of better define the strain field that currently characterizes the study area, geodetic analysis, including interferometric (DInSAR and StaMPS) and GPS data, has been performed. The integration of these techniques allowed to define the ground motion vectors, in particular the vertical and horizontal components, respectively.

The DInSAR analysis has been conducted by using the "two steps" technique on a number of tracks (444 and 308 respectively) consisting of SAR images (Synthetic Aperture Radar) acquired between 2003 and 2010, both in ascending and descending orbit. The analysis was performed on short and long time intervals between two acquisitions and have allowed to detect a differential ground motion along a NNE - SSW alignment between the towns of Castelvetrano and Campobello di Mazara (CCA), just west of the macroseismic area of the 1968 seismic sequence. The StaMPS consists of a multi-interferogram analysis that was performed in order to obtain a more comprehensive map showing the average ground velocity. This technique, with millimeter accuracy, is based on the analysis of time series satellite images. The obtained results display a differential ground motion of 2 mm/yr along the Line Of Sight (LOS), in correspondence of the CCA.

In order to quantify the horizontal component of the geodetic deformation, a GPS measurement survey has been carried out by reoccupying seven IGM 1995 benchmarks (SEL1, SEL2, FGRA, BCMA, TLIP, MGRA e MGAI), two of which (SEL1 and BCMA) fall across the CCA. GPS data were acquired in a continuous modality (5-13 hours) by using Leica GX 1220 receivers and AR10 antennas. Measurements showed a ~ 0.6 mm/yr of geodetic contractional strain in a NW-SE direction which is transversal to the CCA alignment. Although the confidence ellipses of the GPS vectors are relatively large, it is possible to compare magnitude and direction of the velocity vectors, that show compressional along the CCA.

The morphostructural analysis was carried out on field and in laboratory and allowed to associate the geodetic data to a topographic offset of Lower Pleistocene marine sediments. Morphometric analysis, performed on a 2x2 cell size DEM, and field data showed the occurrence of a morphological ridge (parallel to the CCA), characterized by a scarp dipping at 10-15° to the SE on its southeastern flank. Morphostructural analyses evidenced the occurrence of an anticline related to the Pleistocene activity of the Bank Adventure thrust system in the on-land sector here named Granitola-Castelvetrano Thrust System (GCTS)

Along the GCTS, three morphological segments have been distinguished: CCA (Castelvetro-Campobello di Mazara), S (Straglio) and SPG (Straglio-Punta Granitola) respectively. They show variable lengths (between 2 and 12km) and trends (NNE-SSW the CCA and SPG and ~E-W the S). The execution of a series of transversal topographic profiles across these segments allowed to detect an irregular trend of the scarp. Except for the more regular S segment, here interpreted as a relay zone, the variation in height of the scarp along the other segments has been related to the growth of distinct folds bounding fault segments.

The discovery of dislocated archaeological remains on the hanging-wall of GCTS (CCA segment) provided the first evidence of probable coseismic deformation, related to a seismogenic source in the area. An ancient road of Early Bronze to Greek age, is offset by a contractional structure. This structure (named CTF, "Carraia Thrust Fault") is a N30E trending, slightly oblique (dextral) reverse fault, dipping at 50-60° to the SE and displacing the road by about 5cm; inversion of meso-structural data collected on the CTF allowed to estimate a N110°E orientation for the compression axis. Partially dissimilar results were obtained by the analysis of fractures found in the archaeological site, which suggested a compression axis oriented N170° E (normal to the transverse fractures). The deformation along the CTF also involves the asphalt of the modern road that runs alongside the archaeological remains. It is manifested by fractures oriented NNE-SSW showing a slight reverse component of motion, similar to the faults of the substratum, making it plausible that the deformation continues today, likely as creep.

Field data were integrated by high resolution marine surveys consisting of single-channel Sparker profiles acquired transversally to the possible offshore prosecution of the GCTS, the northernmost part of the ATF (Adventure Thrust Front, ARGNANI *et alii*, 1986). A preliminary interpretation of seismic data, calibrated by logs of exploratory wells, evidenced contractional deformation in lower - middle Pleistocene sedimentary units, caused by the propagation of SE-verging reverse faults that affect also the sea floor. Along the offshore prosecution of the morphological high, a structural high involving Late Pleistocene- Holocene sediments has been detected. These transgressive deposits, formed during the highstand of the last sea level rise, rapidly deepen towards the southeast, while they become very thin towards the northwest along a continental shelf, suggesting an uplift of this sector during the late Quaternary. The ascent of fluids and the presence of bioconstructions, arranged in groups oriented N45°E, on the continental shelf, also suggests their close relationship with active faults.

In order to better characterize the GCTS in the seismotectonic framework of southwestern Sicily, the analysis was extended north and east of the GCTS, within the epicentral area of the Belice earthquake sequence. A morphometric analysis was carried out in the sector located north of the GCTS, on 19 drainage basins which flow into a main river (Fiume Freddo). Some drainage basins showed a convex-shaped hypsometric curve testifying a possible morphological variation controlled by recent tectonics. In addition, some geometric anomalies in stream pattern have been observed on the NW flank of the Belice syncline where an interferometry anomaly (StaMPS) also occurs. Here, the morphometric anomaly depicts a curved-shaped lineament that extends for about 10 km from the sector to the south of Partanna village as far as the ruins of Gibellina (Partanna-Gibellina, PG lineament). It is characterized by a SW-NE direction along the Belice river valley and a NNW-SSE orientation on the northwest flank of the Belice syncline. Although this anomaly shows a minor continuity with respect to the CCA, it matches with a region where a significant accumulation of strain occurs. In addition, the proximity to the epicentral zone of the 1968 earthquake suggests that it could be the expression of recent deformation related to the seimogenic structure.

The multidisciplinary approach has provided interesting results which also contributes to improve the knowledge about the area which was the most damaged by the 1968 earthquake sequence. Accordingly, another possible active segment (the Castelvetro-Garcia Thrust System, CGTS), similar to GCTS, is inferred to occur here. The CGTS shows a N88°E direction and a total length of about 25km. Similarly to the GCTS, it can be subdivided into two segments (CP, Castelvetro-Partanna and GLG, Gibellina- Garcia Lake), on the basis of different morphological features.

The discovery of deformed ancient and modern artifacts along the CP and GLG segments allowed to define contractional kinematics and boundaries of the CGTS. Along the CP segment, northeast of Castelvetro, an ancient aqueduct is slightly deformed. Along the GLG segment, a concrete side-wall of the road by-passing the Garcia lake (about 5 km northeast of the 1968 main shock) is aseismically deformed by a pop-up structure. These findings testify the ongoing compressive regime during the inter-seismic or post-seismic period of the Belice sequence. Further, SAR and fluvial anomalies are concentrated between the CP and GLG segments, in the vicinity of Mt. Porcello where, according to Michetti et al. (1995), coseismic ruptures occurred during the 1968 earthquake. This sector, here named MPRZ (Monte Porcello relay zone), and the zone of plastic deformation near the Garcia Lake delimit, as a whole, the sector of

strong seismic release of the 1968 earthquake, also representing the outer boundaries of the areas where interferometry data indicate the largest strain accumulation.

The integration of the whole dataset confirms the hypothesis that oblique thrusting along blind structures and surface folding currently occur in response to a NW-SE oriented compression. The morphostructural and morphometric analyses suggest, in particular for the GCTS and for the Castelvetro ridge, a model of thrust propagation fold. Slip movements could occur along a deep-seated crustal ramp that at shallow crustal levels assumes a complex geometry, splaying into a series of minor reverse faults responsible for most superficial deformation and for growth of fold structures.

The presented results have tentatively allowed the preliminary parameterization of the GCTS and, approximately, of the CGTS (1968 epicentral area). As a whole, the thrust system, here named SOST (*Sud-Ovest Sicilia Thrust*) is a first-order structure in the deformation context of western Sicily. It corresponds to the basal thrust of Lavecchia et al. (2007), with its ENE-WSW trending eastern sector corresponding to the thrust system inferred by Monaco et al. (1996) as responsible for the 1968 earthquake.

The SOST appears as a segmented structure and the overall activation during a single seismic event seems to be mechanically difficult because of the strong orientation change between the GCTS and the CGTS. Using the empirical relationships of Wells and Coppersmith (1994), values between 6 and 6.3 of moment magnitude equivalent (M_{eq}) have been estimated in the case that single segments were activated. If the eastern part of CGTS (GLG and east part of CP segments) was activated during the Belice event, we estimate that about half (~ 5 km) of the segments could have generated coseismic rupture. The estimated M_{eq} ($M_{eq} = 5.9$) is, in fact, compatible with the M_w registered during the Belice main shock ($M_w = 5.9$). If the GCTS and CGTS were completely activated, M_{eq} values of 6.5 and 6.7, respectively, could be estimated. These observation, together with the evidence of continuous creep deformation both in the post-seismic period of the 1968 event and during the intersismic activity of the GCTS, the occurrence of an earthquakes with $M > 6-6.3$ appears unlikely.

Even though it is not immediate the relation between the GCTS and the historical earthquakes that have destroyed the Greek city of Selinunte (Guidoboni et al, 2002; BOTTARI et al, 2009) and between the CGTS and the Belice earthquake sequence, the results of this study must be considered in evaluation of the seismic hazard of this densely populated area of Sicily.

PREMESSA

L'assetto tettonico del Mediterraneo centrale è il risultato di una lunga e complessa storia deformativa il cui motore principale è da inquadrare nei processi di convergenza fra la placca Euroasiatica e Africana. Su scala locale, l'area mediterranea appare essere estremamente complicata in quanto caratterizzata da differenti blocchi crostali, a comportamento cinematico non omogeneo, interagenti fra loro. I movimenti relativi tra questi settori litosferici o crostali si realizzano principalmente lungo le zone di sutura e subordinatamente lungo fasce di deformazione intraplacca. Tale aspetto è evidenziato dall'attuale quadro deformativo dell'area Mediterranea in cui la presenza di strutture tettonicamente attive, la distribuzione della sismicità profonda e superficiale e i recenti sviluppi della geodesia, che mostrano velocità differenziali relative tra i vari blocchi crostali e tra singole fasce, confermano quanto detto.

La Sicilia, al centro della convergenza fra placca Europea e Africana, è caratterizzata da un complesso scenario tettonico che ancora oggi non è del tutto chiaro in molti suoi aspetti. È ipotesi accettata da diversi Autori che l'isola sia costituita da un insieme di blocchi crostali con differenti caratteristiche strutturali, cinematiche e geodinamiche. I lineamenti tettonici sono spesso caratterizzati da frequente attività sismica, come ad esempio la faglia di Tindari-Letojanni in Sicilia nord-orientale (GHISSETTI, 1979; LANZAFAME E BOUSQUET, 1997; PONDRELLI *et alii*, 2002; NERI *et alii*, 2005; BILLI *et alii*, 2006; 2010; PALANO *et alii*, 2012), o le faglie presenti nel settore Ibleo. La geodesia inoltre conferma differenti dinamiche fra la parte occidentale dell'isola e quella orientale.

Nello specifico, lungo la porzione nord orientale dell'isola, l'unica ampiamente studiata con varie metodologie, sono state individuate diverse fasce di deformazione attiva caratterizzate da differenti stili tettonici (transpressivo o transtensivo) (NERI *et alii*, 2005; LAVECCHIA *et alii*, 2007; FERRANTI *et alii*, 2008; MATTIA *et alii*, 2009; PALANO *et alii*, 2012). Riguardo alla Sicilia centrale e occidentale, invece, pur avendo un quadro generale sui movimenti che interessano l'area, mancano conoscenze dettagliate sulla tettonica attiva e sulla natura e localizzazione delle strutture locali che accomodano la deformazione contemporanea, sia a causa dei bassi tassi con i quali questa si esplica, sia a causa della limitata risoluzione e del carattere episodico delle indagini finora effettuate in queste zone.

Un apporto di conoscenze relative alla Sicilia centro occidentale è stato sicuramente fornito, tramite numerosi studi condotti sulla zona, a seguito dell'evento sismico che, a

partire dal Gennaio del 1968 fino al Giugno dello stesso anno, ha interessato in modo particolare la Valle del Belice e la parte orientale della Valle di Mazara. Tale evento rappresenta la più importante sequenza sismica registrata in epoca strumentale in un'area che fino a quel momento era stata considerata asismica. Le incertezze derivano dalla indisponibilità di dati sismologici adeguati (le soluzioni focali fornite da diversi Autori spaziano da *thrusting* puro a transpressione), dal fatto che fino ad oggi non sono mai state osservate sul terreno rotture per fagliazione cosismica, e più in generale dalla mancanza di conoscenze dettagliate sulla natura e ubicazione delle strutture locali. In generale la sismicità della Sicilia sud-occidentale è caratterizzata da pochi eventi di moderata intensità, con l'eccezione di due forti terremoti, avvenuti tra il 370 e il 300 A.C. e tra il 300 ed il 600 D.C. (GUIDOBONI *et alii*, 2002; BOTTARI *et alii*, 2009), che distrussero i Templi di Selinunte, colonia greca sulla costa sud-occidentale dell'isola.

Al fine di implementare le conoscenze sulla tettonica attiva di quest'area, di individuare eventuali strutture attive responsabili di tale fenomeno sismico e infine di contribuire alla comprensione della possibile deformazione crostale attiva di questo settore, sinora poco conosciuto, è stata condotta un'analisi multidisciplinare comprendente studi geodetici, che si sono avvalsi di tecniche interferometriche (DInSAR e StaMPS) e GPS, rilevamenti geologici e geomorfologici, ed interpretazione di linee sismiche di alta risoluzione acquisite per l'occasione nell'immediato *off-shore* della Sicilia Sud-Occidentale.

Tale ricerca è stata svolta grazie alla collaborazione con varie istituzioni, fra cui l'Università di Catania con cui si è collaborato per l'analisi di tettonica attiva, l'Università di Palermo, che ha permesso l'esecuzione e l'interpretazione dei profili sismici *off-shore*, e l'Osservatorio Etneo-INGV di Catania, che ha messo a disposizione la strumentazione GPS ed il supporto *hardware* e *software* per il processamento dei dati GPS e SAR.

CAPITOLO 1

INTRODUZIONE

1.1 CONTESTO GEOLOGICO

1.1.1 Assetto tettonico regionale

L'attuale assetto strutturale del Mediterraneo centrale tra la Sicilia e l'Italia meridionale è il risultato di una lunga e complessa storia di deformazioni legate principalmente alla convergenza tra la placca africana e quella europea, che vede gli originari margini modificati a costituire differenti blocchi crostali caratterizzati da diversi stili strutturali.

Nell'attuale configurazione si riconoscono dunque un “**dominio di avampaese**”, un “**dominio orogenico**” e i “**domini di hinterland**” (LENTINI *et alii*, 1994; FINETTI *et alii*, 1996) (Fig. 1.1).

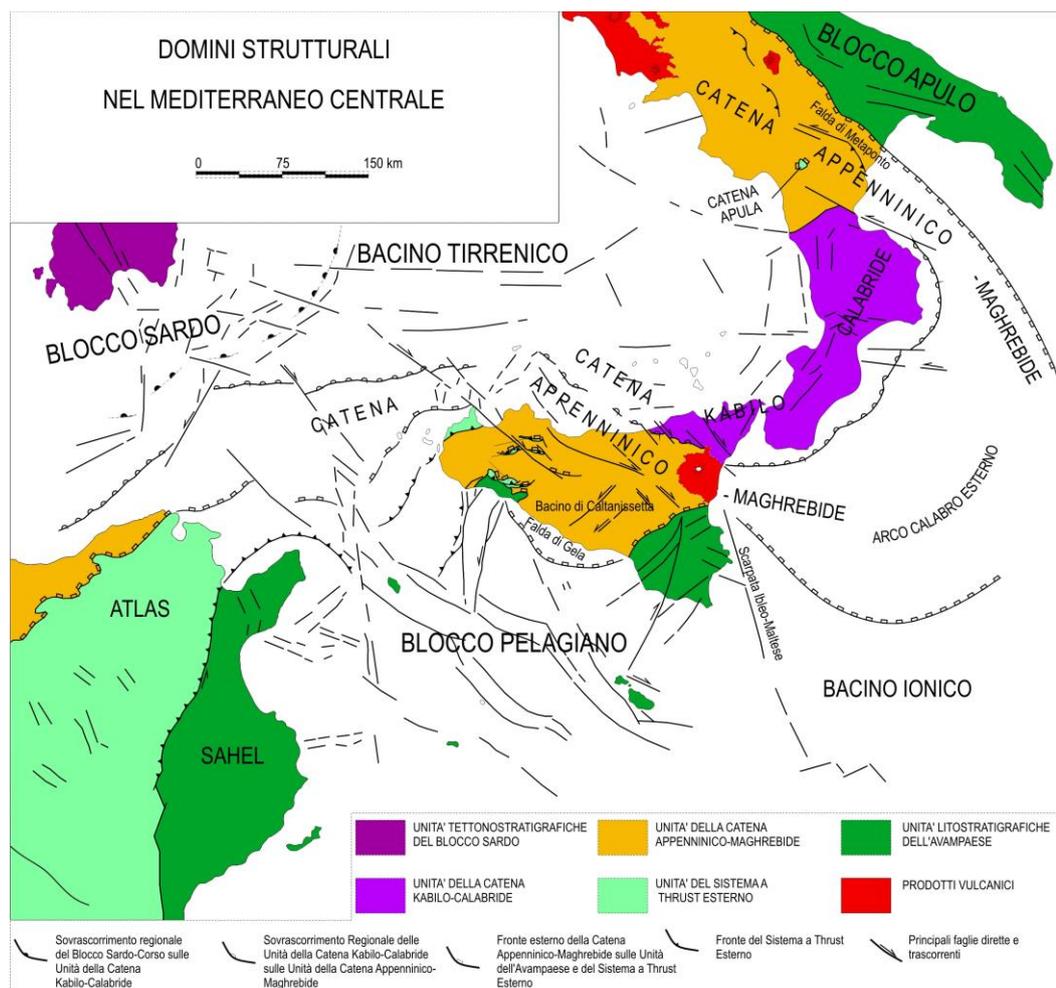


Fig. 1.1 - Schema tettonico dei domini strutturali nel Mediterraneo centrale (Lentini *et al.*, 1996; 2006).

I domini di avampaese dell'area mediterranea sono rappresentati dal Blocco Pelagiano affiorante in Sicilia e da quello Apulo presente in Italia meridionale. Questi sono separati da una vasta area a crosta assottigliata o oceanica, il Bacino Ionico (FINETTI E DEL BEN, 1986; CATALANO *et alii*, 2001). La porzione siciliana dell'avampaese è rappresentata dal margine settentrionale del Blocco Pelagiano ed affiora estesamente nel settore sud-orientale dell'isola, dove costituisce il Plateau Ibleo, e limitatamente nell'area di Sciacca, nella parte occidentale della regione. È presente invece in profondità e con continuità in tutto il Canale di Sicilia (FINETTI *et alii*, 2005) attraverso il quale si connette al continente africano, emergendo in corrispondenza delle isole di Lampedusa e Malta (GRASSO E REUTHER, 1988).

I domini orogenici sono rappresentati da tre catene collisionali: la Catena Kabilo-Calabride, la Catena Appenninico-Maghrebide ed il Sistema a *Thrust* Esterno. Queste tre distinte fasce contrazionali sono state prodotte rispettivamente dalla deformazione delle originarie coperture del margine afro-adriatico (Sistema a *Thrust* Esterno), delle originarie coperture della Tetide Alpina e del paleobacino Ionico, separati da una crosta continentale denominata crosta maghrebide o “panormide” (secondo LENTINI *et alii*, 2006) in Sicilia, appenninica in Italia meridionale (Catena Appenninico-Maghrebide), e dell'originario margine europeo (Catena Kabilo-Calabride). In Sicilia le zone di catena occupano la parte settentrionale dell'isola e costituiscono un sistema a pieghe e sovrascorrimenti che si è propagato verso i quadranti meridionali nel corso del Miocene-Quaternario (CATALANO *et alii*, 2000) comportando un complesso impilamento di falde.

I domini d'*hinterland*, che costituiscono le aree di retro-catena, sono il prodotto di deformazioni intraplacca e sono rappresentati dal Blocco Sardo Corso e dal Bacino Tirrenico (LENTINI *et alii*, 1994). Il primo è un frammento dell'originario margine Europeo, attualmente compreso fra due aree bacinali a crosta assottigliata o parzialmente oceanizzata, il Bacino Balearico ad ovest e il Bacino Tirrenico ad est (KASTENS *et alii*, 1988, SARTORI *et alii*, 1990, GORINI *et alii*, 1994; DOGLIONI *et alii*, 1997; GUEGUEN *et alii*, 1998; FACCENNA *et alii*, 2001; 2002; MASCLE *et alii*, 2004; JOLIVET *et alii*, 2008; BILLI *et alii*, 2011). Quest'ultimo è il prodotto di fasi distensive che hanno interessato le aree interne dell'orogene a partire dal Serravalliano (LENTINI *et alii*, 1995) e che, secondo vari Autori, sono legate al rapido *roll-back* dello *slab* Ionico in subduzione verso sud-est (MALINVERNO E RYAN, 1986; FACCENNA *et alii*, 1996; 2001; D'AGOSTINO *et alii*, 2008). L'estensione, con acme caratterizzato da una fase di

parziale oceanizzazione durante il Plio-Pleistocene, è durata almeno fino al Pleistocene medio, quando tale margine subì un forte sollevamento regionale (FINETTI E DEL BEN, 1986; SARTORI *et alii*, 1991; ARGNANI, 1990; 2000; BORDONI A VALENSISE, 1998; PEPE *et alii*, 2000; ROSENBAUM E LISTER, 2004; FERRANTI *et alii*, 2007; BILLI *et alii*, 2011). Essa è invece ancora attiva e si esplica con faglie normali nell'angolo sud-est del Tirreno (NERI *et alii*, 2003; 2005; MATTIA *et alii*, 2009; BILLI *et alii*, 2006; 2010).

L'attuale configurazione di tale parte del Mediterraneo Centrale è dunque strettamente dipendente dalla natura, dalla distribuzione e dallo spessore dei vari elementi crostali coinvolti: la crosta continentale afro-adriatica, quella panormide/appenninica e le croste oceaniche ionica e tirrenica. In tale quadro i vari domini coinvolti hanno giocato progressivamente ruoli differenti, passando da quello di avampaese a quello di avanfossa e poi catena attraverso le varie fasi tettoniche (**Fig. 1.2**). In questo scenario si colloca la complessa evoluzione strutturale della Catena Appenninico-Maghrebide (d'ora in avanti CAM), un orogene arcuato che si sviluppa dall'area del Maghreb, in Africa settentrionale, fino all'Appennino meridionale, attraverso la Sicilia e l'Arco Calabro (vedi **Fig. 1.1**).

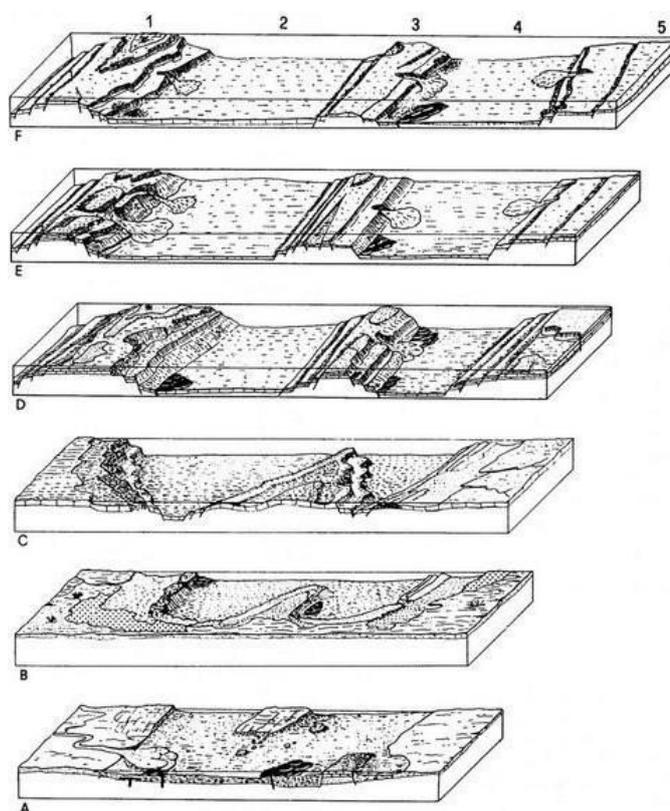


Fig. 1.2 – Tappe dell'evoluzione del sistema piattaforma-bacino della Sicilia occidentale. A) Ladinico-Carnico; B) Carnico-Norico; C) Retico-Lias Inf.; D) Lias Sup-Malm; E) Cretaceo Inf; F) Cretaceo Sup.-Eocene; 1) Piattaforma Panormide; 2) Bacino Imerese; 3) Piattaforma Trapanese; 4) Bacino Sicano; 5) Piattaforma Saccense. (Catalano e D'Argenio, 1982).

1.1.2 Assetto tettonico della Sicilia

In Sicilia le aree di catena caratterizzano la parte Nord dell'isola, sviluppandosi in senso Est-Ovest, per poi lasciare spazio ad un sistema Avanfossa-Avampaese nella porzione meridionale della regione. Il dominio orogenico è composto da tre distinti edifici a *thrust* tettonicamente sovrapposti, ognuno dei quali assume il rango di "catena", originatisi dalla deformazione di altrettanti distinti settori paleogeografici di età Mesozoica (CATALANO E D'ARGENIO, 1978; GHISETTI E VEZZANI, 1984; ROURE *et alii*, 1990; LENTINI *et alii*, 1994; CATALANO *et alii*, 2001; NIGRO E RENDA, 1999; LAVECCHIA *et alii*, 2007; MINELLI E FACCENNA, 2010; BILLI *et alii*, 2010; 2011) (Fig. 1.3).

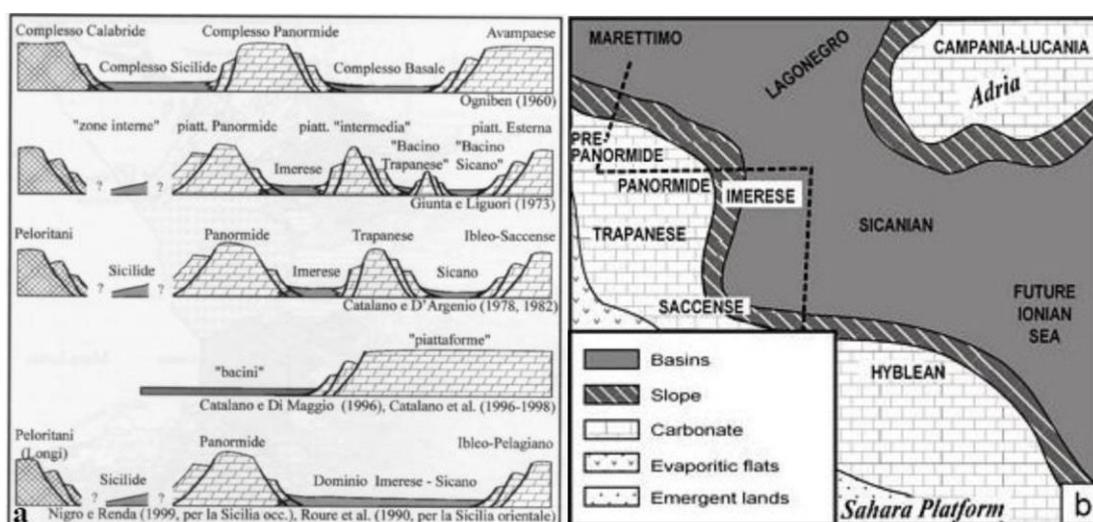


Fig. 1.3 – a) Modelli della paleogeografia regionale (da Nigro e Renda, 1999). b) Schema paleogeografico proposto da Catalano e di Maggio (1996).

La posizione più elevata è occupata da coperture deformate e sradicate dai loro originari basamenti che formano un elemento a carattere pellicolare costituito dalla sovrapposizione tettonica di due distinti edifici alloctoni, la **Catena Kabilo-Calabride** e la **Catena Appeninico-Maghrebide**. L'intero edificio si sovrappone ad un sistema a *thrust* profondo più o meno radicato che costituisce il **Sistema a Thrust Esterno** siciliano e che si è originato per la deformazione del margine interno dell'Avampaese in età post-tortoniana (LENTINI *et alii*, 1996; 2000) (Fig. 1.4).

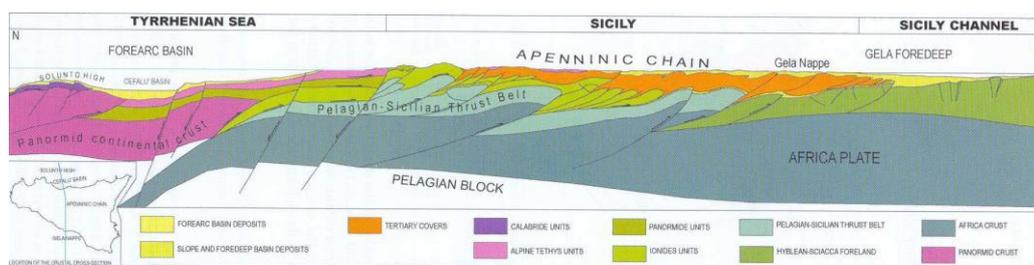


Fig. 1.4 – Schema tettonico derivante da un profilo sismico mostrante i rapporti strutturali esistenti tra la crosta della Catena Appenninico-Maghrebide e le unità alloctone (da Finetti *et al.*, 2005).

L'Avampaese affiorante a terra, a crosta continentale e noto col termine di Plateau Ibleo, è caratterizzato da notevoli spessori crostali (30-35 km) di cui almeno 6-7 km sono costituiti da successioni carbonatiche di età meso-cenozoica (BUROLLET *et alii*, 1978) con intercalazioni di vulcanite basiche (PATACCA *et alii*, 1979; BIANCHI *et alii*, 1987; LENTINI *et alii*, 1987). L'Avampaese mostra prevalentemente una tettonica di tipo estensionale espressa da faglie normali, ma presenta anche strutture compressive, trascorrenti e faglie inverse (GHISETTI E VEZZANI, 1980). Verso est è interrotto dalla scarpata Ibleo Maltese che si colloca in corrispondenza dell'originario margine continentale del Blocco Pelagiano e separa questo dal Bacino Ionico (ARGNANI E BONAZZI, 2005). Tale scarpata è costituita da un sistema di faglie normali a gradinata, orientate circa NNO-SSE (CATALANO *et alii*, 2000; 2001), attraverso il quale le successioni Iblee collassano verso lo Ionio (ARGNANI E BONAZZI, 2005). Sul lato occidentale l'Avampaese Ibleo è controllato da una zona di taglio destra orientata NNE-SSO, la linea di Scicli-Ragusa. Verso nord s'inflexe al di sotto del segmento dell'orogene Appenninico-Maghrebide siciliano attraverso un sistema di faglie a gradinata orientate NE-SO dando origine dapprima all'Avanfossa Gela-Catania (**Fig. 1.5**) (TORELLI *et alii*, 1998; YELLIN-DROR *et alii*, 1997) e passando poi al Sistema a Thrust Esterno.

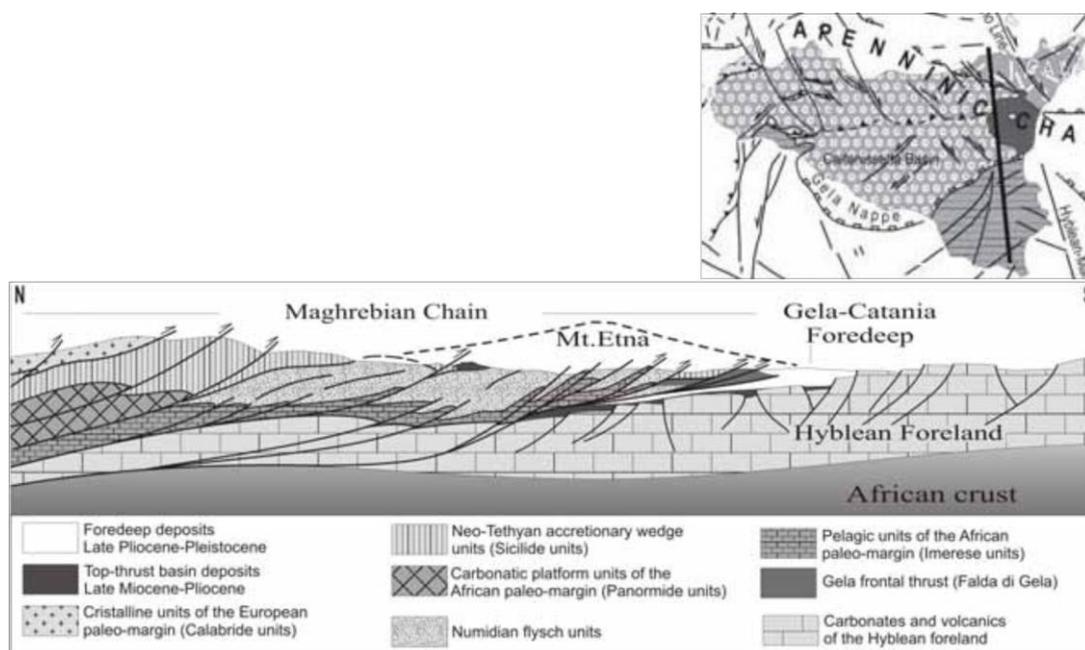


Fig. 1.5 - Sezione geologica schematica (da Catalano *et al.*, 2004, modificato) attraverso la Sicilia orientale. Nel riquadro in alto la relativa ubicazione (Monaco, 2013).

Il Sistema a *Thrust* Esterno, o sistema a *thrust* profondo, in Sicilia prende il nome di Sistema a *Thrust* Siculo-Pelagiano (*Pelagian-Sicilian thrust belt*, PSTB, in FINETTI *et alii.*, 2005) e rappresenta il più esterno tra i domini orogenici della catena. Esso presenta una dislocazione verso sud-est ed è il prodotto della deformazione post-tortoniana delle originarie coperture sedimentarie del margine interno del Blocco Pelagiano. Si è quindi formato a spese del settore collassato dell'avampaese, che era già sottoscorsore alle unità alloctone dei domini orogenici più interni, coinvolgendo passivamente nella deformazione anche le unità sovrastanti. Esso è quindi costituito nelle linee generali da successioni carbonatiche analoghe o affini a quelle affioranti nelle aree di avampaese. Tali successioni stratigrafiche sono quelle note in letteratura come **Unità Trapanese** o **Saccense** (CATALANO *et alii.*, 1996). Attualmente tale sistema non è esposto in Sicilia orientale, ma è stato identificato dalle linee sismiche ed è stato attraversato dai sondaggi per l'esplorazione petrolifera (pozzo Cerda 2 e Vicari 1). È invece estesamente esposto in tutta la Sicilia occidentale dove forma grandi strutture antiformali (CATALANO *et alii.*, 1998). Nella porzione meridionale, in particolare, si riscontrano gli elementi geologici più esterni del PSTB che si estende fino alle aree di *off-shore* del Canale di Sicilia. In Sicilia nord-occidentale esso taglia l'intero edificio pellicolare Appenninico-Maghrebide attraverso delle culminazioni strutturali (MONACO *et alii.*, 1996; BARRECA *et alii.*, 2010 b; BARRECA E MAESANO, 2012).

La catena Appenninico-Maghrebide nella porzione siciliana costituisce gran parte degli affioramenti dell'isola e si è formata, a partire dall'Oligocene superiore, dalla deformazione delle coperture della Tetide Alpina e il successivo coinvolgimento di settori a crosta continentale, ubicati originariamente tra il margine europeo e quello africano. Essa è quindi costituita da unità stratigrafico-strutturali tettonicamente sovrapposte le une alle altre che comprendono sequenze di tipo bacinale (**Unità Sicilidi**), in posizione elevata, scollatesi da crosta oceanica o assottigliata costituente la Tetide Alpina, e unità carbonatiche alloctone (**Unità Panormide**) originate dai settori a crosta continentale sopracitati. Quest'ultime successivamente sono andate in ricoprimento sulle sequenze bacinali del Paleo-Ionio (**Unità Imeresi e Sicane**) che sono state scollate dalle porzioni di bacino andate poi in subduzione (FINETTI, 1982; LENTINI, 1982; FINETTI *et alii*, 1996). Dal Miocene medio superiore le unità tettoniche hanno subito un trasporto passivo sulle aree esterne contemporaneamente alla crescita dei sistemi a *thrust* profondi e all'apertura a retro del Bacino Tirrenico e alla formazione del **Bacino di Caltanissetta**, interpretato come una avanfossa interna in cui si sono inseriti i fronti dei *thrust* dell'orogene siciliano (FINETTI *et alii*, 2005).

La Catena Kabilo-Calabride affiora nella porzione nord-orientale della regione e rappresenta la terminazione meridionale dell'Arco Calabro-Peloritano (SCANDONE, 1979). Essa si è originata a partire dall'Eocene superiore, per delaminazione del margine europeo, in concomitanza con l'apertura del **Bacino Balearico** e la rotazione antioraria del **Blocco Sardo-Corso**. Tale catena è composta principalmente da diverse falde di basamento cristallino con resti di coperture meso-cenozoiche e successioni a carattere terrigeno (*Flysch*) di età compresa fra l'Eocene superiore ed il Miocene Inferiore (LENTINI *et alii*, 2005). Nell'Oligocene-Miocene l'intero edificio Calabro Peloritano ha ricoperto tettonicamente le unità più interne della Catena Appenninico-Maghrebide.

1.1.3 Quadro geologico-strutturale della Sicilia Occidentale

La Sicilia Occidentale è un segmento dell'orogene siciliano, orientato NNE-SSO e interposto tra due domini estensionali-transtensivi, il Bacino Tirrenico a nord e il Canale di Sicilia a sud. In linea generale l'assetto strutturale di questo settore è dato da una struttura a *duplex* composta da due sistemi a *thrust* sovrapposti, così come dedotto dall'esplorazione sismica profonda (CATALANO *et alii*, 1998; 2000; FINETTI *et alii*, 2005). In tale struttura si riconoscono un sistema a *thrust* pellicolare (1-3 km di

spessore) ed uno profondo (~10 km di spessore) separati da un “*sole thrust*” di estensione regionale. Il sistema più superficiale si è sviluppato a partire dal Miocene medio e coinvolge resti oceanici della Neotetide e del paleo-margine continentale africano (BIANCHI *et alii*, 1987; ROURE *et alii*, 1990; BELLO *et alii*, 2000; CATALANO *et alii*, 2000). Le sequenze bacinali, originatesi a spese della Tetide Alpina, sono costituite da successioni argillose silicoclastiche di età Oligo-Miocenica. Tali unità sono raggruppate in un insieme che in letteratura è noto come **Complesso Sicilide** (OGNIBEN, 1960); esse mostrano una notevole mobilità tettonica, tanto da estendersi sia sulle successioni meso-cenozoiche di mare basso (Complesso Panormide) che di bacino (Complesso Imerese-Sicano) fino a raggiungere le aree più esterne della catena. Il loro scollamento si è verificato probabilmente prima o durante l'imbricazione delle unità carbonatiche mesozoiche più interne (Panormide). Le unità originatesi dalla deformazione di settori a crosta continentale, posti originariamente tra il margine europeo e quello africano, sono note col termine di **Complesso Panormide** (CATALANO E D'ARGENIO, 1982; ABATE *et alii*, 1993). Esso affiora ampiamente nelle Madonie orientali (Pizzo Carbonara) e nei Monti di Palermo ed è caratterizzato da potenti successioni carbonatiche di piattaforma estese dal Trias superiore al Cretaceo, cui seguono in discordanza coperture di età oligo-miocenica dapprima carbonatico-terrigene e poi silicoclastiche. Tali sequenze, scollate a livello del Trias superiore (Formazione Mufara), si trovano estesamente accavallate sulle unità più esterne a carattere bacinale del Paleo-Ionio (Unità Imeresi). Le **Unità Imeresi** (CATALANO *et alii*, 1996), affiorano ampiamente nelle Madonie occidentali, nei Monti di Trabia e nei rilievi a sud di Palermo e si trovano a loro volta in sovrascorrimento su quelle derivanti dalla deformazione dei domini Trapanesi, in seguito ad una fase traslativa del Miocene medio superiore.

In Sicilia occidentale, in corrispondenza dell'area del Belice, affiorano inoltre le **Unità Sicane**, anch'esse successioni a carattere bacinale derivanti dal paleo-Ionio.

Il sistema a *thrust* più profondo (*Pelagian Sicilian Thrust Belt*, PSTB, in FINETTI *et alii*, 2005 o *Sicilian Basal Thrust*, SBT, in LAVECCHIA *et alii*, 2007) si è originato durante i processi collisionali del Miocene superiore-Pliocene inferiore che hanno coinvolto nella tettonica compressiva l'originario margine dell'avampaese, già sottoscorsa alle unità dei domini orogenici (BELLO *et alii.*, 2000, CATALANO *et alii.*, 2000; AVELLONE *et alii.*, 2010; BARRECA *et alii.*, 2010b; BARRECA E MAESANO, 2012). Tale sistema, sud-est vergente, è costituito, nelle linee generali, da una pila embriciata

di scaglie tettoniche, talora affioranti in superficie, connesse lungo un *sole-thrust* posto in profondità (vedi zona di Montagna Grande, nei pressi di Calatafimi, in **Fig. 1.6**).

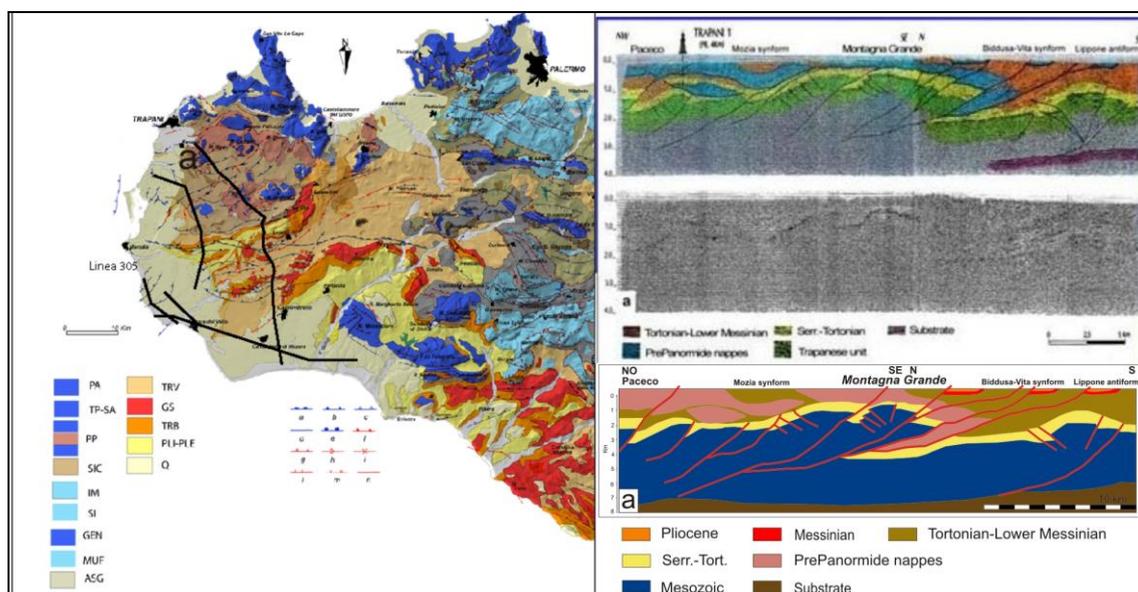


Fig. 1.6 – Caratteri dell’assetto strutturale della Sicilia occidentale. a) Sezione geosismica che attraversa la regione compresa tra le pendici di Capo S. Vito e Lippone-Salemi (vedi traccia sulla carta) e relativa interpretazione bilanciata. In basso relativo profilo geologico (Catalano *et al.*, 1998).

Evidenti culminazioni strutturali di tale sistema, che tagliano l’intero edificio pellicolare Appenninico-Maghrebide sovrastante, emergono con le dorsali di Monte Kumeta e Rocca Busambra (Sicilia nord-occidentale) attraverso un complicato sistema a *thrust* (**Fig. 1.7**).

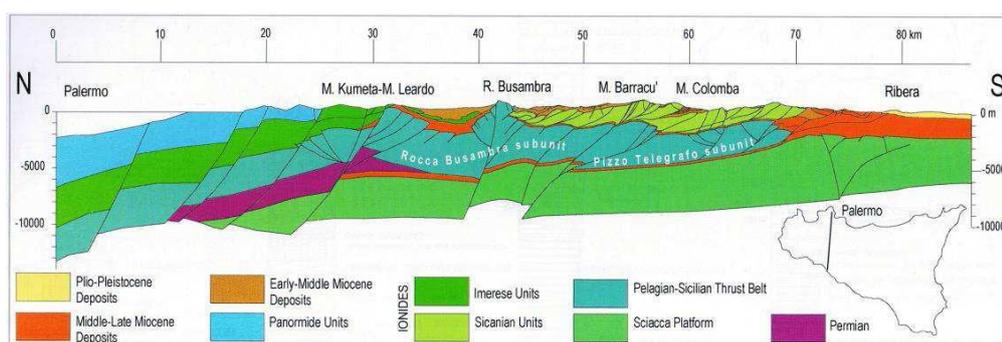


Fig. 1.7 – Profilo geologico Palermo-Sciaccia mostrante le culminazioni strutturali riferibili al sistema a *thrust* esterno in Sicilia occidentale (da Finetti *et al.*, 2005).

Nel settore a nord di Sciacca si riscontrano gli elementi geologici più esterni del PSTB, rappresentati da unità tettoniche che emergono in superficie attraverso culminazioni anticlinaliche, che coinvolgono i depositi del Pliocene inferiore. Il PSTB presenta successioni analoghe o affini a quelle affioranti nelle aree di avampaese e

queste, con le loro coperture terrigene di età miocenica, costituite da calcareniti glauconitiche e marne (LENTINI *et alii*, 1994; CATALANO & VINCI, 1994), sono note in letteratura come **Unità Trapanese** o **Saccense** (CATALANO *et alii*, 1996).

Il PSTB ha ripiegato e determinato il *breaching* delle unità tettoniche sovrastanti precedentemente impilate ed oggi trasportate passivamente su *thrust* più profondi. La nucleazione di tale sistema è stata accompagnata dallo sviluppo di estesi bacini marini sintettonici al *footwall* delle maggiori strutture (ad esempio il Bacino di Castelvetrano). Il PSTB è caratterizzato nella sua parte interna da *thrust* ad alto angolo ed è associato a pieghe a grande lunghezza d'onda (MONACO *et alii*, 1996; 2000; BARRECA E MAESANO, 2012). Di contro la porzione frontale mostra geometrie di deformazione di tipo *flat-ramp* (ad esempio le regioni del Belice e Sciacca) ed è coinvolta in processi di estrusione laterale o di “virgazione” prodotti dall’indentazione della porzione frontale del cuneo orogenico contro il Blocco Pelagiano (*intender*) (BOCCALETTI *et alii*, 1990; MONACO *et alii*, 2000).

Come discusso più nel dettaglio nei paragrafi successivi, la parte frontale del *thrust* è ancora attiva dal punto di vista sismico, così come indicato dalla disastrosa sequenza del 1968 che ha interessato la Valle del fiume Belice (MONACO *et alii*, 1996; MORELLI E PONDRELLI, 1998; DISS *Working Group*, 2010). Ad una scala più di dettaglio l’assetto strutturale dell’area del Belice è caratterizzato da un sistema a *thrust* superficiale vergente verso l’avampaese ed orientato NNE-SSO, che ha coinvolto sedimenti di *avanfassa/piggy back* a partire dal Miocene. La propagazione dei *thrust* è stata accompagnata, come detto sopra, dallo sviluppo di grandi e blande pieghe come ad esempio l’anticlinale di Fiume Freddo e la sinclinale di Vita e del Belice (MONACO *et alii*, 1996) (**Fig. 1.8**).

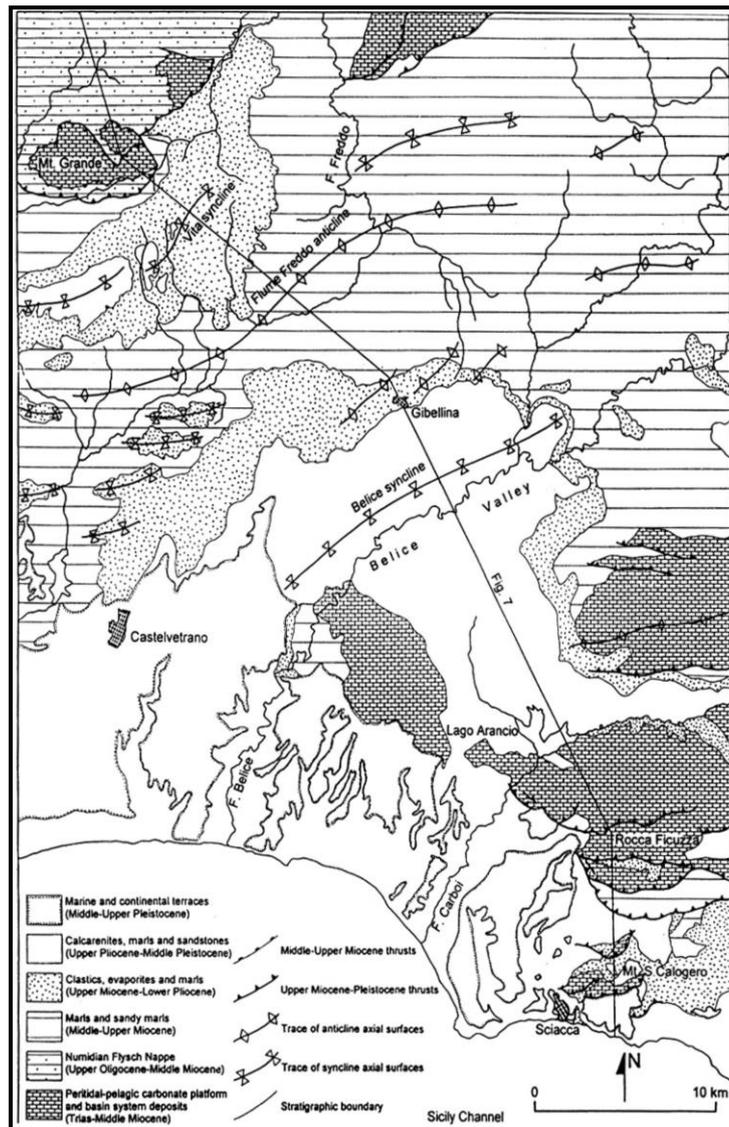


Fig. 1.8 - Carta geologica della Valle del Belice. *Thrust* e tracce delle superfici assiali delle pieghe principali (Monaco *et al.*, 1996).

Questi *thrust* superficiali e il sistema di pieghe appaiono intrappolati tra due culminazioni strutturali maggiori, la dorsale di Montagna Grande, a Nord, e il *fan* embriacato di Rocca Ficuzza-Monte S. Calogero, verso Sud. Quest'ultimi sono stati generati dal *thrusting* profondo che ha coinvolto nella compressione l'antico margine del Blocco Pelagiano. La recente attività dei *thrust* più superficiali e del sistema a pieghe è testimoniata da depositi lacustri olocenici deformati (secondo MONACO *et alii*, 1996). La deformazione in tale regione, tuttavia, coinvolge litologie principalmente argillose che vengono rapidamente modellate dai processi erosivi rendendo difficile l'osservazione di possibili scarpate di faglia lungo la zona epicentrale del 1968. Alla luce di ciò l'identificazione e la caratterizzazione delle strutture sismogenetiche della

Sicilia occidentale ed in particolare dell'area del Belice, rimane ancora oggi un problema aperto.

1.2 CONTESTO SISMOTETTONICO

1.2.1 Quadro deformativo attuale della Sicilia

La Sicilia è stata colpita da numerosi e anche forti terremoti, ma i dati disponibili riguardo le sorgenti causative sono scarsi e mal vincolati. Alla luce di ciò, come dimostrato anche da numerosi lavori, la correlazione tra la deformazione a lungo termine e quella attuale dell'isola è complicata, e molti aspetti del regime deformativo contemporaneo sono fortemente controversi. Ciò nonostante diversi studi, che integrano informazioni geologiche e sismologiche, hanno dato un apporto significativo alle conoscenze della sismotettonica regionale. Quest'ultima è stata per molto tempo fortemente condizionata dall'ipotesi del *foreland* in arretramento flessurale differenziale associato a fagliazione di tipo *strike-slip* N-S a scala regionale, ipotesi considerata responsabile dei maggiori terremoti siciliani come quello del Belice del 1968 (GASPARINI *et alii*, 1985; MELETTI *et alii*, 2000). Nella zonazione dell'intero territorio nazionale, elaborata nell'ambito di progetti governativi allo scopo dell'assegnazione della pericolosità sismica, la Sicilia appare nella parte centrale come un grande dominio asismico, con la sola esclusione di una fascia N-S comprendente l'area del Belice (SCANDONE E STUCCHI, 2000; MELETTI *et alii*, 2000; *Working Group MPS*, 2004) (**Fig. 1.9**)

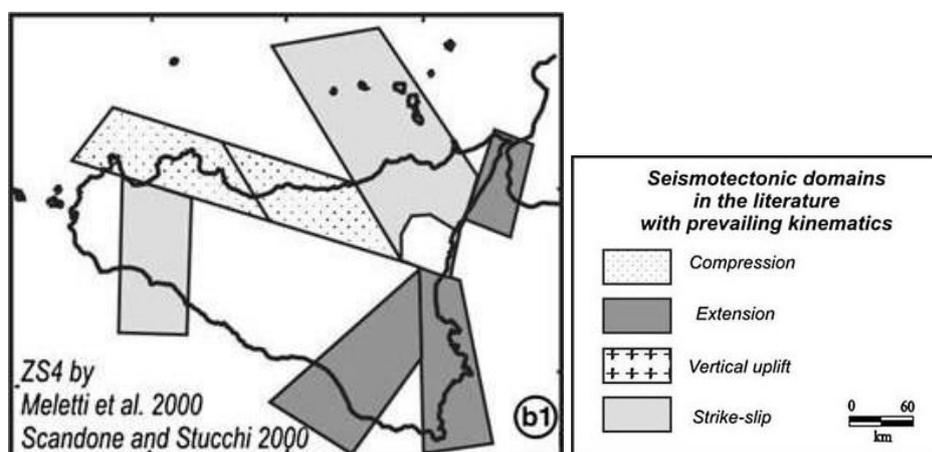


Fig. 1.9 - Zonazione sismotettonica proposta per la Sicilia nel corso degli ultimi 25 anni in base alla cinematica di fagliazione prevalente predetta grazie all'integrazione di analisi sismologiche e geologiche. ZS4 Zonazione Sismotettonica definita nel progetto di ricerca del GNDT (Gruppo Nazionale Difesa Terremoti) dal 1996-1999 (da Visini *et al.*, 2010).

Più di recente diversi Autori hanno fornito evidenze di una differente dinamica deformativa tra la parte orientale dell'isola e quella occidentale attraverso l'analisi dei terremoti storici e dei meccanismi focali di quelli strumentali (LAVECCHIA *et alii*, 2003,

2007a e b; NERI *et alii*, 2003; 2005; BILLI *et alii*, 2007; 2010; MELETTI *et alii*, 2008; VISINI *et alii*, 2010; SGROI *et alii*, 2012), e l'uso di dati geodetici (HOLLENSTEIN *et alii*, 2003; SERPELLONI *et alii*, 2005, 2007; JENNY *et alii*, 2006; FERRANTI *et alii*, 2008, 2014; MATTIA *et alii*, 2009; DEVOTI *et alii*, 2011; PALANO *et alii*, 2012).

Neri *et al.* (2005), attraverso l'analisi dettagliata delle soluzioni dei piani di faglia e l'inversione dei tensori di *stress*, hanno definito le variazioni spaziali delle orientazioni degli sforzi sismogenetici in Sicilia. Gli Autori identificano una regione sismogenica di sforzi compressivi che varia attraverso la Sicilia da NO-SE, nella parte occidentale e nell'area Etnea, a NNE-SSO, in corrispondenza delle isole Eolie (Fig. 1.10). Tra l'arcipelago eoliano e l'Etna individuano invece un dominio estensionale, per il quale il modello degli sforzi mostra un'orientazione del σ_3 ONO-ESE, analoga a quella stimata per la Calabria meridionale e l'area orientale dello Stretto di Messina.

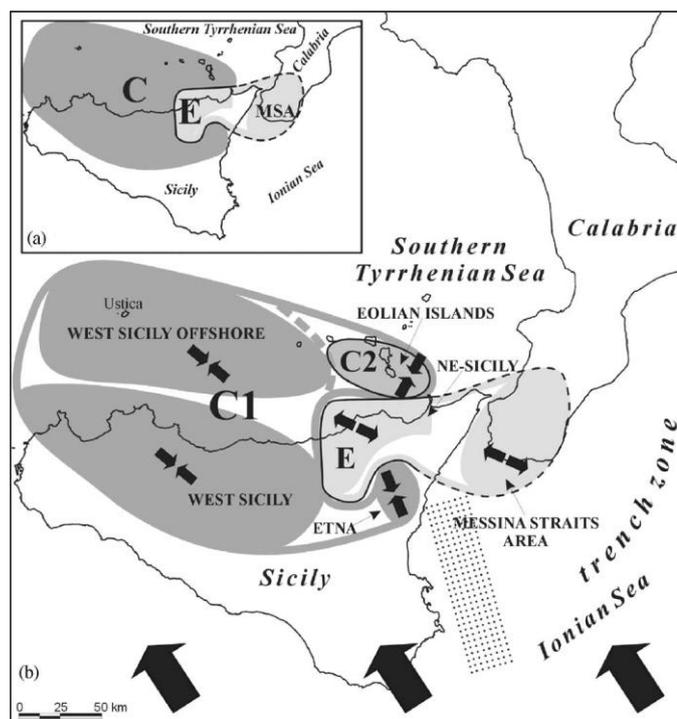


Fig. 1.10 – a) Dominio compressivo C, dominio estensionale E. b) Suddivisione del dominio C nel sub-dominio C1 (Etna, Sicilia occidentale e offshore occidentale) e C2 (isole Eolie) in base alla diversa orientazione del σ_1 indicata dalle frecce convergenti. Le frecce divergenti nel dominio E mostrano l'orientazione del σ_3 . Le frecce più grandi indicano il movimento relativo dell'Africa rispetto all'Europa predetto da modelli di movimenti crostali a scala globale (Nocquet e Calais, 2004). L'area puntinata indica la transizione dal dominio di subduzione dello Ionio al regime compressivo in Sicilia lungo la zona di convergenza (Neri *et al.*, 2005).

Il progressivo aumento del numero e della qualità dei meccanismi focali dei terremoti ed il campo delle velocità GPS, ottenuto dalla combinazione delle velocità continue ai siti con i risultati di campagne sporadiche, hanno apportato, soprattutto per

la parte nord orientale della Sicilia, l'unica ampiamente e ripetutamente studiata, un notevole miglioramento alle conoscenze della distribuzione locale dello *stress* tettonico (D'AGOSTINO E SELVAGGI, 2004; GOES *et alii*, 2004; FERRANTI *et alii*, 2008; MATTIA *et alii*, 2009; PALANO *et alii*, 2012). In Sicilia centro-occidentale invece l'individuazione e la caratterizzazione di strutture sismogenetiche (DISS *Working Group*, 2013) costituisce un problema ancora aperto sia per la complessità geologico-strutturale di tale settore dell'isola, sia per il basso numero di eventi di magnitudo significativa localizzati in terra.

Lavecchia *et al.* (2007a) hanno proposto un'unica possibile sorgente sismogenetica responsabile della sismicità della Sicilia, individuata nel sistema a *thrust* profondo siciliano (*Sicilian Basal Thrust*, SBT). Gli stessi Autori hanno inoltre comparato le caratteristiche geometriche e sismogenetiche a scala crostale del sovrascorrimento basale del sistema Appenninico-Maghrebide nel segmento siciliano (SBT), nord-immergente, ed in quello adriatico, ovest immergente (LAVECCHIA *et alii*, 2007b). Attraverso l'analisi dei terremoti storici e strumentali avvenuti al di sopra del sovrascorrimento basale siciliano, tra 0 e 30 km di profondità (**Fig. 1.11**), gli Autori forniscono una probabile configurazione e forma di una provincia sismotettonica compressiva che riflette la geometria profonda del SBT. L'attività del SBT è stata a lungo dibattuta da svariati studiosi e mentre alcuni di essi ritengono cessata l'attività già nel Pleistocene inferiore-medio (BUTLER *et alii*, 1992; TORELLI *et alii*, 1998; D'AGOSTINO E SELVAGGI 2004; PATACCA E SCANDONE, 2004; GHISSETTI *et alii*, 2009), altri lo considerano invece ancora attivo (CATALANO *et alii*, 2004; JENNY *et alii*, 2006, LAVECCHIA *et alii*, 2007a).

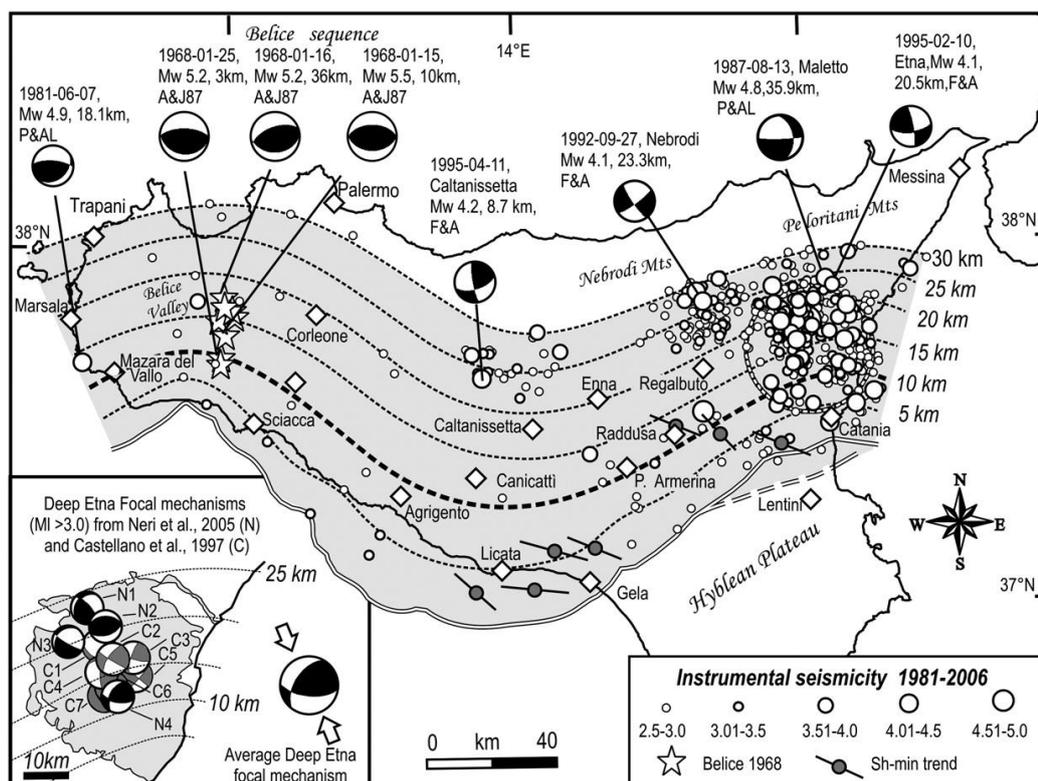


Fig. 1.11 – Terremoti strumentali con $M \geq 2.5$ avvenuti tra il 1981 e il 2006 all'interno dell'area in grigio sopra il SBT tra 0-30km di profondità (Lavecchia *et al.*, 2007a).

La distribuzione in profondità dei maggiori eventi ($M > 4$) avvenuti al di sopra del SBT suggerisce anche un approfondimento verso nord della sorgente compressiva. La consultazione di sezioni geologiche e geofisiche regionali presenti in letteratura, ha permesso agli Autori (LAVECCHIA *et alii*, 2007b) di definire una cinematica del fronte del SBT da inversa a trascorrente, con assi di massima contrazione orientati NNE-SSO, in corrispondenza di Sciacca, e NNO-SSE nella zona di Catania. Gli Autori suggeriscono inoltre di suddividere la provincia sismogenetica compressiva in due sotto province, una Superficiale (*S*) ed una Profonda (*D*), caratterizzate da differente attività sismica (**Fig. 1.12**).

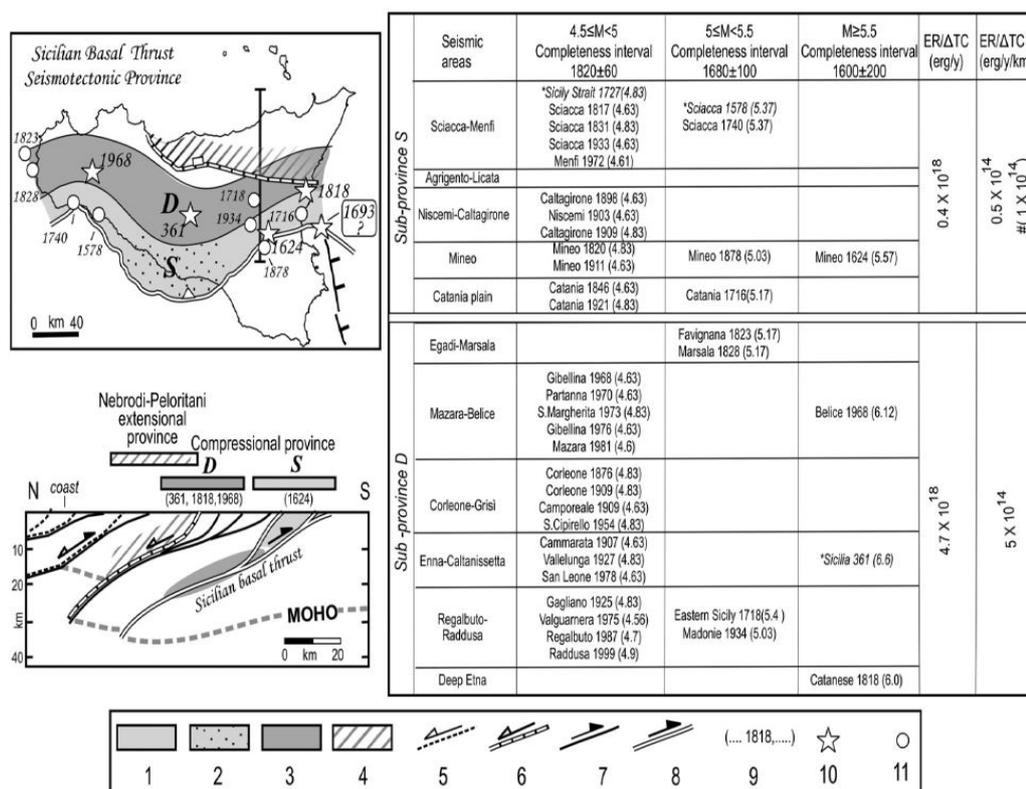


Fig. 1.12 - Informazioni sulla provincia sismotettonica del SBT ed interpretazione sismogenica (Lavecchia et al., 2007).

La parte più superficiale (<10km) sarebbe caratterizzata da pieghe, *thrust* e faglie *strike-slip* originatesi a partire dal Pliocene superiore. Essa è caratterizzata nel settore orientale ed occidentale da attività sismica d'intensità da bassa a moderata associata a deformazioni di taglio. Il settore centrale, al contrario, è quasi privo di terremoti sia storici sia strumentali.

La porzione profonda (10-25 km) non ha un espressione superficiale ed è caratterizzata da strutture compressive Plio-Quaternarie profonde come testimoniato dai meccanismi focali disponibili, che mostrano una predominanza di soluzioni focali di *thrust* e faglie *strike-slip* con assi P orientati circa N-S (ANDERSON E JACKSON, 1987; FREPOLI E AMATO, 2000; MONTONE et alii, 2004; PONDRELLI et alii, 2004; NERI et alii, 2005). Tale sub-provincia è localizzata in una crosta mediamente inspessita (circa 30-40 km, FINETTI, 2005) e ad essa gli studiosi attribuiscono 11 terremoti, con 4.5<M>5.5, avvenuti in Sicilia occidentale fra cui quello dell'area del Belice del 1968. L'individuazione di una struttura attiva a *thrust* a scala regionale, che si estende da ovest ad est attraverso l'intero territorio siciliano, secondo gli Autori consente di attribuire i maggiori terremoti dell'entroterra e della parte centro-meridionale della regione, ad una singola sorgente sismogenica regionale.

Di recente l'utilizzo delle tecnologie GPS e l'incremento progressivo delle reti geodetiche sul territorio regionale hanno contribuito a migliorare le conoscenze sulle possibili deformazioni crostali attive in Sicilia. Diversi studiosi mostrano una dinamica compressiva nella parte occidentale dell'isola e nella regione etnea che muta in distensiva in quella nord-orientale (D'AGOSTINO E SELVAGGI, 2004; SERPELLONI *et alii*, 2005; FERRANTI *et alii*, 2008; DEVOTI *et alii*, 2011; PALANO *et alii*, 2012) (**Fig. 1.13**).

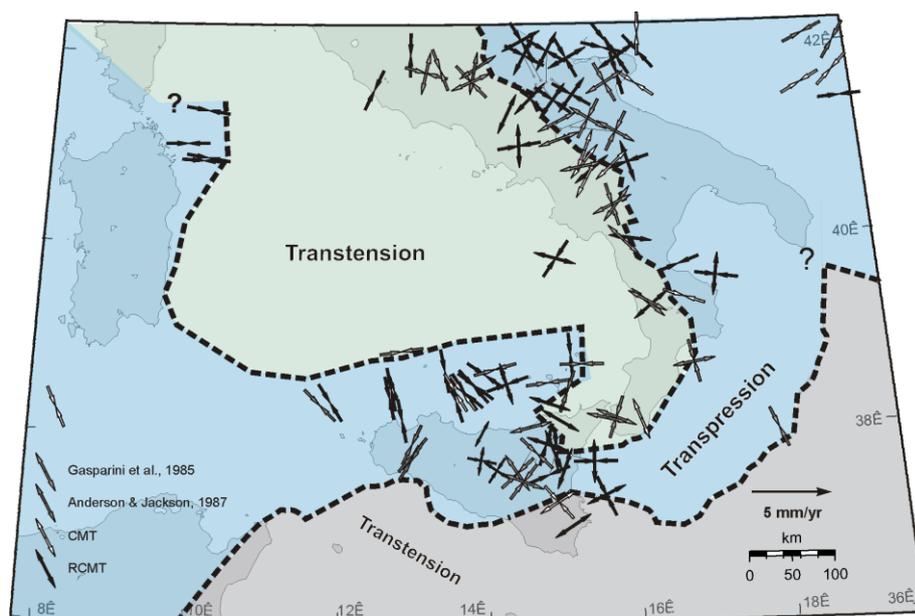


Fig. 1.13 – Carta tettonica con gli assi di *strain* incrementale contrazionale ed estensionale determinati dai meccanismi focali dei terremoti moderati e grandi con $M > 3.8$ (dai cataloghi Harvard CMT per il periodo 1976-2006 e Mednet RCMT per il periodo 1997-2006; e da Gasparini *et al.*, 1985 e Anderson e Jackson, 1987) (Ferranti *et al.*, 2008).

In Sicilia occidentale, tuttavia, i vettori velocità GPS sono insufficienti per un'analisi più di dettaglio della possibile deformazione crostale attiva, dato il ridotto numero di stazioni permanenti presenti in questo settore dell'isola. Una prima mappa GPS sulla deformazione attiva in questo parte della regione è stata proposta da Ferranti *et al.* (2008). Le velocità GPS considerate sono quelle raccolte dalla rete PTGA (*Peri-Thyrranian GPS Array*) riferite alla stazione permanente di NOTO della rete IGS (*International GPS Service*). I dati raccolti documentano transpressione nella parte centro meridionale della Sicilia, suggerita dalla convergenza obliqua (circa 2-6 mm/a) di siti nella parte centrale dell'isola rispetto alla stazione di NOTO e dalla deformazione compressiva sul fronte ibleo di circa 3 mm/anno. Tale fascia si fonde verso nord-ovest con un settore di contrazione in offshore della Sicilia settentrionale, derivante dalla convergenza relativa Sicilia-Sardegna. Le velocità GPS, oltre ad evidenziare tale

transpressione con asse di raccorciamento geodetico orientato NNO-SSE, per la parte occidentale dell'isola, suggeriscono una rotazione oraria rispetto alla stazione di NOTO (Fig. 1.14 a e b)

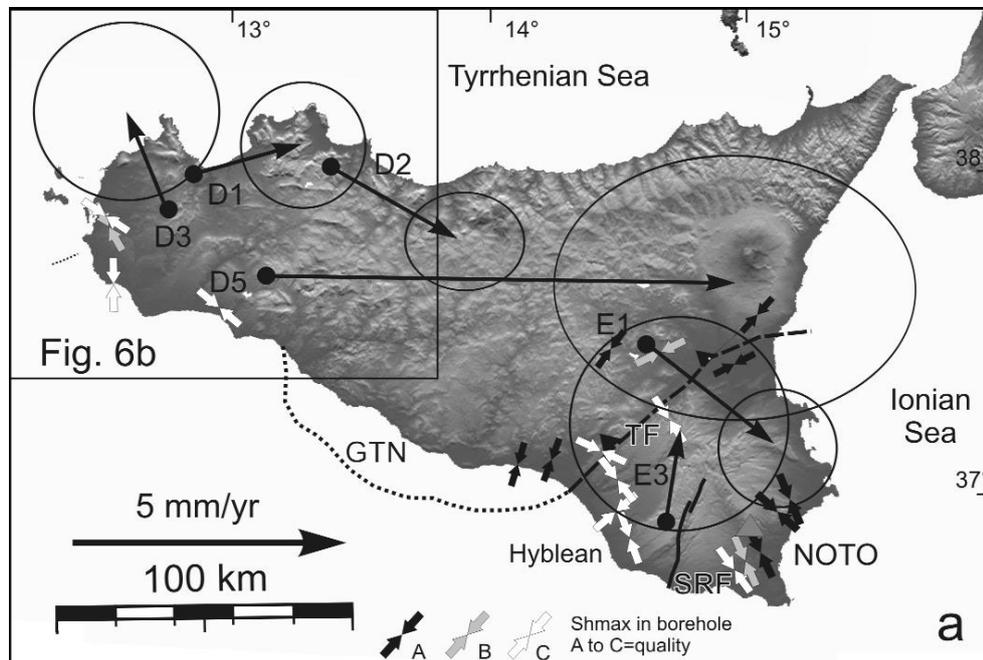


Fig. 1.14 a - Campo di velocità della rete PTGA in Sicilia, nel sistema di riferimento centrato su NOTO (Ferranti *et al.*, 2008).

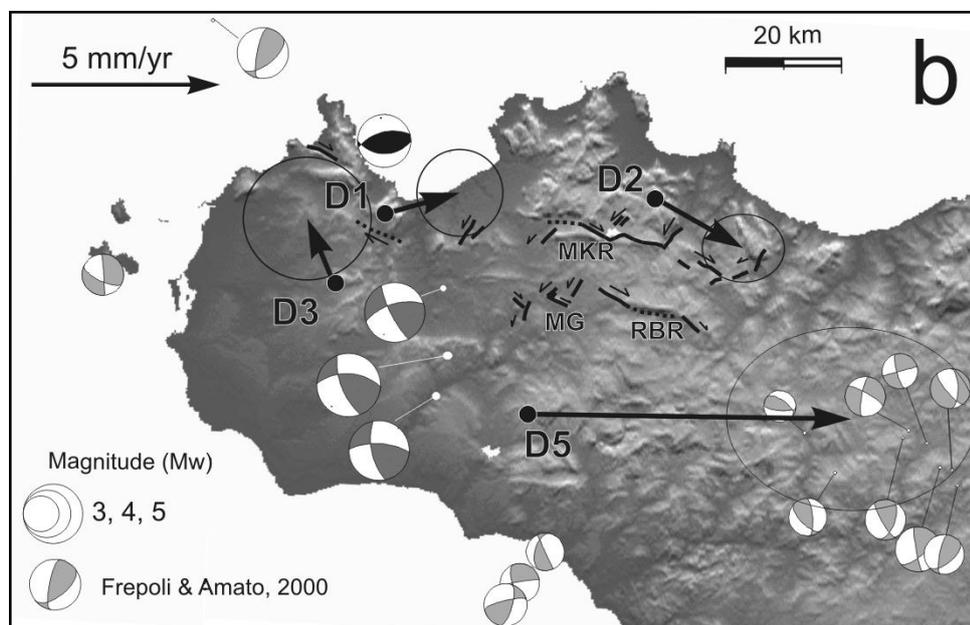


Fig. 1.14 b - Deformazione attiva in Sicilia nord-occidentale. Vettori velocità della rete PTGA nel sistema di riferimento di NOTO. Meccanismi focali di terremoti crostali da RCMT, Anderson & Jackson, 1987 e Frepoli & Amato, 2000. Faglie da Catalano *et al.*, 2005 (a,b); MKR= Monte Kumeta Ridge; RBR= Rocca Busambra Ridge; MG= Monte Galiello (Ferranti *et al.*, 2008).

Prima dell'evento del 1968 il segmento più occidentale del PSTB era considerato quiescente dal punto di vista sismico. I dati storici e strumentali (GUIDOBONI *et alii*, 1994; RIGANO *et alii*, 1999; BOSCHI *et alii*, 2000; CPTI Working Group, 2004; PONDRELLI *et alii*, 2006), con l'eccezione di due forti terremoti che distrussero i Templi di Selinunte (Fig. 1.15), terremoti avvenuti tra il 370 e il 300 A.C. e tra il 300 ed il 600 D.C. (GUIDOBONI *et alii*, 2002; BOTTARI *et alii*, 2009), rivelano che la sismicità della Sicilia sud-occidentale è caratterizzata da pochi eventi di moderata intensità con epicentri nell'area compresa tra il fronte della catena contrazionale e il *rift* del Canale di Sicilia. La distruttiva sequenza sismica del Belice invece ha indicato che il fronte del *thrust* appare essere ancora sismicamente attivo nella porzione sud-occidentale.

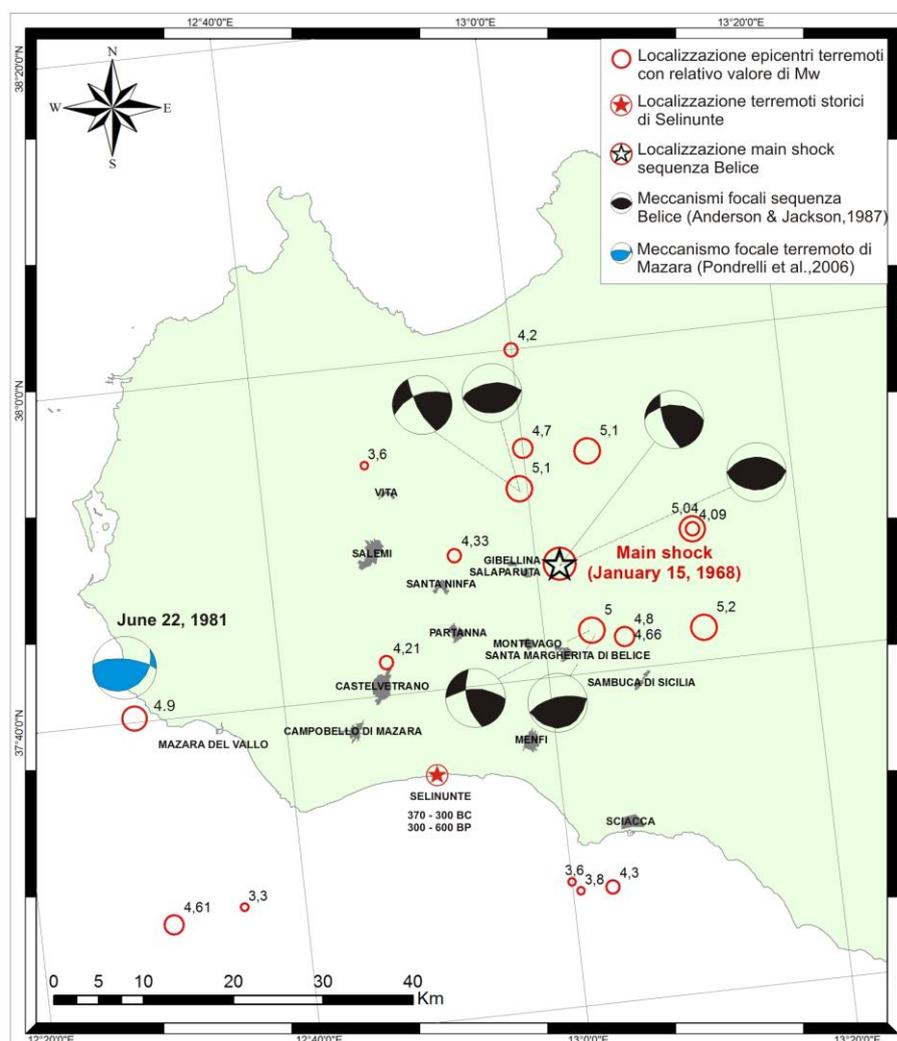


Fig. 1.15 – Distribuzione epicentrale, magnitudo e soluzioni focali delle sequenza sismica del 1968 nella Valle del Belice (da Anderson e Jackson, 1987) che mostrano meccanismi inversi e transpressione laterale destra con assi P circa N-S. Localizzazione e soluzione focale del terremoto di Mazara del Vallo del 1981 che mostra meccanismo inverso quasi puro e asse P circa N-S (da Pondrelli *et al.*, 2006). In figura sono mostrate anche la localizzazione e l'età dei terremoti che distrussero la colonia greca di Selinunte, sulla costa.

1.2.2. La sequenza sismica del 1968

La notte tra il 14 ed il 15 Gennaio del 1968 una vasta area della Sicilia occidentale fu colpita da una scossa di terremoto di magnitudo 5.9 (BOTTARI, 1973), la più forte mai registrata in tempi storici in questa regione dell'isola. Tale evento non fu isolato ma costituì il *main shock* di una lunga crisi sismica, intensa fino al 25 Gennaio dello stesso anno. La scossa principale fu preceduta da una serie di eventi minori iniziati il 14 Gennaio, di cui quattro con magnitudo momento compresa fra 4.7 e 5.1 (da Anderson e Jackson in MONACO *et alii.*, 1996), e seguita da altri 79 sismi, con una forte replica di $M_w=5.8$, fino al 25 Gennaio. Dalla fine di Gennaio al 1° Giugno dello stesso anno furono registrati dall'Università di Messina altri 65 terremoti con $M \geq 3$, per un totale di 154 scosse, e circa un migliaio di repliche con $M \geq 2$. La disastrosa sequenza interessò l'area compresa fra le province di Agrigento, Trapani e Palermo, comunemente definita col termine di Valle del Belice, provocando danni in diversi comuni della Sicilia centro occidentale, quindici in totale, e la morte di circa 370 persone. La distribuzione epicentrale degli eventi indica che essi hanno interessato una grande parte della Sicilia sud-occidentale, ed in particolare quelli con $M > 4$ (**Fig. 1.16**) ricadono su un'area grosso modo ellittica, allungata per circa 35 km in direzione ENE-OSO da Castelvetro (TP) a Contessa Entellina (PA) (DE PANFILIS E MARCELLI, 1968; MARCELLI E PANNOCCHIA, 1971; BOTTARI, 1973; MONACO *et alii.*, 1996).

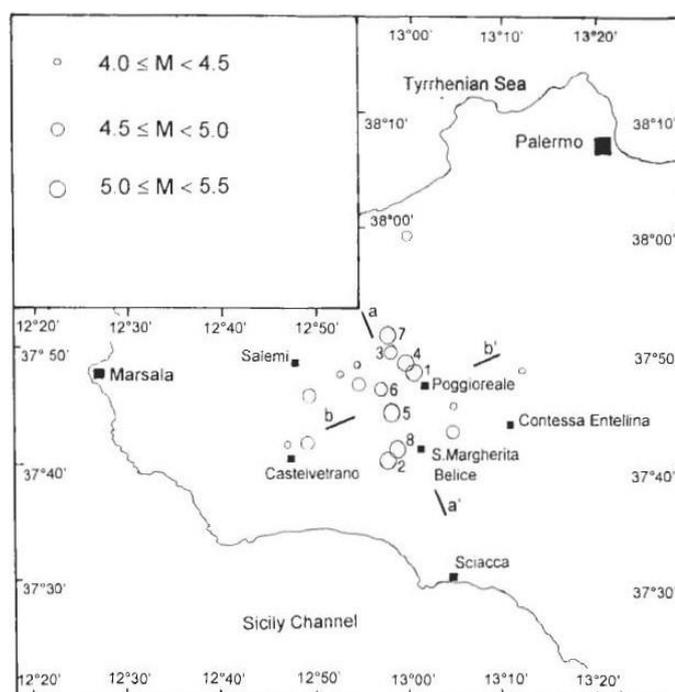


Fig. 1.16- Distribuzione epicentrale e magnitudo della sequenza sismica del 1968 in Sicilia occidentale. (dati da De Panfilis e Marcelli, 1968; Anderson e Jackson, 1987) (Monaco *et al.*, 1996).

Dei quindici paesi interessati, dieci furono quelli maggiormente colpiti, e fra questi quattro furono completamente distrutti; in particolare Gibellina, Montevago, Salaparuta e Poggioreale. Gli altri paesi in cui si riscontrarono le più alte percentuali di danni totali furono Santa Ninfa, Santa Margherita Belice, Partanna, Salemi, Menfi, Contessa Entellina, Vita e Camporeale; mentre i danni minori si ebbero a Roccamena, Castelvetro e Sambuca (Fig. 1.17).

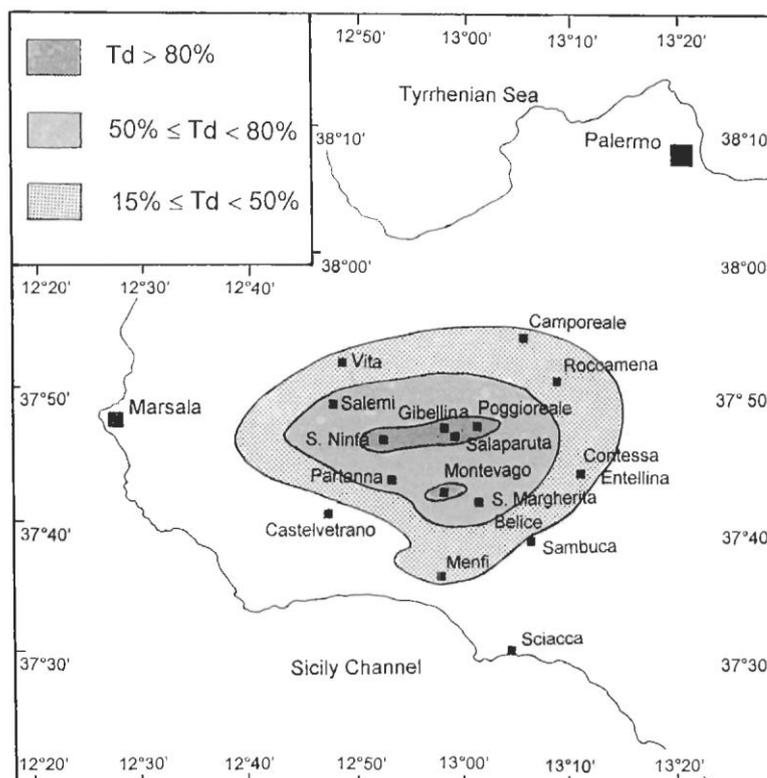


Fig. 1.17 – Mappa con le aree di uguale percentuale di danni totali basata sui dati di De Panfilis e Marcelli, 1968. (da Monaco et al., 1996).

La gravità del danno nelle località maggiormente colpite è comunque da imputare oltre che alla magnitudo degli eventi, anche se relativamente bassa, anche alla frequenza delle scosse e alle caratteristiche tecniche delle costruzioni, edificate secondo norme che non prevedevano, per quest'area della Sicilia, fino a quel momento considerata asismica, di erigere secondo la normativa antisismica vigente (Legge del 25 Novembre 1962, n.1684). Nella distribuzione del danno sono stati significativi gli effetti di amplificazione al sito legati sia alle caratteristiche litologiche dell'area, in quanto caratterizzata da argille Plio-Pleistoceniche, sia ai caratteri morfologici.

La caratterizzazione macrosismica degli eventi si ha con lo studio di De Panfilis e Marcelli (1968) che presentano un diagramma della frequenza dei sismi fino al 10

giugno 1968, mentre Girlanda, nello stesso anno, determina la magnitudo dei 154 terremoti registrati dall'Università di Messina dal 14 Gennaio all'1 Giugno 1968.

Molti studiosi concordano con Bottari (1973) che sostiene una localizzazione crostale degli ipocentri ($h \leq 28 \text{ km}$), compresi i terremoti più forti. L'Autore determina i parametri ipocentrali di 14 terremoti di $M \geq 4.4$ (registrati dall'Università di Messina) a partire dai tempi di inizio delle onde P e dallo studio dei versi dei primi impulsi generati dalla scossa principale in oltre trenta stazioni. Secondo Anderson e Jackson (1987) invece le profondità focali arriverebbero fino a 39 km. La sequenza interessò, dunque, l'intero dominio crostale, tra 1 e 39 Km, con molti eventi allineati lungo la direzione NE-SO della Valle del fiume Belice.

È ancora aperto, però, il dibattito scientifico sulla possibile sorgente sismogenetica che ha dato origine alla sequenza dei sismi, sulla sua geometria e sul suo movimento. Le soluzioni focali fornite da diversi Autori mostrano infatti differenti ipotesi sul *trend* e sulla cinematica del possibile meccanismo di fagliazione che variano da *thrusting* puro, su piani fortemente immergenti verso NNO (MC KENZIE, 1972), a taglio laterale destro, su piani sub-verticali orientati NNO-SSE e ENE-OSO (GASPARINI *et alii*, 1982, 1985; ANDERSON E JACKSON, 1987; FREPOLI E AMATO, 2000). Queste interpretazioni controverse, che lasciano ancora oggi un'ambiguità irrisolta, derivano dalla mancanza di dati sismologici adeguati, e di conoscenze dettagliate sulla natura e localizzazione delle strutture locali. La sequenza di terremoti, inoltre, non produsse un tipico paesaggio sismico nonostante la superficialità di alcuni eventi, tra cui quello del 14 gennaio di $M_w=5$ e profondità pari a 1 km e quello del 25 gennaio di $M_w=5.1$ ed ipocentro a 3 km (da Anderson e Jackson, 1987 in MONACO *et alii*, 1996). Fino ad oggi, infatti, non sono mai state osservate sul terreno rotture per fagliazione cosismica per via dei bassi valori, dati i tempi di ritorno molto lunghi, con i quali la deformazione si esplica in questo settore dell'isola. Studi basati principalmente sulle caratteristiche geomorfologiche della zona hanno messo in relazione l'attività sismica con l'esistenza di zone di giunzione fra aree a differente evoluzione geologica. Tali giunzioni potrebbero essere individuate con una certa approssimazione dagli allineamenti Montevago-Bisacquino-Corleone e Castelvetro-M.te Finestrelle (**Fig. 1.18**) (BOSI *et alii*, 1968; BOTTARI, 1973). Il primo allineamento individuerrebbe una frontiera a S e SE della quale i M.ti Sicani e le loro propaggini occidentali costituiscono una zona in massima parte emersa durante il Miocene ed il Pliocene o che comunque si trova in posizione di alto strutturale; la Valle di Mazara, invece, e probabilmente buona parte della Valle del Belice, disposte a N e

NO del suddetto allineamento, avrebbero subito una notevole subsidenza portando il tetto della serie stratigrafica a più di 1000 m di profondità (BOTTARI, 1973). Gli epicentri calcolati presentano una distribuzione parallela alla congiungente Castelvetro-M.te Finestrelle che si discosta da questa di circa 4-5 km in direzione E (BOTTARI, 1973) (**Fig. 1.18**).

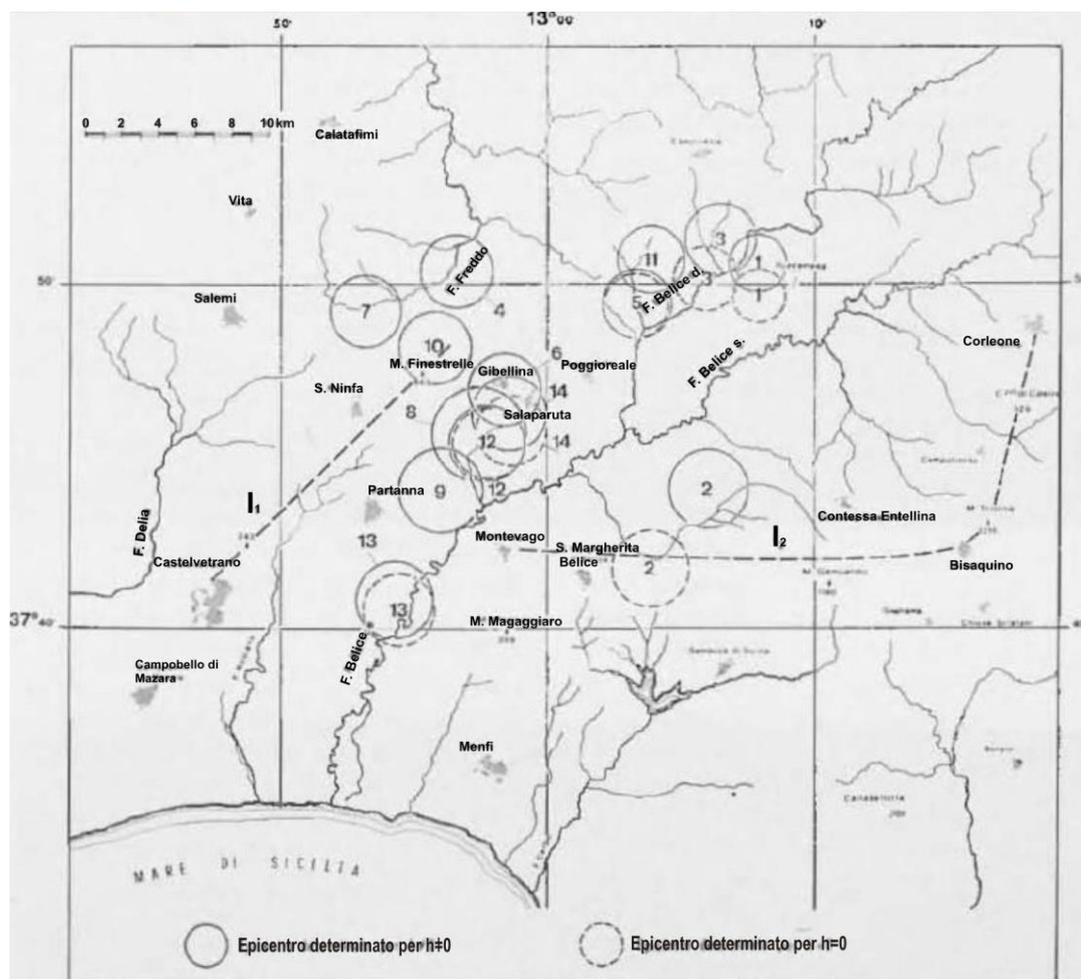


Fig. 1.18 - Gli allineamenti Castelvetro-M.te Finestrelle (I₁), Montevago-Contessa Entellina-Corleone (I₂) e la distribuzione degli epicentri dei terremoti (Bottari, 1973).

Alcuni studiosi hanno tentato di attribuire la sequenza sismica ad una struttura sismogenica riconoscibile sul terreno; ad esempio Michetti *et al.* (1995) associano la sequenza ad una faglia (con cinematica incerta) in corrispondenza di Monte Porcello, mentre altri suggeriscono la presenza di faglie litosferiche di *strike-slip* N-S (ARGNANI *et alii*, 1987, 1990; ANTONELLI, 1988; SCANDONE *et alii*, 1992; MELETTI *et alii*, 2000). Di fatto non è stata mappata nessuna faglia attiva e non sono state riportate evidenze di rotture per faglia nella zona epicentrale.

Uno studio di Monaco *et al.* (1996), basato su osservazioni morfotettoniche, sismologiche e strutturali, suggerisce che, durante la sequenza sismica del 1968, potrebbero essersi generate delle fratture multiple sulla rampa di un *thrust* crostale cieco, localizzato al di sotto dell'area epicentrale ed immergente verso NNO al di sotto della Valle del Belice. Tale *thrust* quindi anziché emergere si appiattirebbe su una superficie di scollamento frontale, all'interno della copertura sedimentaria, dando luogo ad una serie di rampe minori lungo le quali viene trasferita la dislocazione.

Quest'ultime si propagherebbero fino al *thrust* frontale di Sciacca, a circa 20 km di distanza dalla rampa crostale principale. I danni del terremoto sarebbero quindi associati agli *shock* profondi che non provocano alcuna evidente rottura superficiale e il raccorciamento crostale sarebbe assorbito dal piegamento e slittamento fessurale negli strati superficiali (MONACO *et alii*, 1996). Gli effetti del terremoto, infatti, consistono in moderati scivolamenti, osservati principalmente lungo il fianco nord della sinclinale del Belice (MICHETTI *et alii*, 1995), in risalita di fluidi e fango lungo fratture del terreno (MICHETTI *et alii*, 1995; BOSI *et alii*, 1973) e in fenomeni di liquefazione delle sabbie lungo la piana alluvionale del fiume Belice (HAAS E AYRE, 1969).

In definitiva quest'area non presenta alcuna evidenza morfologica di strutture fragili attive, quali faglie, ma tutto al più grandi e blande pieghe sia anticlinali che sinclinali. Dei *thrust*, di cui però non si hanno evidenze superficiali di attività, sono stati, invece, individuati a nord e a sud della Valle propriamente detta, rispettivamente lungo la cresta di Montagna Grande, in provincia di Trapani, e nell'area di Sciacca (vedi **Fig. 1.8**) (MONACO *et alii*, 1996).

CAPITOLO 2

EVIDENZE DI TETTONICA ATTIVA DA ANALISI GEODETICHE

2.1 DATI SAR

2.1.1 La tecnologia SAR

Il termine SAR o radar ad apertura sintetica definisce un'antenna radar montata su una piattaforma spaziale o su un aereo in grado di trasmettere e ricevere impulsi di onde elettromagnetiche e di elaborarli sfruttando il cosiddetto effetto *Doppler* (BONFORTE E PUGLISI, 2011). Tale effetto si basa sul fatto che due punti al suolo, ad una certa distanza tra loro lungo la direzione di movimento del radar, hanno velocità diverse relativamente ad esso, per cui il segnale riflesso da ciascun punto sarà soggetto ad un diverso effetto *Doppler*. Ciò consente al SAR di aumentare sensibilmente la risoluzione al suolo di un radar ad apertura reale, in quanto, sfruttando la direzione di movimento della piattaforma rispetto agli oggetti a terra, simula un'antenna di dimensioni molto maggiori rispetto a quelle reali; ad esempio un'antenna di 10 m di larghezza che emette un segnale con lunghezza d'onda (λ) di 24 cm montata su un satellite orbitante a circa 800 km di altezza riesce a simulare un'apertura di diversi chilometri (CURLANDER E MCDONOUGH, 1991).

Il principio di funzionamento di un sistema SAR è lo stesso di tutti i sistemi radar, per cui le onde elettromagnetiche, irraggiate da un apparecchio trasmittente, incidono sugli oggetti che incontrano subendo un fenomeno di riflessione. La parte dell'onda diffusa che torna all'antenna può così essere misurata, consentendo non solo l'individuazione degli oggetti (*detection*) ma di misurare anche la loro distanza (*slant-range*) dall'antenna.

Una tecnica radar ampiamente utilizzata in geofisica dai primi anni '90, per il rilevamento dei movimenti del suolo è l'interferometria SAR (InSAR, *Interferometric Synthetic Aperture Radar*). Nel campo della geodesia e del telerilevamento il suo utilizzo si esplica nel confrontare due o più immagini SAR per generare mappe di deformazione o modelli digitali della superficie terrestre. Il sensore montato su satelliti (ad esempio ERS, ENVISAT, ALOS, COSMO-SkyMed) irradia impulsi di onde elettromagnetiche che variano tra 1 e 10 GHz di frequenza, cui corrispondono lunghezze d'onda comprese tra 1 e 30 cm.

Per poter distinguere più oggetti con un solo fascio di onde l'angolo di puntamento del sensore non deve essere perpendicolare al suolo ma orientato secondo un angolo di vista θ (detto di *off-nadir*) generalmente uguale a 23° rispetto alla verticale (FERRETTI *et alii*, 1997; 2001) (**Fig. 2.1**).

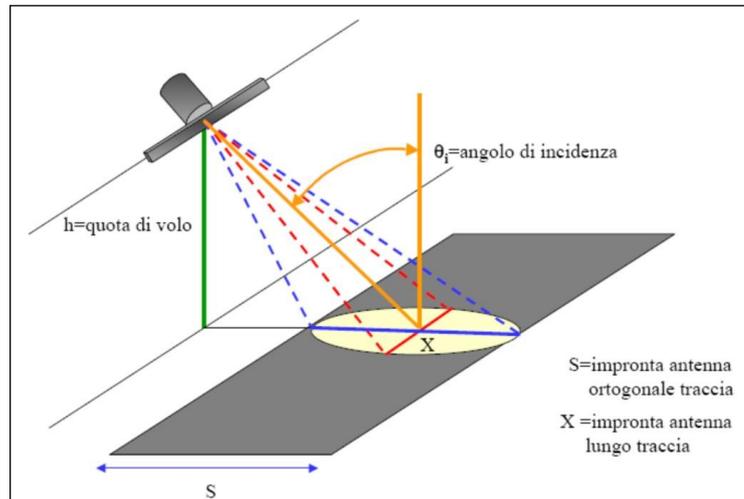


Fig. 2.1 - Schema di funzionamento di un sistema SAR.

Gli echi ricevuti in successione, alle varie posizioni dell'antenna, sono quindi rilevati coerentemente e registrati per poi essere processati al fine di ottenere un'immagine SAR dell'area investigata. Un'immagine SAR è formata da una matrice di pixel ognuno dei quali è associato ad una cella di risoluzione (**Fig. 2.2**).

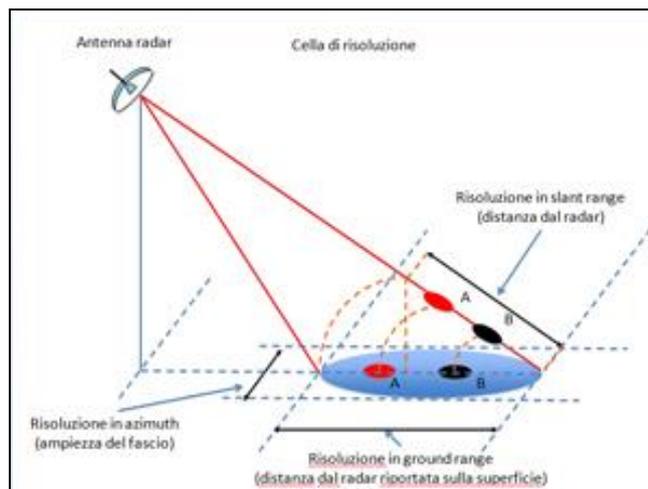


Fig. 2.2 – Cella di risoluzione SAR.

La risoluzione di un immagine può avvenire in *azimuth* (ampiezza) se lungo la direzione di movimento del satellite (sfrutta l'effetto *Doppler*), e/o in *slant-range*, o semplicemente *range*, (distanza) se lungo la direzione di propagazione dell'impulso

radar (**Fig. 2.3**), ma occorrono entrambe le informazioni per determinare la risoluzione spaziale di un qualsiasi punto in un'immagine radar.

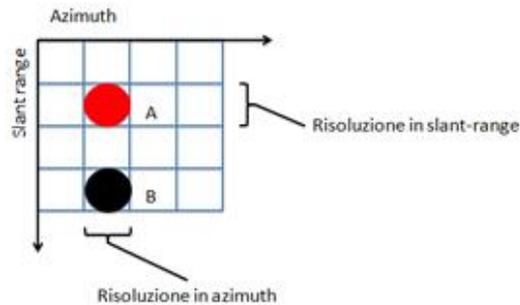


Fig. 2.3 – Descrizione di un'immagine SAR

Un'immagine SAR, inoltre, è detta essere coerente perché contiene sia l'informazione di ampiezza, o intensità (legata alla riflettività degli oggetti), sia l'informazione di fase (legata alla distanza tra bersaglio e radar). L'ampiezza individua la parte di campo elettromagnetico incidente riflessa verso il sensore e può essere utilizzata per caratterizzare il materiale su cui l'onda è riflessa e la sua orientazione. La fase invece racchiude l'informazione sulla distanza sensore-bersaglio e può essere misurata calcolando il tempo di ritardo fra l'onda di partenza e quella di arrivo, grazie alla presenza di orologi di altissima precisione montati sui satelliti. La fase (Φ) consta di due termini, una parte geometrica ($4\pi \cdot r/\lambda$) ed una sconosciuta (φ_s) legata alle caratteristiche di retrodiffusione dei bersagli:

$$\Phi = \varphi_s + 4\pi \cdot r/\lambda \quad [1.1]$$

φ_s = fase legata ai retrodiffusori

r = distanza tra la piattaforma e la cella di risoluzione a terra

λ = lunghezza d'onda del radar (pari alla velocità di propagazione divisa per la frequenza del radar)

Dato che le lunghezze d'onda utilizzate sono in genere di pochi centimetri e la distanza r di qualche centinaio di km il secondo termine dell'equazione [1.1] contiene decine di milioni di angoli giro ($N4\pi$). Il termine di fase legato ai retrodiffusori, inoltre, è del tutto casuale, per cui la fase di una singola immagine SAR è assolutamente inutilizzabile. Il confronto di due o più immagini invece consente di stimare la

differenza di cammino ottico dell'onda elettromagnetica trasmessa in due acquisizioni successive e retrodiffusa dal bersaglio a terra, in quanto il termine dovuto ai retrodiffusori e il numero intero di angoli giro si annullano; il termine di fase residuo è dato da:

$$\varphi = 4\pi \Delta r / \lambda \quad [1.2]$$

dove Δr è la differenza dei percorsi tra il sensore e il bersaglio a terra.

La fase contiene ancora un numero molto elevato di angoli giro (è quindi nota a meno di un elevato multiplo intero di 2π), tuttavia passando da una cella di risoluzione ad una contigua la variazione di φ è sufficientemente piccola da non presentare ambiguità di 2π . In definitiva per una porzione di superficie già monitorata la fase dovrebbe essere identica a quella acquisita in precedenza, se ciò non si verifica vuol dire che il bersaglio o il terreno hanno subito uno spostamento (**Fig. 2.4 a e b**).

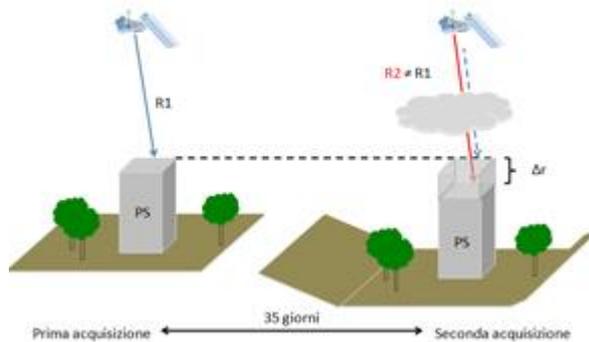


Fig. 2.4 a – Esempio di due acquisizioni successive di una stessa area. Il cammino dell'onda R1 è diverso da quello di R2 a causa di uno spostamento del bersaglio per subsidenza del terreno. Combinando due o più immagini SAR è possibile misurare l'entità (Δr) e la direzione di spostamento del bersaglio.

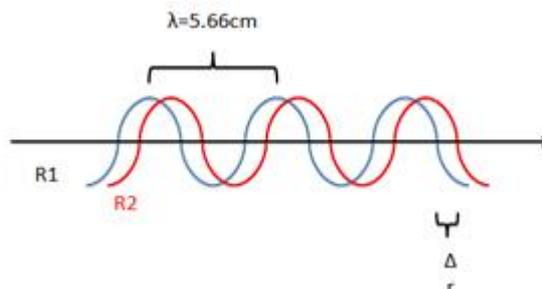


Fig.2.4 b – Differenza di fase dovuta ad uno spostamento del bersaglio.

La tecnica, per cui si combinano di volta in volta due immagini SAR, è detta interferometria differenziale (DInSAR) e consente di misurare l'entità e la direzione di spostamento di un bersaglio. Le misure di spostamento in realtà sono una componente di deformazione del vettore reale dello spostamento, e tale componente è relativa alla direzione che congiunge il sensore col bersaglio a terra (LOS, *Line of Sight*). Si misura quindi la distanza fra il sensore e un punto sulla superficie terrestre in cui il segnale è riflesso lungo la LOS, per cui spostamenti perpendicolari alla LOS (sull'orizzontale) non possono essere determinati. Alcuni vantaggi di tale tecnica sono la possibilità di acquisire dati con qualsiasi condizione atmosferica (notte, nuvolosità, nebbia, ecc), l'esistenza di un vasto *dataset* di immagini a disposizione, un'apprezzabile accuratezza delle misure (dell'ordine del cm) e soprattutto un'elevata campionatura spaziale (~100 km²), cioè la possibilità di ottenere informazioni sull'intera area investigata e non su singoli punti, come avviene invece con le normali reti geodetiche (GPS).

Di contro il DInSAR, ed il SAR in genere, presenta alcune limitazioni che portano ad una perdita di coerenza del segnale. Tale perdita potrebbe essere causata da fattori quali disturbi atmosferici (BONFORTE *et alii*, 2001), variazioni nelle caratteristiche di retrodiffusione delle microonde tra i due passaggi radar, qualità dei modelli digitali del terreno (DEM) disponibili e problemi di acquisizione geometrica (MASSONNET E FEIGL, 1995). Quest'ultimi sono legati alla distanza tra i sensori (*baselines*) durante le due acquisizioni (dette *master* la prima e *slave* la seconda). Si hanno, nello specifico, due *baselines*: una parallela, che indica la distanza tra i sensori durante le due acquisizioni lungo la direzione parallela alla LOS; e una perpendicolare, che indica tale distanza lungo la direzione normale alla LOS determinando così il grado di parallasse tra i due punti di osservazione. Di fatto durante i vari passaggi radar lungo la stessa orbita i satelliti si discostano leggermente dalla traiettoria nominale, determinando delle variazioni dell'ordine delle centinaia di metri descritte dal parametro *baseline* normale; di conseguenza la geometria di acquisizione per la stessa zona varia di volta in volta per angoli leggermente diversi creando matrici di *pixel* non corrispondenti alla medesima cella di risoluzione al suolo. La differenza negli angoli di vista (θ) tra le due acquisizioni, quindi, che deve essere quanto più ridotta possibile, non deve causare variazioni di fase superiori ad una lunghezza d'onda per ogni *pixel*. Se ciò si verifica i vari contributi all'interno del *pixel* stesso non si sommano in maniera coerente, dando luogo alla cosiddetta "decorrelazione" o incoerenza del segnale interferometrico.

Le decorrelazioni più comuni sono quelle temporali e quelle prospettiche. Le prime, che aumentano all'aumentare dell'intervallo temporale di acquisizione, sono legate a cambiamenti delle proprietà fisiche dei bersagli e cambiamenti geometrici nelle immagini acquisite. Le seconde sono legate all'angolazione del sensore e alla topografia del terreno e possono dar luogo a tre differenti tipi di distorsioni prospettiche in base alla pendenza del terreno: *foreshortening* (o effetto di scorcio prospettico), *layover* (o effetto di sovrapposizione) e *shadowing* (o effetto di ombreggiatura). Il primo effetto (Fig. 2.5) si verifica quando la pendenza del terreno tende ad essere perpendicolare alla linea congiungente sensore-bersaglio, in questo caso il contributo di più punti si concentra in poche celle producendo pixel molto luminosi nell'immagine di ampiezza.

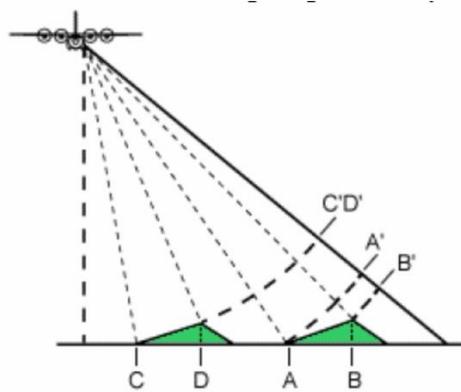


Fig. 2.5 – Effetto *foreshortening*. I punti C e D sono ad identica distanza dal radar e sono mappati nella stessa cella; i punti A e B si trovano a distanza diversa dal radar e cadono in celle differenti.

Il *layover* si ha quando la pendenza del terreno è maggiore dell'angolo θ , ciò produce una forte distorsione dell'immagine che impedisce la corretta interpretazione del segnale (Fig. 2.6).

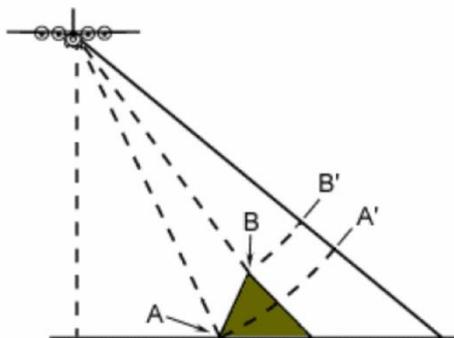


Fig. 2.6 – Effetto *layover*. Si verifica con pendenze molto elevate. Il punto B è più vicino al radar rispetto ad A e le loro immagini, A' e B' scambiano la loro posizione rispetto alla coordinata ortogonale alla traccia nell'immagine SAR.

Il terzo effetto si verifica quando alcune zone non possono essere illuminate dall'impulso radar perché schermate da altri oggetti, di conseguenza si avranno aree molto scure (in ombra) nell'immagine di ampiezza (**Fig. 2.7**).

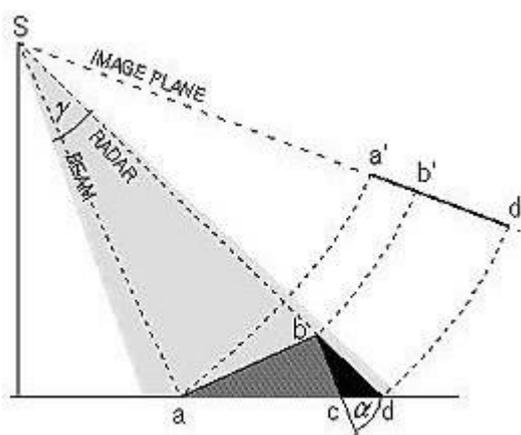


Fig. 2.7 – Effetto *shadowing*. La superficie fra c e d non contribuisce a formare l'eco radar.

2.1.2 Deformazione da dati SAR in Sicilia sud-occidentale

Il lavoro di ricerca per questa tesi è iniziato con un'analisi di tipo DInSAR (interferometria differenziale SAR) dei dati raccolti dal 2003 al 2010 dal sensore ASAR, operante in banda C con lunghezza d'onda di 5.6 cm, installato sul satellite ENVISAT dell'Agenzia Spaziale Europea (ESA, *European Space Agency*) e capace di acquisire sia in geometria ascendente (*track ascending*), dall'equatore verso i poli, sia in geometria discendente (*track descending*), dai poli verso l'equatore. Per l'analisi dei dati è stata implementata una macchina virtuale Linux nella quale è stato installato il *software open source* ROI_PAC (*Repeat Orbit Interferometry PACkage*), sviluppato dal CALTEC/JPL (ROSEN *et alii*, 2004), utilizzato per il processamento dei dati interferometrici con tecnica “due passi” (MASSONNET E FEIGL, 1998). Tale tecnica consiste nel confrontare di volta in volta due immagini SAR (come abbiamo definito sopra, *master* e *slave*) della stessa area, acquisite in istanti diversi dalla stessa posizione o da punti di vista leggermente differenti, sfruttando le differenze di fase delle onde elettromagnetiche che ritornano al sensore. Il prodotto, noto col termine di interferogramma, è un'immagine costituita da una serie di frange colorate che esprimono, con precisione dell'ordine di 1 cm, il movimento del suolo in termini di variazione di modulo 2π della fase interferometrica (corrispondente a $\lambda=5,6$ cm nel caso dei satelliti europei ERS ed ENVISAT). Ciascuna frangia d'interferenza, in particolare,

corrisponde ad un movimento pari a mezza lunghezza d'onda del segnale trasmesso (cioè 2,8 cm); tale informazione di fase può essere direttamente convertita in spostamento mediante un'operazione di srotolamento, cioè ricostruendo la fase originale a partire dalla sua restrizione nell'intervallo $(-\pi, \pi)$ (LANARI *et alii*, 1998).

Le analisi, eseguite su breve e lungo periodo (intervallo temporale tra *master* e *slave*), sono consistite nell'elaborazione di 221 interferogrammi complessivi per il *track ascending* n° 444 e il *descending* n° 308, consultati e ordinati dal catalogo on-line del programma "Eoli-sa" dell'ESA (*European Space Agency*).

Il DEM (SRTM della NASA N37E012, N37E013, N38E012 e N38E013) usato per rimuovere la componente topografica dalla fase interferometrica ha una risoluzione al suolo di 90x90 m. La tecnica "due passi" ha mostrato l'applicabilità del metodo DInSAR per l'area studiata, ma che i risultati sono apprezzabili solo per acquisizioni con brevi intervalli temporali (inferiori ad un anno). Gli interferogrammi migliori, infatti, sono quelli ottenuti dall'elaborazione di una *master* ed una *slave* acquisite massimo ad un anno di distanza, in quanto per intervalli maggiori si verifica una consistente perdita di coerenza temporale del segnale interferometrico (**Fig. 2.8**).

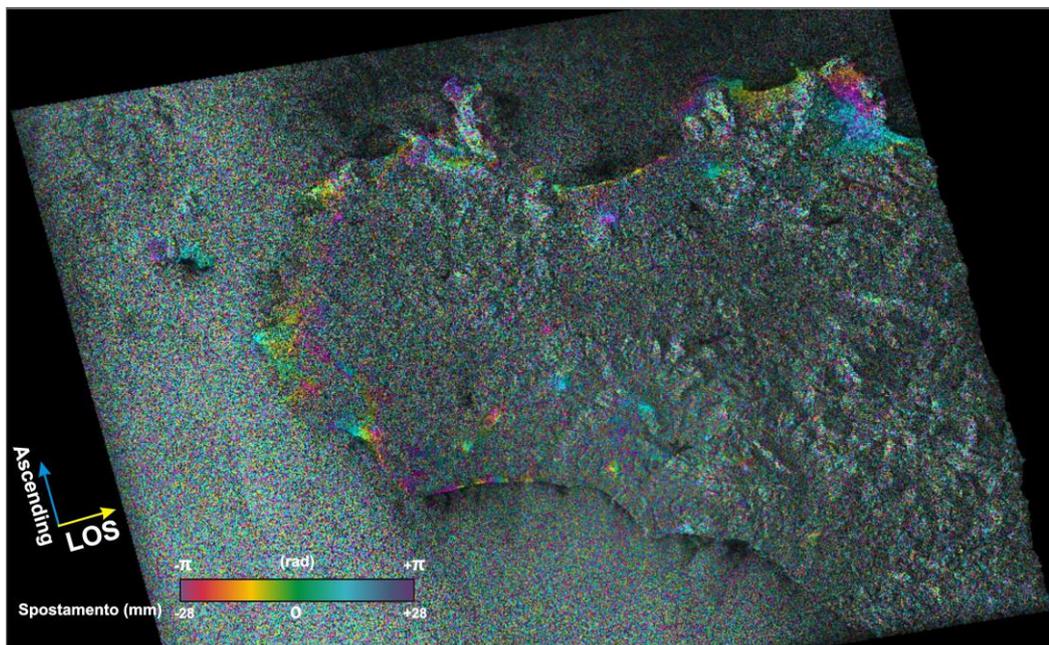


Fig. 2.8 – Esempio di interferogramma DInSAR con scarsa coerenza temporale. *Master* del 20-03-2003 e *Slave* del 05-08-2010 dal satellite ENVISAT in orbita ascendente.

Per ovviare a questo problema è stata effettuata un'analisi dei valori di *baselines* perpendicolari ed è stato selezionato un *dataset* di *baselines* inferiori o uguali a 150 m (maggiori sono i valori più probabili sono gli errori di decorrelazione geometrica; valori

ottimali sono quelli inferiori a 200 metri) (**Tab. 2.1**). L'elaborazione di tutti gli interferogrammi (111) corrispondenti ha comunque confermato una bassa coerenza del segnale interferometrico per intervalli temporali superiori a un anno.

	2003/03/20	2003/07/03	2003/10/16	2003/11/20	2004/03/04	2004/05/13	2004/06/17	2004/07/22	2004/08/26	2004/11/04	2005/01/13	2005/03/24	2005/04/28	2005/06/02	2005/08/11	2005/09/15	2005/10/20	2005/11/24	2005/12/29	2006/03/09	2006/05/18	2006/07/27	2006/10/05	2007/02/22	2007/05/03	2007/07/12	2007/09/20	2007/11/29	2008/02/07	2008/04/17	2008/06/26	2008/07/31	2008/09/04	2008/11/13	2009/01/22	2009/04/02	2009/06/11	2009/08/20	2009/10/29	2010/01/07	2010/03/18	2010/05/27	2010/08/05
2003/03/20	0	59	500	382	371	342	66	179	708	101	-31	36	-481	558	1275	-813	-73	653	1235	1042	303	-530	-26	231	88	415	846	852	735	835	394	297	950	703	665	750	118	508	252	199	472	476	244
2003/07/03	-59	0	441	323	312	283	7	120	649	42	-90	-23	-540	499	1216	-872	-132	594	1176	983	244	-589	-85	172	29	356	787	793	676	776	335	238	891	644	606	691	59	449	193	140	413	417	185
2003/10/16	-500	-441	0	1118	-129	-158	-434	-321	208	-399	-531	-484	-981	58	775	-1313	-573	153	735	542	-197	-1030	-526	-269	-412	-85	346	352	235	335	-106	-203	450	203	165	250	-382	8	-248	-301	-28	-24	-256
2003/11/20	-382	-323	118	0	-11	-40	-316	-203	326	-281	-413	-346	-863	176	893	-1195	-455	271	853	660	-79	-912	-408	-151	-294	33	464	470	353	453	12	-85	568	321	283	368	-264	126	-130	-183	90	94	-138
2004/03/04	-371	-312	129	11	0	-29	-305	-192	337	-270	-402	-335	-852	187	904	-1184	-444	282	864	671	-68	-901	-397	-140	-283	44	475	481	364	464	23	-74	579	332	294	379	-253	137	-119	-172	101	105	-127
2004/05/13	-342	-283	158	40	29	0	-276	-163	366	-241	-373	-306	-823	216	933	-1155	-415	311	893	700	-39	-872	-368	-111	-254	73	504	510	393	493	52	-45	608	361	323	408	-224	166	-90	-143	130	134	-98
2004/06/17	-66	-7	434	316	305	276	0	113	642	35	-97	-30	-547	492	1209	-879	-139	587	1169	976	237	-596	-92	165	22	349	780	786	669	769	328	231	884	637	599	684	52	442	186	133	406	410	178
2004/07/22	-179	-120	321	203	192	163	-113	0	529	-78	-210	-143	-660	379	1096	-992	-252	474	1056	863	124	-709	-205	52	-91	236	667	673	556	656	215	118	771	524	486	571	-61	329	73	20	293	297	65
2004/08/26	-708	-649	-208	-326	-337	-366	-642	-529	0	-607	-739	-672	-1189	-150	567	-1521	-781	-85	527	334	-405	-1238	-734	-477	-620	-293	138	144	27	127	-314	-411	242	-5	-43	42	-590	-200	-456	-509	-236	-232	-464
2004/11/04	-101	-42	399	281	270	241	-35	78	607	0	-132	-65	-582	457	1174	-914	-174	552	1134	941	202	-631	-127	130	-13	314	745	751	634	734	293	196	849	602	564	649	17	407	151	98	371	375	143
2005/01/13	31	90	531	413	402	373	97	210	739	132	0	67	-450	589	1306	-782	-42	684	1266	1073	334	-499	5	262	119	446	877	883	766	866	425	328	981	734	696	781	149	539	283	230	503	507	275
2005/03/24	-36	23	464	346	335	306	30	143	672	65	-67	0	-517	522	1239	-849	-109	617	1199	1006	267	-566	-62	195	52	379	810	816	699	799	358	261	914	667	629	714	82	472	216	163	436	440	208
2005/04/28	481	540	981	863	852	823	547	660	1189	582	450	517	0	1039	1756	-332	408	1134	1716	1523	784	-49	455	712	569	896	1327	1333	1216	1316	875	778	1431	1184	1146	1231	599	989	733	680	953	957	725
2005/06/02	-558	-499	-58	-176	-187	-216	-492	-379	150	-457	-589	-522	-1039	0	717	-1371	-631	95	677	484	-255	-1088	-584	-327	-470	-143	288	294	177	277	-164	-261	392	145	107	192	-440	-50	-306	-359	-86	-82	-314
2005/08/11	-1275	-1216	-775	-893	-904	-933	-1209	-1096	-567	-1174	-1306	-1239	-1756	-717	0	-2088	-1348	-622	-40	-233	-972	-1805	-1301	-1044	-1187	-860	-429	-423	-540	-440	-881	-978	-325	-572	-610	-525	-1157	-767	-1023	-1076	-803	-799	-1031
2005/09/15	813	872	1313	1195	1184	1155	879	992	1521	914	782	849	332	1371	2088	0	740	1466	2048	1855	1116	283	787	1044	901	1228	1659	1665	1548	1648	1207	1110	1763	1516	1478	1563	931	1321	1065	1012	1285	1289	1057
2005/10/20	73	132	573	455	444	415	139	252	781	174	42	109	-408	631	1348	-740	0	726	1308	1115	376	-457	47	304	161	488	919	925	808	908	467	370	1023	776	738	823	191	581	325	272	545	549	317
2005/11/24	-653	-153	-271	-282	-311	-587	-474	55	-552	-684	-617	-1134	-95	622	-1466	-726	0	582	389	-350	-1183	-679	-422	-565	-238	193	199	82	182	-259	-356	297	50	12	97	-535	-145	-401	-454	-181	-177	-409	
2005/12/29	-1235	-735	-853	-864	-893	-1169	-1056	-527	-1134	-1266	-1199	-1716	-677	40	-2048	-1308	-582	0	-193	-932	-1765	-1261	-1004	-1147	-820	-389	-383	-500	-400	-841	-938	-285	-532	-570	-485	-1117	-727	-983	-1036	-763	-759	-991	
2006/03/09	-1042	-542	-660	-671	-700	-976	-863	-334	-941	-1073	-1006	-1523	-484	233	-1855	-1115	-389	193	0	-739	-1572	-1068	-811	-954	-627	-196	-190	-307	-207	-648	-745	-92	-339	-377	-292	-924	-534	-790	-843	-570	-566	-798	
2006/05/18	-303	197	79	68	39	-237	-124	405	-202	-334	-267	-784	255	972	-1116	-376	350	932	739	0	-833	-329	-72	-215	112	543	549	432	532	91	-6	647	400	362	447	-185	205	-51	-104	169	173	-59	
2006/07/27	530	1030	912	901	872	596	709	1238	631	499	566	49	1088	1805	-283	457	1183	1765	1572	833	0	504	761	618	945	1376	1382	1265	1365	924	827	1480	1233	1195	1280	648	1038	782	729	1002	1006	774	
2006/10/05	26	526	408	397	368	92	205	734	127	-5	62	-455	584	1301	-787	-47	679	1162	1068	329	-504	0	257	114	441	872	878	761	861	420	323	976	729	691	776	144	534	278	225	498	502	270	
2007/02/22	-231	269	151	140	111	-165	-52	477	-130	-262	-195	-712	327	1044	-1044	-304	422	1004	811	72	-761	-257	0	-143	184	615	621	504	604	163	66	719	472	434	519	-113	277	21	-32	241	245	13	
2007/05/03	-88	412	294	283	254	-22	91	620	13	-119	-52	-569	470	1187	-901	-161	565	1147	954	215	-618	-114	143	0	327	758	764	647	747	306	209	862	615	577	662	30	420	164	111	384	388	156	
2007/07/12	-415	85	-33	-44	-73	-349	-236	293	-314	-446	-379	-896	143	860	-1228	-488	238	820	627	-112	-945	-441	-184	-327	0	431	437	320	420	-21	-118	535	288	250	335	-297	93	-163	-216	57	61	-171	
2007/09/20	-946	-346	-464	-475	-504	-780	-667	-138	-745	-877	-810	-1327	-288	429	-1659	-919	-193	389	196	-543	-1376	-872	-615	-758	-431	0	6	-111	-11	-452	-549	104	-143	-181	-96	-728	-338	-594	-647	-374	-370	-602	
2007/11/29	-852	-352	-470	-481	-510	-786	-673	-144	-751	-883	-816	-1333	-294	423	-1865	-925	-199	383	190	-549	-1382	-878	-621	-764	-437	-6	0	-117	-17	-458	-555	98	-149	-187	-102	-734	-344	-600	-653	-380	-376	-608	
2008/02/07	-735	-235	-353	-364	-393	-669	-556	-27	-634	-766	-699	-1216	-177	540	-1548	-808	-82	500	307	-432	-1265	-761	-504	-647	-320	111																	

L'interpretazione degli interferogrammi con intervalli inferiori ad un anno ha permesso invece di rilevare due zone caratterizzate da velocità "verticali" differenziali del terreno; un'anomalia si riscontra tra Marsala e Mazara del Vallo e presenta direzione preferenziale ONO-ESE, l'altra, tra Castelvetro e Campobello di Mazara, si attesta lungo un allineamento ben definito orientato NNE-SSO. Quest'ultima anomalia è evidenziata da un'interruzione di fase sulla continuità della frangia interferometrica, che si riscontra anche negli interferogrammi con intervalli temporali superiori ad un anno, nonostante la generale perdita di coerenza del segnale (**Fig. 2.9**).

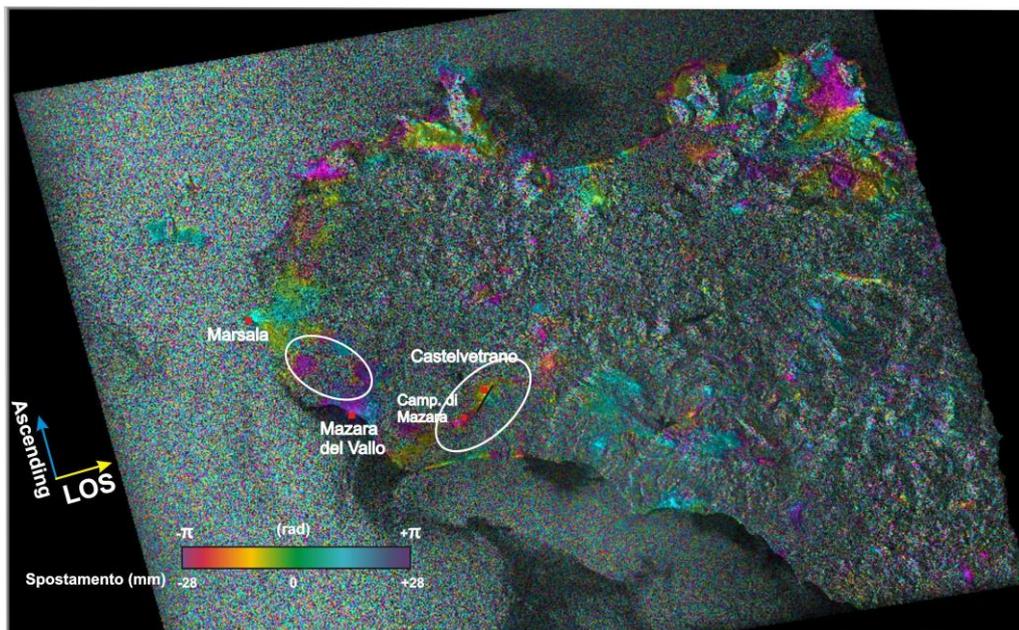


Fig. 2.9 – Interferogramma ascendente ottenuto con la tecnica DInSAR tra la *Master* 03-07-2003 e la *Slave* 05-10-2006. Nonostante la bassa coerenza si rileva un movimento differenziale del terreno in corrispondenza del centro abitato di Castelvetro evidenziato dal "salto" nella frangia interferometrica. La fase originale viene ristretta nell'intervallo $(-\pi, \pi)$, pari a mezza lunghezza d'onda del segnale trasmesso.

Alla luce di ciò sono stati consultati gli interferogrammi dei *tracks ascending* e *descending* ENVISAT ed ERS creati con la tecnica *Permanent Scattering* (consultabile gratuitamente dal Gennaio 2012 dal sito www.minambiente.it), sviluppata dal Ministero dell'Ambiente nell'ambito del Progetto *Persistent Scatterers Interferometry* (PSI). Tale tecnica consente un monitoraggio con accuratezza millimetrica degli spostamenti e si basa sull'analisi di immagini radar satellitari in serie temporale per osservare sottoinsiemi di bersagli radar, costituiti da diffusori permanenti (*Permanent Scatterers* - PS). I PS sono tutti quegli oggetti che hanno elevate proprietà di riflessione del segnale radar e che rimangono maggiormente stabili nel tempo, come ad esempio edifici ed infrastrutture in aree urbanizzate, edifici sparsi e manufatti in aree agricole, rocce

esposte in aree boschive. Le zone coperte da vegetazione, ad esempio, facilmente influenzabili dal vento e di diverso aspetto a seconda della stagione, sono spesso fonte di decorrelazione, mentre i corpi idrici e i ghiacciai non permettono affatto l'individuazione di PS in quanto non hanno le caratteristiche elettromagnetiche necessarie. Il grosso vantaggio che tale tecnica offre è che i diffusori non risentono di effetti di decorrelazione temporale mantenendo la stessa “firma elettromagnetica” in tutte le immagini al variare della geometria di acquisizione e delle condizioni climatiche. Si ottiene quindi, compatibilmente col *dataset* di immagini disponibile, la descrizione completa dell'evoluzione temporale delle deformazioni, differendo così dalla tecnica DInSAR, che stima invece solo la deformazione cumulata tra le due acquisizioni o la velocità di deformazione lineare registrata tra esse.

Gli interferogrammi visionati hanno confermato i risultati ottenuti con il DInSAR, per cui si è ritenuto opportuno approfondire lo studio effettuando un'analisi multi interferogramma con il metodo StaMPS, (*Stanford Method for Persistent Scatterers*) (HOOPER *et alii*, 2004; 2008). Questa elaborazione è in grado di fornire informazioni circa le deformazioni del terreno su grandi aree, rendendo tale approccio sfruttabile per investigare movimenti di masse a scala regionale. Consiste nell'effettuare un'analisi statistica dei segnali retrodiffusi che consente di discernere il contributo della fase legato al movimento del terreno dalla componente dovuta all'atmosfera, alla topografia e al rumore. Il *dataset* utilizzato consta di 37 immagini ENVISAT acquisite dal 2003-2010 del *Track* 308 in orbita discendente. Il software ROI-PAC (ROSEN *et alii*, 2004) è stato utilizzato per la focalizzazione (mediante trasformate di Fourier) delle immagini in *slant-range* (r) (o semplicemente *range*) e *azimuth*. La focalizzazione in *range* consiste nel comprimere la frequenza degli impulsi trasmessi mediante un filtro adattato nell'elaborazione numerica dei dati. La risoluzione spaziale in distanza (r) infatti è proporzionale alla durata degli impulsi trasmessi ($r=c\cdot\tau/2$, dove c è la velocità della luce) che vengono modulati linearmente in frequenza di durata molto maggiore.

La focalizzazione in *azimuth* sfrutta il moto della piattaforma rispetto agli oggetti a terra per “sintetizzare” (esempio in **Fig. 2.10**), tramite calcolatore, un'antenna di dimensione molto maggiore rispetto a quella fisica (FERRETTI *et alii*, 2001).

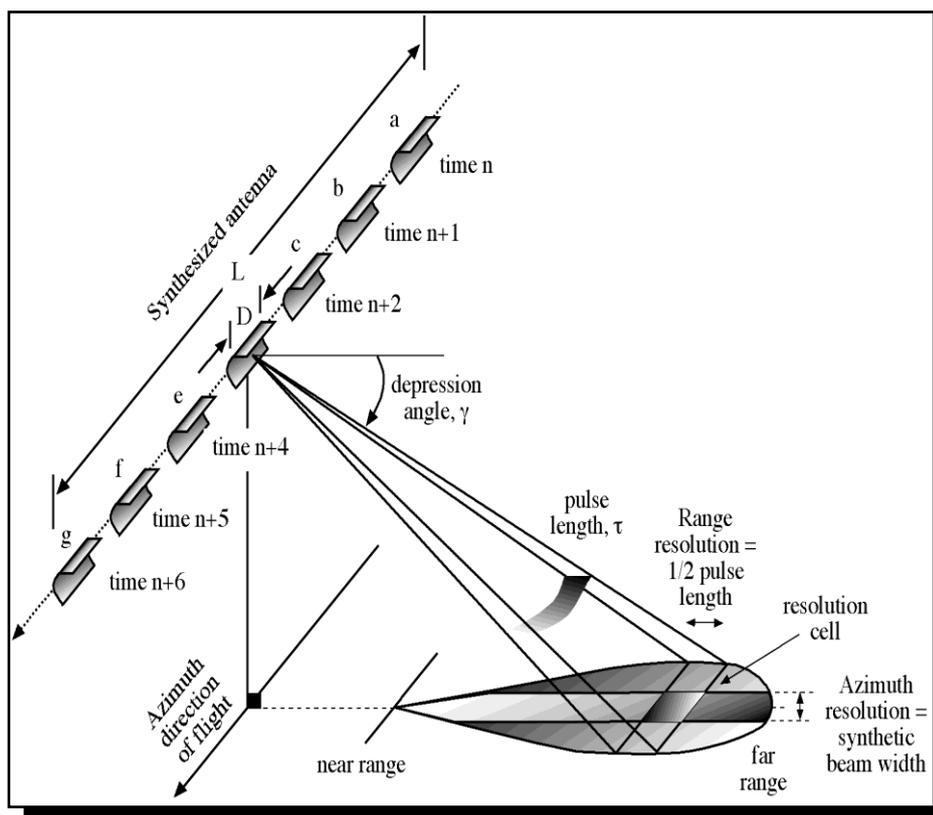


Fig. 2.10 – Esempio di antenna sintetica.

Per il processamento interferometrico ci si è avvalsi del software Doris sviluppato da *Delft University of Technology*. Il DEM (SRTM della NASA) usato per rimuovere la componente topografica dalla fase interferometrica ha una risoluzione di 80x80 m e un'accuratezza verticale di ± 10 m.

La mappa della velocità media lungo la LOS conferma i dati ottenuti con la tecnica DInSAR, evidenziando le due aree caratterizzate da velocità differenziali del terreno. Quella tra i paesi di Marsala e Mazara del Vallo coincide con una vasta zona (lunga circa 7,5 km e larga circa 3,3 km) di cave di calcare attive. Si è ipotizzato che l'attività estrattiva e la perturbazione della falda acquifera siano responsabili della perturbazione nelle velocità del segnale.

La seconda anomalia evidenzia, con un'orientazione grosso modo SSO-NNE e una lunghezza di circa 14 km, un brusco gradino della velocità del suolo, espressa in mm/anno, attraverso l'allineamento Campobello di Mazara-Castelvetrano (CCA) (**Fig. 2.11**). Il profilo di velocità A-A' (in basso in **Fig. 2.11**), effettuato in direzione perpendicolare all'allineamento SAR, mostra delle ondulazioni che assumono valori di velocità positivi e negativi. Valori positivi di velocità corrispondono ad un aumento della distanza sensore-bersaglio, cioè un allontanamento del bersaglio dal satellite che

dal punto di vista geologico corrisponde ad una subsidenza del terreno. Viceversa i valori negativi indicano una diminuzione di tale distanza, e quindi un avvicinamento del bersaglio al satellite, giustificabile con un *uplift*. Le ondulazioni mostrate dal profilo hanno lunghezze d'onda comprese fra 5 e 10 km e velocità variabili nel range di 1,5 e 3,5 mm. Più in dettaglio, considerando come origine l'allineamento CCA, si osservano chiaramente quattro picchi, di cui uno principale a velocità positive a circa 11 km ad ovest del CCA, e tre ondulazioni meno pronunciate ad est del CCA, rispettivamente a 6,5 km (che ricopre valori negativi di velocità) a circa 12 km e a 17,6 km.

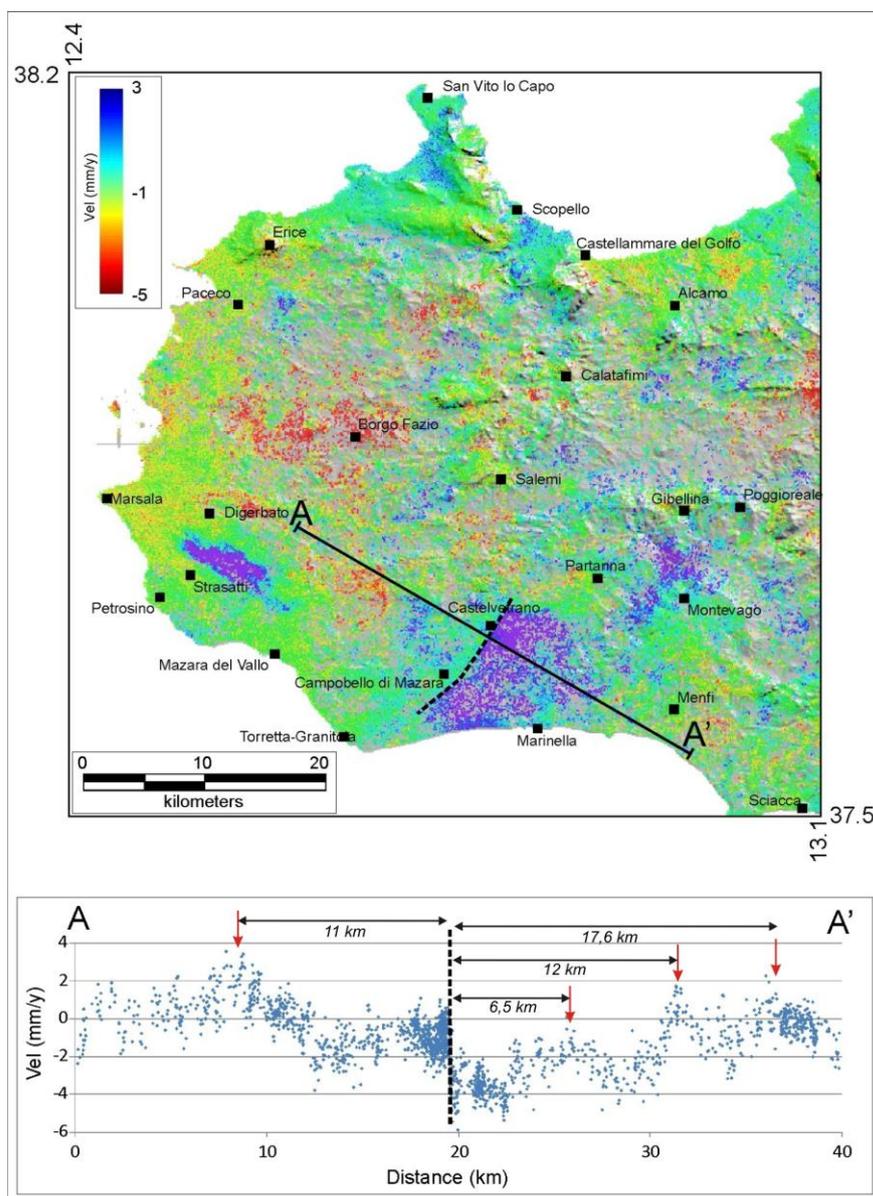


Fig. 2.11 – In alto interferogramma con le velocità medie lungo la LOS per l'intervallo 2003-2010, ottenuto con tecnica StaMPS dall'elaborazione delle immagini ENVISAT del *Track* discendente 308. In basso il profilo A-A' mostra il brusco decremento della velocità in corrispondenza del CCA. Le frecce rosse indicano i picchi considerati; in nero le relative distanze dal CCA.

Tale settore con ondulazioni e con il brusco gradiente di velocità ricade poco ad O della zona sismogenetica ZS9 (MELETTI *et alii*, 2008) che identifica l'area sismogenetica del Belice (Fig. 2.12).

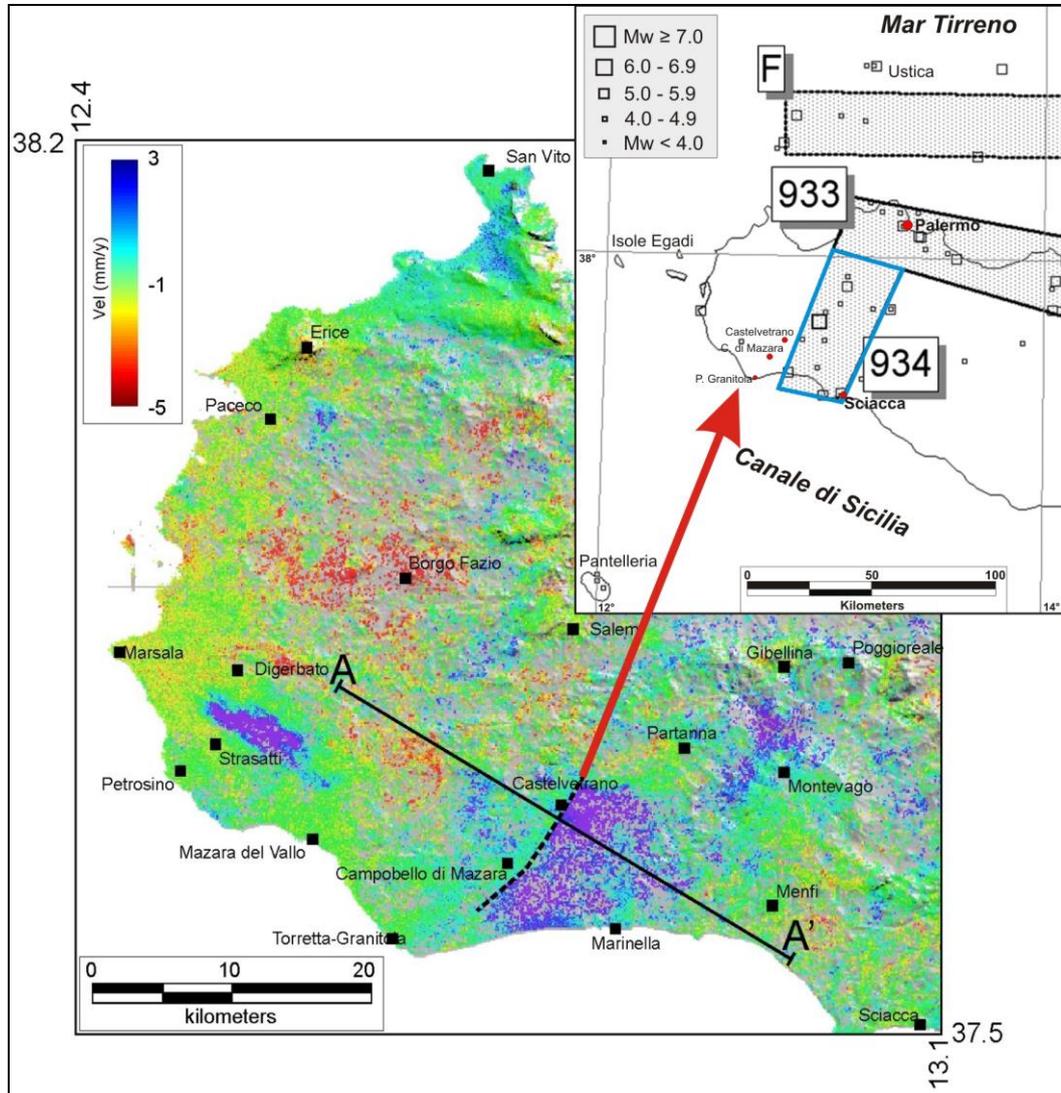


Fig. 2.12 – Nel riquadro in alto a destra la ZS9 per la Sicilia occidentale (modificato da Meletti et al. 2008). In blu la zona 934 relativa all'area del Belice. L'allineamento evidenziato dai dati interferometrici ricade poco ad ovest di tale zona.

2.2 DATI GPS

2.2.1 Cenni sulla tecnologia GPS

Di recente i movimenti relativi contemporanei tra i vari settori litosferici o crostali sono misurati con osservazioni geodetiche che sfruttano, oltre alle metodologie interferometriche, di cui ampiamente discusso sopra, Sistemi di Posizionamento Globale (GPS).

GPS è l'abbreviazione di NAVSTAR GPS, a sua volta acronimo di *Navigation System with Time And Ranging Global Positioning System* (“sistema di posizionamento globale mediante misure di tempo e di distanza rispetto a satelliti da navigazione”) la cui configurazione può essere schematicamente sintetizzata in tre segmenti; quello “spaziale” costituito dai satelliti orbitanti intorno alla Terra, quello di “controllo” costituito dalle stazioni GPS permanenti ed il segmento “utente” rappresentato da qualsiasi ricevitore GPS. I satelliti trasmettono la loro posizione e l'ora corrente al ricevitore, che è dotato di orologio di altissima precisione sincronizzato con quelli dei satelliti. I ricevitori acquisiscono i dati di “codice e di “fase” di tutti i satelliti in visibilità dal ricevitore stesso. Satelliti e ricevitori generano lo stesso “codice” (sequenza di impulsi radio) nello stesso istante e attraverso la comparazione del codice ricevuto con quello generato è possibile misurare la differenza di tempo tra il momento di emissione del segnale e il momento di ricezione a terra. Col termine “fase” si intende la differenza tra la lettura della fase del segnale sinusoidale proveniente dal satellite e quella della replica generata nel ricevitore. Con la differenza di tempo tra il segnale emesso e quello ricevuto si risale alla distanza del ricevitore da ciascun satellite e con una trilaterazione si determina l'esatta posizione del punto. Per identificare in modo univoco la posizione di un punto occorrono però minimo quattro misure di distanza, ragion per cui è necessario che almeno quattro satelliti siano visibili in contemporanea in modo tale da poter risolvere le quattro incognite: latitudine, longitudine, quota e tempo. Per limitare gli errori nella determinazione della posizione si analizza la propagazione del segnale nell'atmosfera, in particolare la porzione di ionosfera che è densa di particelle cariche elettricamente in grado di deviare le onde radio. Altri errori possono essere dovuti ad imprecisioni degli orologi che possono causare una determinazione errata della posizione del punto e/o dell'orbita dei satelliti, errori dovuti a riflessioni multiple del segnale (*multipath*), errori dovuti alla geometria dei satelliti (questi aumentano se i satelliti formano tra di loro angoli acuti) ed errori dei ricevitori

che possono introdurre rumorosità nelle misure. Per eliminare l'errore dei ricevitori, che è uguale per tutti quelli che lavorano nella stessa area, ci si avvale del cosiddetto metodo differenziale (DGPS) che consente di ottenere misure centimetriche o millimetriche degli spostamenti (0.5-5 cm). Con tale metodo la determinazione di posizione avviene per coppie di punti su quali sono posti contemporaneamente due ricevitori. Il vettore che unisce i due punti è detto "base" o "linea di base" (*baseline*) e ogni coppia di ricevitori permette di misurare le differenze in X , Y , Z fra le coordinate cartesiane WGS-84 dei due estremi della base. Il problema nel calcolo delle basi GPS è quello di individuare il miglior *set* di ambiguità di fase, cioè il numero intero di lunghezze d'onda contenuto nella traiettoria che va dal satellite al ricevitore, legato alla variazione, per l'effetto *Doppler*, della frequenza dell'onda fra quella emessa e quella ricevuta a terra. Alcuni dei vantaggi del GPS sono l'elevata produttività di dati, la possibilità di lavorare con qualsiasi condizione meteorologica e di orario, nessun limite sulle distanze da misurare, facilità di utilizzo in campagna e libertà di lavorare senza visibilità tra i punti.

Nel campo delle Scienze della Terra è utilizzato come strumento di rilevamento in quanto permette la determinazione della posizione assoluta ovunque sulla superficie terrestre con la stessa precisione. L'incremento delle reti globali permanenti (a misurazione continua) garantisce un dato affidabile sullo spostamento di un punto sul piano orizzontale e in misura minore su quello verticale. In aree tettonicamente complesse e caratterizzate da bassi tassi di deformazione, come il Mediterraneo centro-occidentale (MCCLUSKY *et alii*, 2003; NOCQUET E CALAIS 2003; 2004), l'uso di stazioni permanenti (CGPS) si rende necessario per una stima accurata dei parametri della deformazione crostale attiva.

In Sicilia è presente una fitta rete di stazioni permanenti nell'area Etnea e in buona parte dell'intero settore orientale dell'isola, gestita dall'istituto nazionale di ricerca "INGV Osservatorio Etneo". Nelle aree dove si ha una carenza di siti, come la parte occidentale della regione, si ha una descrizione non esaustiva del *pattern* di deformazione. In questi casi si ricorre all'utilizzo di stazioni GPS non permanenti, i cui dati, per essere validi, devono essere ottenuti da ripetute campagne di misura effettuate in un significativo intervallo temporale (almeno 10 anni) in modo tale da consentire una migliore risoluzione spaziale e temporale del campo deformativo.

2.2.2 Campagna di misure e analisi dei dati GPS

Nel 1992 l'Istituto Geografico Militare (IGM) Italiano (www.igmi.org) ha iniziato una campagna di misure GPS sull'intero territorio nazionale, creando una rete di 1260 punti, a circa 20 km di distanza l'uno dall'altro, per scopi di inquadramento geotopografico. Utilizzando sette di questi punti, materializzati da centrini saldamente ancorati al terreno, è stata condotta una nuova campagna di misure GPS per meglio caratterizzare la cinematica dell'area dove era stata riscontrata l'anomalia di velocità SAR.

Cinque di questi centrini sono nelle strette vicinanze e a cavallo dell'allineamento SAR e sono SEL1 e SEL2, localizzati all'interno del sito archeologico di Selinunte, FGRA, posto sulla terrazza dell'edificio della Marina Militare sottostante il faro di Punta Granitola, BCMA, situato al bordo della S.S.115 Castelvetrano-Mazara del Vallo all'altezza del bivio per Campobello di Mazara e TLIP, in località Timpone Lippone. Gli altri due siti, più a nord, sono MGRA, sulla dorsale di Montagna Grande, e MGAI sulla cima di Monte Galiello localizzato all'interno dell'area epicentrale del '68 (**Fig. 2.13**).

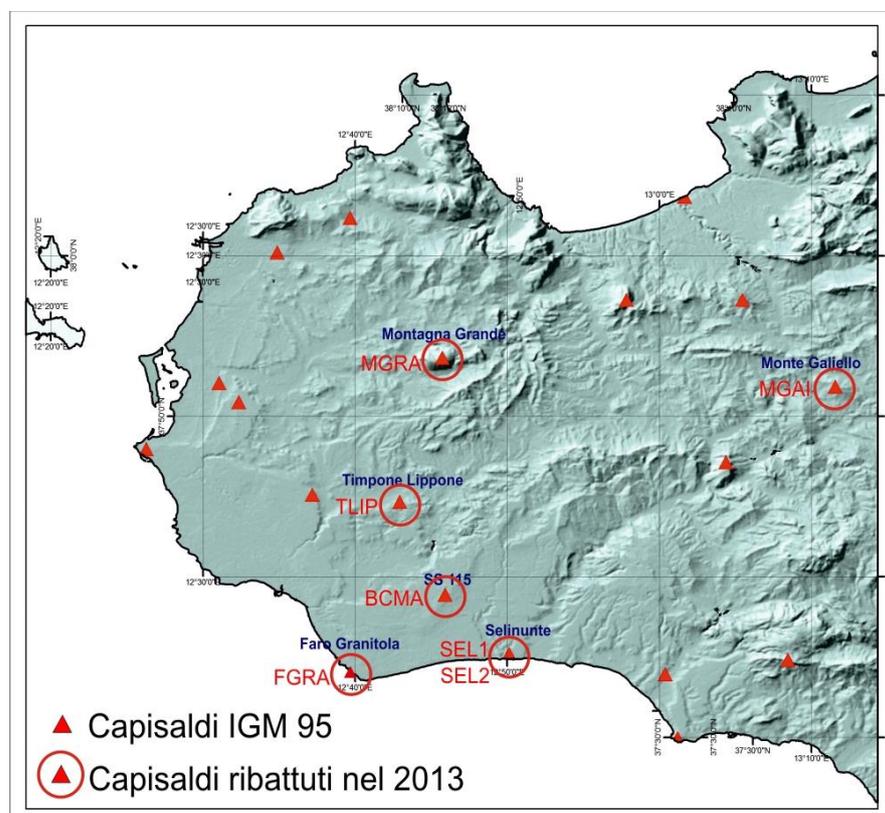


Fig. 2.13 – La mappa mostra la localizzazione dei sette siti “IGM95” in Sicilia occidentale ribattuti nel corso del 2013 durante la nuova campagna di misure GPS.

Il rilievo è stato effettuato utilizzando ricevitori Leica GX 1220 e antenne AR10 montate su treppiedi e in misurazione continua per 5/13 ore (**Tab. 2.2**), mentre per la campagna effettuata dall'IGM nel 1994 le singole sessioni di acquisizione dei dati erano di 4/5 ore e gli strumenti utilizzati erano ricevitori Trimble 4000 SSE e antenne compatte Trimble con *groundplane* (modello 22020-00) per ridurre al minimo il *multipath* del segnale per la base.

È stato possibile elaborare i dati di solo cinque delle sette stazioni, in particolare di SEL1, BCMA, TLIP, MGRA, MGAI (**Tab. 2.3**), mentre per FGRA non si hanno a disposizione i dati del precedente rilievo IGM, e nel sito SEL2 la nuova registrazione non è avvenuta in modo corretto.

Nuovo Nome Stazione	Rinex	Numero del punto	Nome del punto	Data	Inizio acquisizione	Fine acquisizione	Antenna	Δi (m)	Ricevitore
FGRA	fgra0990.13o	265902A	Faro Granitola (Terrazza)	09/04/2013 (099)	10.47	23.59	LEIAR10	1.3	LEICA GRX1200+GNSS
FGRA	fgra1000.13o	265902A	Faro Granitola (Terrazza)	10/04/2013 (100)	0.00	8.25	LEIAR10	1.3	LEICA GRX1200+GNSS
TLIP	tlip0990.13o	257902	Timpone Lippone	09/04/2013 (099)	14.57	21.53	LEIAR10	1.237	LEICA GX1220
MGRA	mgra1020.13o	257901	Montagna Grande	12/04/2013 (102)	12.15	23.59	LEIAR10	1.237	LEICA GX1220
MGRA	mgra1030.13o	257901	Montagna Grande	13/04/2013 (103)	0.00	8.40	LEIAR10	1.237	LEICA GX1220
MGAI	mgai1030.13o	258901	Monte Galiello	13/04/2013 (103)	12.18	17.15	LEIAR10	1.237	LEICA GX1220
BCMA	bcma1010.13o	265701	Bivio per Campobello di Mazzara	11/04/2013 (101)	12.15	20.00	LEIAR10	1.237	LEICA GX1220
SEL1	sel11000.13o	265901	Selinunte (tempio di Hera)	10/04/2013 (100)	12.09	23.59	LEIAR10	1.24	LEICA GRX1200+GNSS
SEL1	sel11010.13o	265901	Selinunte (tempio di Hera)	11/04/2013 (101)	0.00	10.15	LEIAR10	1.24	LEICA GRX1200+GNSS
SEL2	sel21000.13o	265901A	Selinunte (tempio di Hera)	10/04/2013 (100)	15.08	23.59	LEIAR10	1.251	LEICA GX1220
SEL2	sel21010.13o	265901A	Selinunte (tempio di Hera)	11/04/2013 (101)	0.00	10.00	LEIAR10	1.251	LEICA GX1220

Tab. 2.2 – Tabella con le principali informazioni sulle misure effettuate.

GPS site		Long.	Lat.	E velocity (mm/yr)	N velocity (mm/yr)	E sigma (mm/yr)	N sigma (mm/yr)	U velocity (mm/yr)	U sigma (mm/yr)
MGAI	Monte Galiello	13.193	37.864	-0.44	3.57	0.7	0.66	-2.35	1.07
SEL1	Selinunte (tempio di Hera)	12.836	37.587	-1.6	2.61	0.68	0.65	-1.55	1.08
BCMA	Bivio per Campobello di Mazara	12.766	37.648	-0.92	2.25	0.69	0.67	-0.76	1.09
MGRA	Montagna Grande	12.762	37.895	-1.23	2.13	0.68	0.64	0.37	1.04
TLIP	Timpone Lippone	12.716	37.745	-2.26	1.29	0.68	0.65	-1.6	1.05

Tab. 2.3 – Tabella con i valori di velocità dei vettori GPS per i cinque siti considerati.

I dati GPS sono stati processati utilizzando il pacchetto GAMIT/GLOBK (HERRING *et alii*, 2006), sviluppato al *Massachusetts Institute of Technology*. Si tratta di un software che utilizza le doppie differenze e una combinazione lineare *ionospheric free* delle osservazioni di fase L1 e L2, per generare una soluzione pesata ai minimi quadrati per ciascuna sessione giornaliera (BOCK *et alii*, 1986; DONG E BOCK, 1989). Ogni soluzione giornaliera include 3 coordinate cartesiane per ciascun sito, 6 parametri orbitali per ciascun satellite (semiasse maggiore, eccentricità, inclinazione, longitudine del nodo ascendente, argomento del perigeo e anomalia media), i parametri di orientazione terrestre (posizione e velocità del polo e velocità UT1) e le ambiguità di fase. Sono state utilizzate le effemeridi precise a priori fornite dall'IGS (*International GNSS Service*; <http://igsceb.jpl.nasa.gov>) e i parametri di orientazione terrestre forniti dall'IERS (*International Earth Rotation Service*; <http://www.iers.org>).

In prima analisi, attraverso il software GAMIT, sono state usate le osservazioni di fase GPS di ogni giorno di indagine per stimare le coordinate delle stazioni, il ritardo zenit dell'atmosfera in ogni stazione, i parametri di orientazione terrestre e l'errore associato alle matrici di covarianza. Da questa prima fase sono state ottenute le soluzioni giornaliere debolmente vincolate (*loosely constrained*), dette anche *quasi-observations* (DONG *et alii*, 1998), utilizzate in seconda analisi dal software GLOBK per stimare un insieme coerente di coordinate e velocità. Tale software agisce come un filtro di Kalman (HERRING *et alii*, 2006 b) il cui concetto base è che alcuni dei parametri che si vogliono stimare sono considerati dei processi *random* e, quando si aggiungono dati al filtro, le stime dei parametri dipendono dai nuovi dati e dal *process noise* fra le misure.

Le misure sono state legate ad un sistema di riferimento globale esterno includendo nell'analisi i dati di cinque stazioni CGPS appartenenti alle reti IGS ed EURA ed operative dal 1994 (GRAZ, HERS, JOZE, MADR, ZIMM). Le *quasi-observations* (DONG *et alii*, 1998), cioè le soluzioni giornaliere che contengono le stime giornaliere delle posizioni delle stazioni, i parametri di orientazione terrestre e le matrici di covarianza, sono state combinate con soluzioni globali fornite (IGS1, IGS2, EURA) dal *Scripps Orbital and Permanent Array Center* (SOPAC) di UC San Diego. Le soluzioni giornaliere vagamente vincolate sono state trasformate nel sistema di riferimento ITRF2005 (2005 International Terrestrial Reference Frame; ALTAMIMI *et alii*, 2007) e ruotate in un *frame* Eurasia fissa.

È stata così calcolata una mappa delle velocità per l'intervallo 1994-2013 che mostra che le stazioni GPS della Sicilia occidentale da noi misurate si muovono con velocità che vanno da circa 2,6 a 3,6 mm/anno lungo direzioni che vanno da NNO a NO (**Fig. 2.14**).

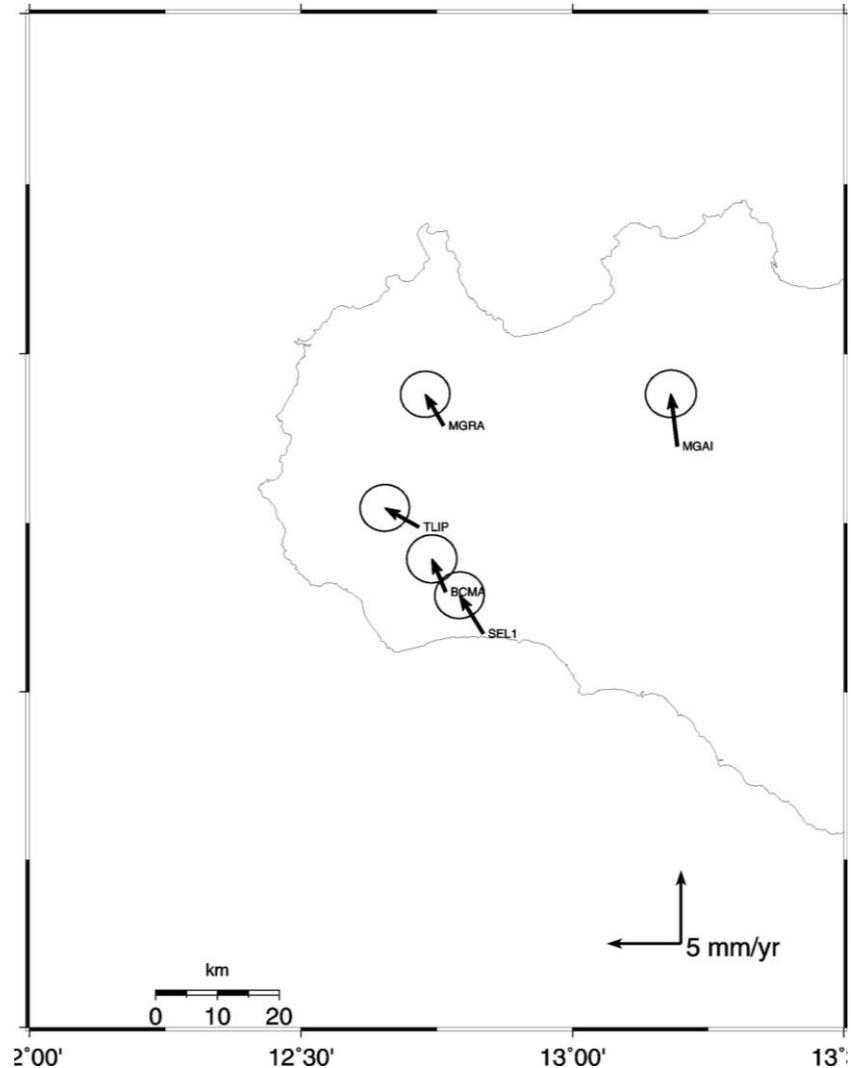


Fig. 2.14 – Mappa delle velocità GPS, con ellissi di confidenza del 95%, in Sicilia occidentale in un *frame* Eurasia fissa.

I valori di velocità, in particolare, diminuiscono da sud a nord da circa 3,1 mm/anno (stazione SEL1) a 2,5 mm/anno (stazioni BCMA e TLIP). La differenza tra i moduli dei vettori velocità delle stazioni SEL1 e BCMA indica una convergenza geodetica di $0,63 \pm 0,66$ mm/a tra i due siti (**Tab. 2.4**). Nonostante l'errore sul differenziale sia elevato, è importante sottolineare che questo decremento è compatibile con la presenza della discontinuità evidenziata dall'analisi interferometria e con il fatto che il blocco compreso tra BCMA e TLIP si comporta in maniera omogenea.

Calcolando le direzioni dei vettori SEL1 e BCMA, e non considerando gli errori associati, è stata determinata la direzione N287°E lungo la quale avviene la convergenza geodetica. Le direzioni dei vettori SEL1, N328°E, e BCMA, N338°E, sono state ottenute calcolando, per entrambe le stazioni e con semplici operazioni trigonometriche, l'arctg dell'angolo (α) tra il vettore velocità e la corrispondente componente nord:

$$\arctg \alpha = 1/\tg \alpha$$

$$\tg \alpha = \sin/\cos \quad \longrightarrow \quad \sin = V_e, \quad \cos = V_n$$

dove:

V_e e V_n sono rispettivamente le componenti est e nord del vettore velocità.

GPS site	E velocity (mm/yr)	N velocity (mm/yr)	Modulo dei vettori velocità	Errore sui moduli dei vettori velocità	Raccorciamento geodetico	Errore medio	direzione
SEL1	-1.6	2.61	3.06	0.66	0.63	0.66	N328°E
BCMA	-0.92	2.25	2.43	0.67			N338°E

Tab. 2.4 – Principali parametri dei vettori SEL1 e BCMA posti a cavallo del lineamento CCA. In rosso le velocità est e nord e le direzioni di entrambi i vettori.

La risultante tra i vettori, calcolata con metodo grafico, è un vettore che ha direzione N287°E e modulo di 0,63 mm.

CAPITOLO 3

EVIDENZA DI TETTONICA ATTIVA A TERRA DA ANALISI GEOLOGICHE E GEOMORFOLOGICHE

Ai fini di dare un significato geologico ai dati geodetici sono state analizzate le caratteristiche morfologiche e geologiche dell'area con particolare riferimento alla zona dove insiste l'anomalia registrata satellite dai dati interferometrici. Per tale analisi si è ricorsi all'uso di DEM ad alta risoluzione (2x2 metri) e di ortofoto digitali, analizzati attraverso software GIS, per cui è stato possibile aggiornare le carte geologiche disponibili (Fogli n°257 Castelvetro e n°265 Mazara del Vallo della Carta Geologica D'Italia in scala 1:100.000) e avere una base cartografica dettagliata per valutare le caratteristiche morfologiche dell'area.

3.1 QUADRO GEOLOGICO DELL'AREA

L'area d'indagine è ubicata nel settore orientale del territorio della provincia di Trapani e comprende i territori comunali di Calatafimi, Vita, Salemi, Poggioreale, Gibellina, Salaparuta, S. Ninfa, Partanna, Castelvetro e Campobello di Mazara, tutti comuni colpiti dalla sequenza sismica del Gennaio del 1968.

Nell'area affiorano principalmente terreni Mesozoico-Terziari appartenenti a diverse unità stratigrafico-strutturali deformati in sistemi di pieghe e thrust generalmente SE vergenti. Nell'area di stretto interesse affiorano principalmente terreni miocenici e plio-pleistocenici progressivamente più recenti verso la costa.

I terreni del Miocene sono rappresentati, nello specifico, dalla Formazione Terravecchia del Tortoniano sup. - Messiniano inf. e dai depositi evaporitici (Serie Gessosa-Solfifera) del Messiniano.

- **Form. Terravecchia.** È caratterizzata da diverse litofacies date da argille sabbiose bruno-azzurrastre, da argille grigio-verdastre e da argille sabbiose passanti verso l'alto a conglomerati poligenici.
- **Serie Gessosa-Solfifera.** È rappresentata da un membro calcareo alla base e dai depositi evaporitici. Il membro basale consiste di calcari a struttura travertinoide, compatti o brecciati, cui si intercalano calcari organogeni, conglomerati e lenti sabbioso-argillose o arenaceo-gessose. I depositi evaporitici sono dati

principalmente da gessi in banchi, spesso con grossi cristalli geminati, a volte saccaroidi o a struttura laminata, e alternati spesso con argille gessose.

I terreni pliocenici sono rappresentati da:

- **Trubi.** Marne bianche e grigie ricche di Globigerinidi del Pliocene inferiore.
- **Argille e marne argillose** grigio-azzurre fossilifere del Pliocene medio.
- **Arenarie e sabbie** giallastre fossilifere, alternate con **argille e conglomerati**, del Pliocene superiore.

Il Pleistocene è caratterizzato da depositi arenacei organogeni di ambiente litorale. Questi mostrano stratificazione incrociata e si presentano fortemente cementati. Nello specifico il Pleistocene inferiore è caratterizzato da:

- conglomerati e calcari detritico-organogeni, spesso fortemente cementati, con intercalazioni arenaceo-calcaree con fauna di clima temperato caldo.

Il Pleistocene medio è rappresentato da:

- conglomerati e calcari detritico-organogeni a stratificazione incrociata e spesso fortemente cementati, con intercalazioni di lenti sabbioso-argillose con microfauna di clima temperato freddo.

Il Pleistocene superiore è rappresentato da:

- **Depositi fluviali** terrazzati in due ordini.

Particolare attenzione è stata rivolta ai terreni sui quali si sviluppa l'allineamento CCA, costituiti dai depositi del Pleistocene inferiore. Tali depositi, in discordanza sui termini più vecchi, affiorano con continuità nell'area ove formano estesi terrazzi (**Fig. 3.1**).

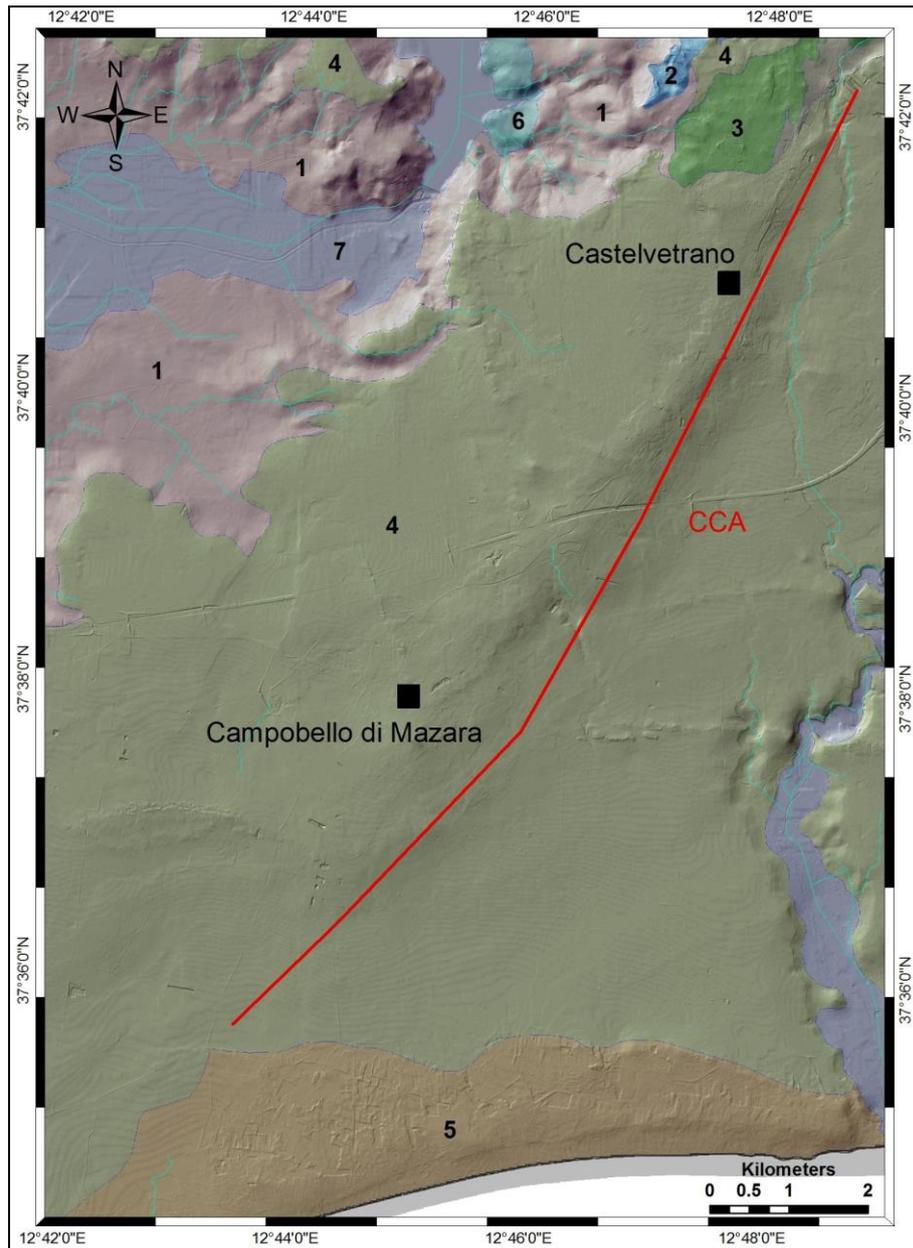


Fig. 3.1 – Mappa litologica dell’area su cui insiste il lineamento geodetico CCA (in rosso).
1: Argille della fm. Terravecchia (Tortoniano sup.); 2: Gessi (Messiniano); 3: Trubi (Pliocene inf.);
4: Depositi terrazzati del Pleistocene inf.; 5: Depositi litorali (Pleistocene medio); 6: depositi
alluvionali del Pleistocene sup.; 7: Alluvioni di fondo valle recenti ed attuali (Olocene).

3.2 ANALISI MORFOMETRICA: DEM

L’analisi morfometrica è stata condotta allo scopo di dare una valutazione semi-quantitativa delle caratteristiche morfologiche dell’area in esame tramite l’utilizzo di DEM (Regione Siciliana) ad alta risoluzione (cella 2x2). L’analisi è stata condotta in particolare lungo il CCA ed estesa verso nord all’area epicentrale del terremoto del Belice. La morfologia dell’area è in linea di massima caratterizzata da isolati rilievi montuosi che spiccano da paesaggi basso-collinari, specie nella porzione centrale,

mentre il settore meridionale presenta morfologie più blande, con quote che non superano i 200 metri s.l.m. (in corrispondenza dell'abitato di Castelvetro). La regione in cui si riscontra l'allineamento CCA, in generale, è pressoché pianeggiante con pendenza di pochi gradi (0-5 °) verso sud, di tanto in tanto interrotta dalle incisioni relative ai fiumi principali (ad esempio fiumi Belice e Modione). Vicino al CCA si osserva però una variazione topografica positiva che dà luogo ad una marcata dorsale morfologica (**Fig. 3.2**).

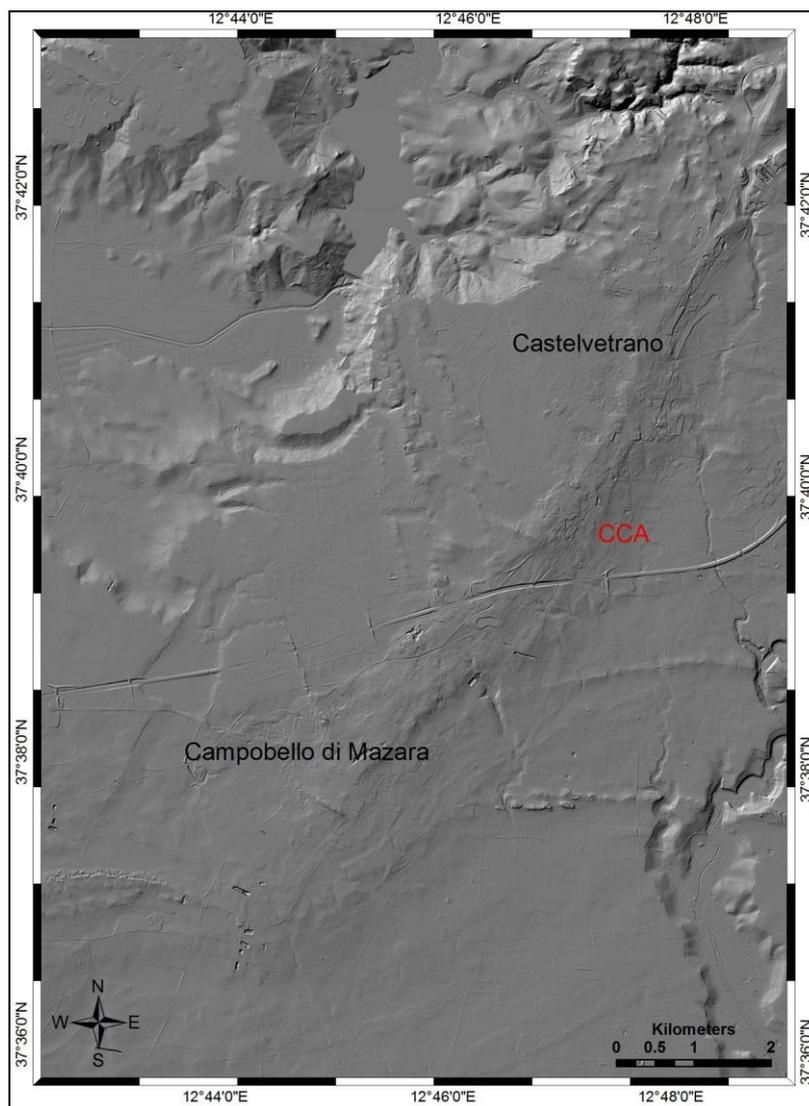


Fig. 3.2 – *Rilievo ombreggiato* mostrante la dorsale morfologica, orientata NNE-SSO tra Castelvetro e Campobello di Mazara.

Tra Castelvetro e Campobello di Mazara, questa si presenta come una culminazione morfologica asimmetrica di ampiezza media di un 1 Km ed orientata NNE-SSO. Più in dettaglio la dorsale rappresenta un massimo topografico relativo appartenente ad una più ampia e blanda dorsale con ampiezza media di circa 5 km. La

dorsale a minore ampiezza ma topograficamente più pronunciata, è caratterizzata da variazioni altimetriche di circa 60 m rispetto ai settori limitrofi che invece mostrano una morfologia quasi piatta. Questa variazione altimetrica, in accordo con l'asimmetria della dorsale, produce sul suo fianco SE una scarpata a pendenza variabile ma generalmente compresa tra i 10-15°. Come evidenziato dai profili topografici seriali, questo assetto morfologico appare continuo, sebbene con variazioni morfologiche in senso longitudinale, fino all'area di Capo Granitola.

In accordo con i dati SAR (**Fig. 2.11**) e con l'assetto geomorfologico generale, il lineamento prima descritto è stato suddiviso in quattro segmenti a differente orientazione le cui caratteristiche morfometriche sono state valutate con maggiore dettaglio attraverso l'esecuzione di una fitta serie di profili topografici.

Il primo segmento si estende dai settori a sud di Partanna fino ai settori a Nord di Castelvetroano con direzione ENE-OSO e lunghezza di circa 7 km (vedi CP in **Fig. 3.3**); il secondo orientato NNE-SSO si estende da Castelvetroano fino a Campobello di Mazara per una lunghezza di quasi 11 km (CCA in **Fig. 3.3**) il terzo (S in **Fig. 3.3**), con direzione grosso modo E-O ed una lunghezza di circa 2 km, si localizza a sud di Campobello di Mazara in località Straglio (S in **Fig. 3.3**), il quarto (SPG in **Fig. 3.3**) con direzione NNE-SSO e lungo circa 6,5 km, si estende fino alla costa nei pressi di Punta Granitola

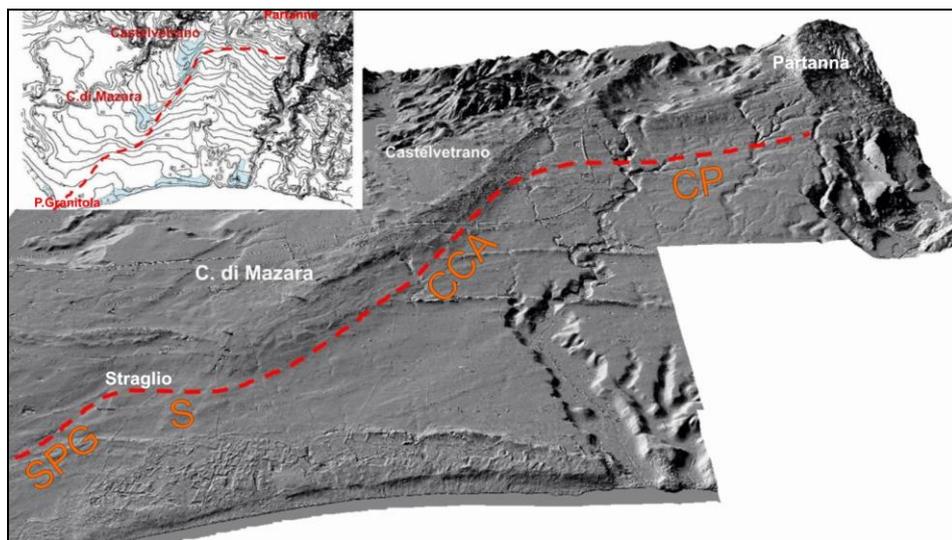


Fig. 3.3 – *Hillshade* in visione prospettica mostrante lo sviluppo della dorsale ed annessa scarpata ed i quattro segmenti della stessa considerati per l'analisi morfometrica (CP: Castelvetroano-Partanna; CCA: Campobello di Mazara-Castelvetroano; S: Straglio; e SPG: Straglio-Punta Granitola).

I profili topografici, eseguiti perpendicolarmente ai vari segmenti, hanno permesso di definire con più precisione le caratteristiche morfometriche degli stessi. Nello specifico, 4 profili sono stati eseguiti sul segmento CP, 13 sul segmento CCA, 4 su quello circa est-ovest in località Straglio e 7 sull'ultimo segmento SPG (**Fig. 3.4**).

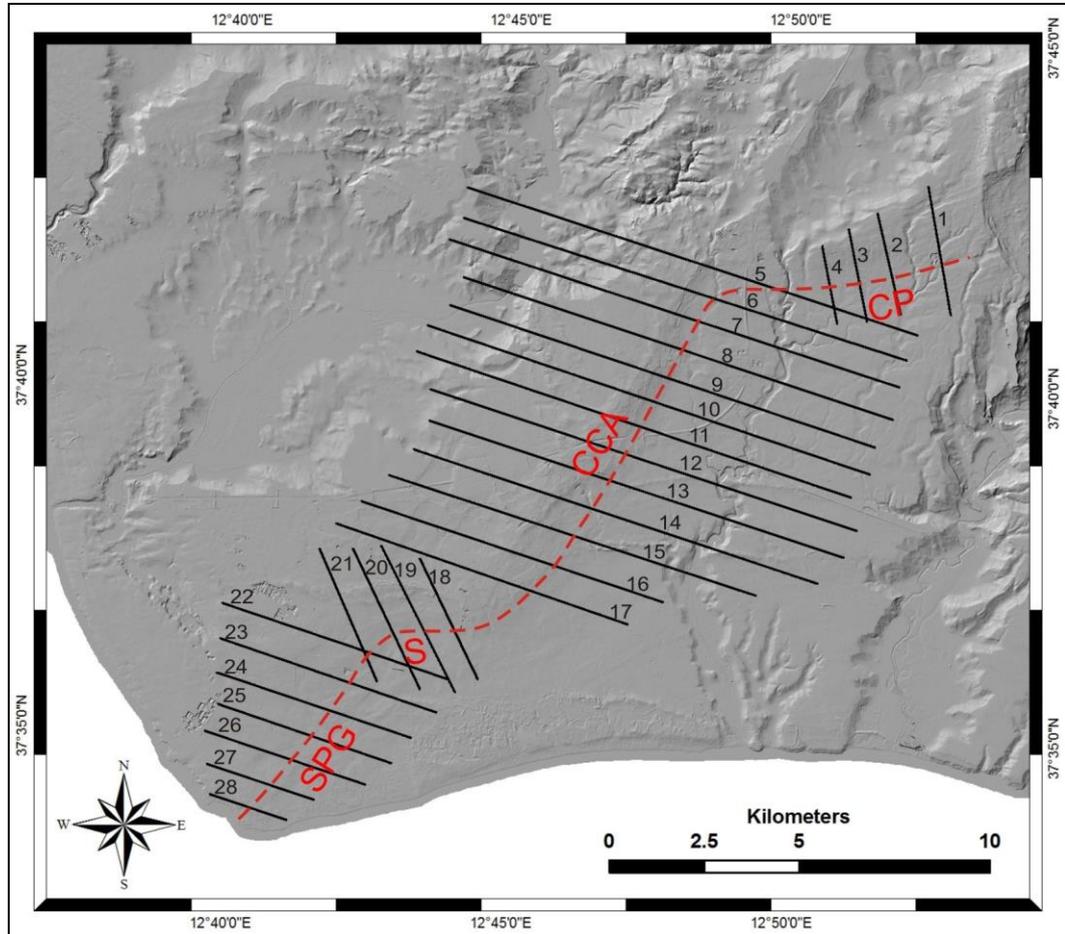


Fig. 3.4 – Hillshade con le tracce dei profili topografici perpendicolari ai quattro segmenti individuati. Dall'1 al 4 sul segmento CP; dal 5 al 17 sul segmento CCA; dal 18 al 21 sul segmento S; dal 22 al 28 sul segmento SPG.

I profili sul segmento CP, eseguiti in direzione NNO-SSE (**Fig. 3.5**), mostrano una topografia piuttosto blanda, con quote variabili dai 300 ai 200 metri, che individua un pendio debolmente inclinato verso la costa.

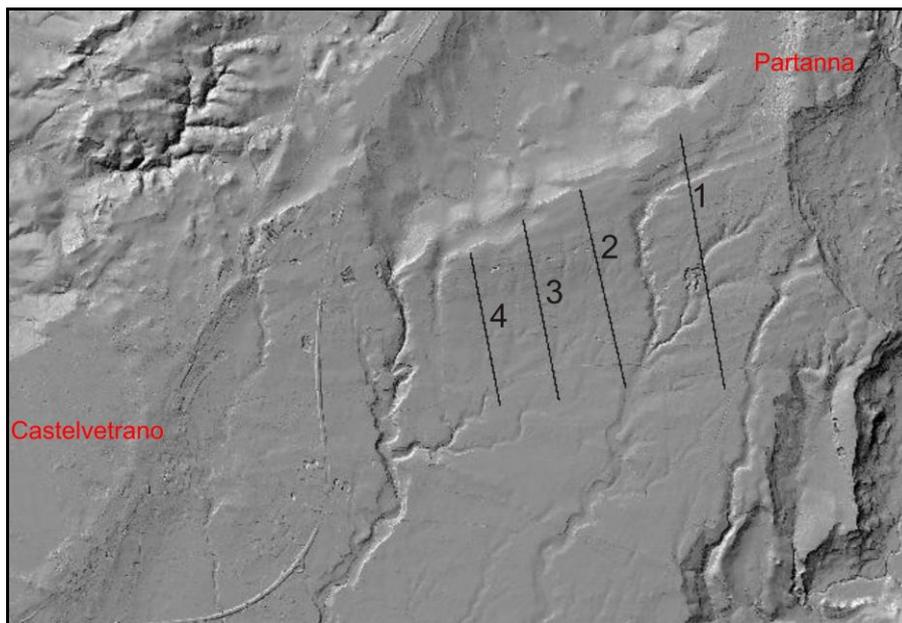


Fig. 3.5 – Tracce dei profili con orientazione NNO-SSE sul segmento Castelvetrano-Partanna.

SEGMENTO CP

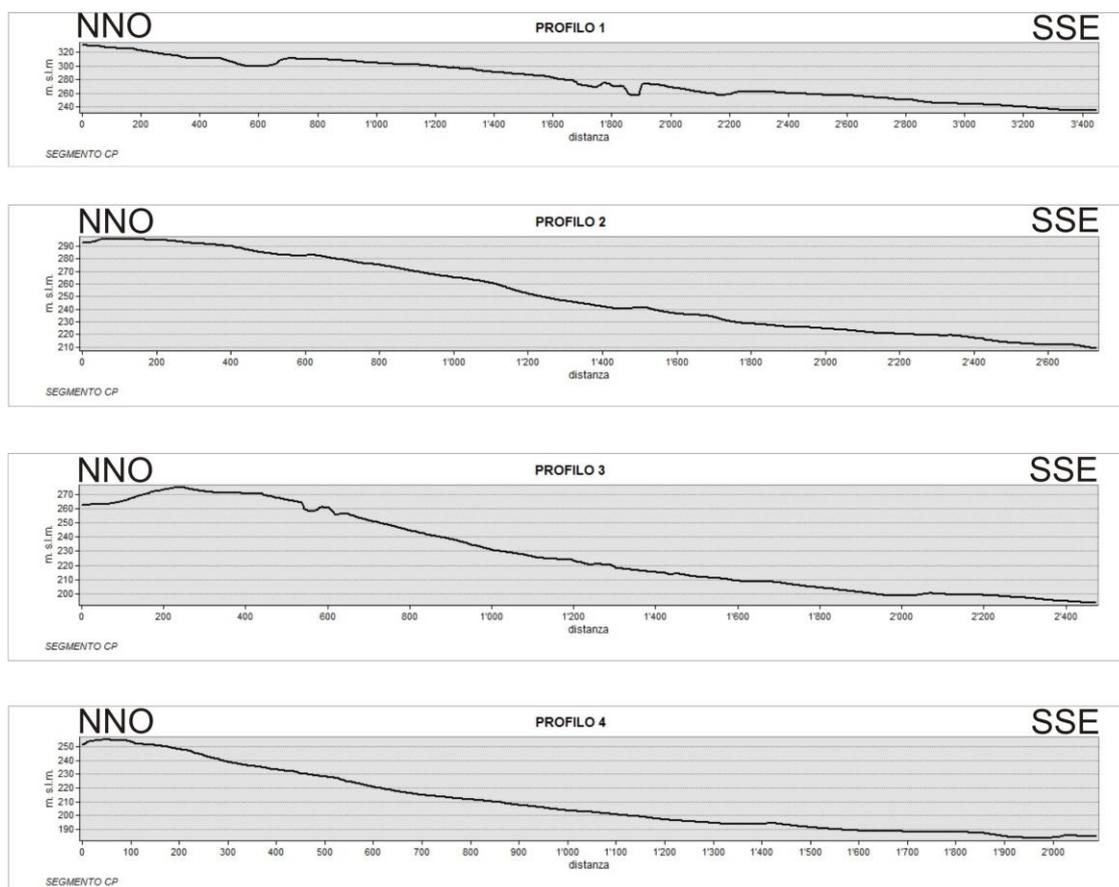


Fig. 3.6 – Profili topografici, perpendicolari al segmento CP.

Nei settori a nord, in particolare, si osservano delle culminazioni morfologiche ad antiforme relativamente marcate ed evidenti soprattutto lungo i profili centrali (2 e 3) (Fig. 3.6).

I profili sul segmento CCA (profili da 5 a 17 in Fig. 3.7 e 8), a direzione NO-SE, mostrano l'occorrenza di una dorsale piuttosto marcata e relativa scarpata sul fianco SE.

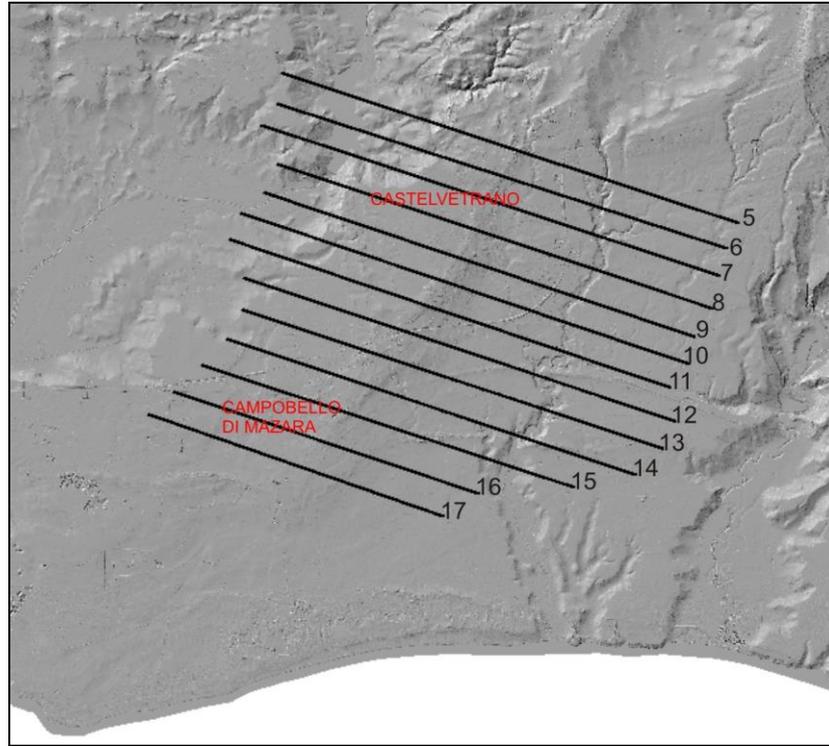
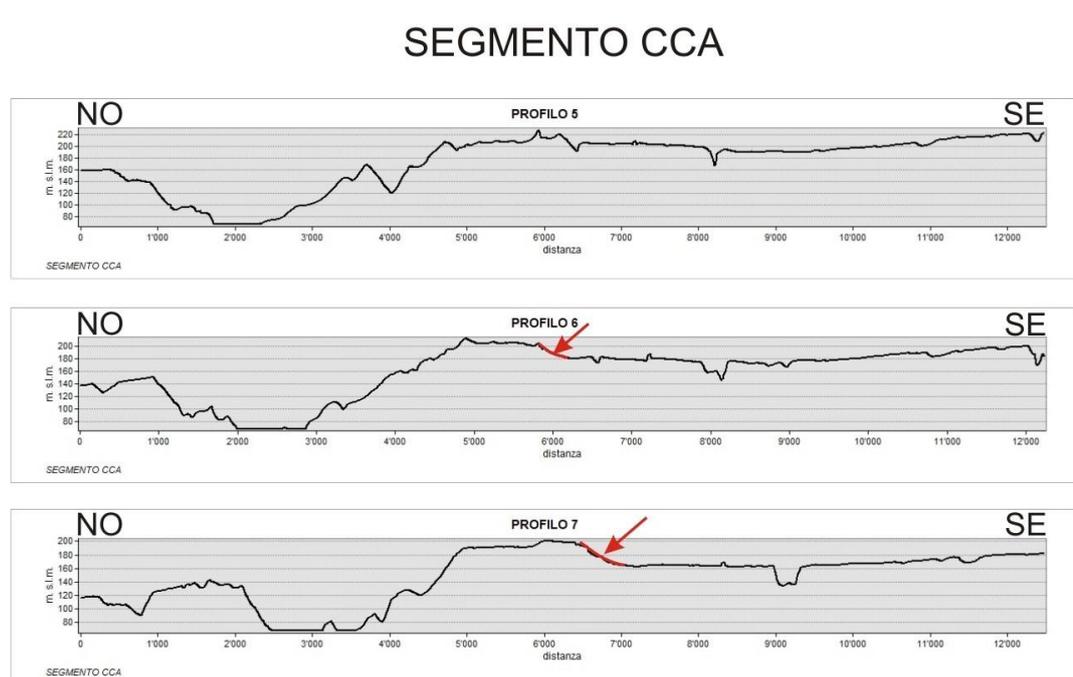


Fig. 3.7 - Tracce profili NO-SE circa ortogonali al segmento Castelvetrano-Campobello di Mazara orientato NNE-SSO.



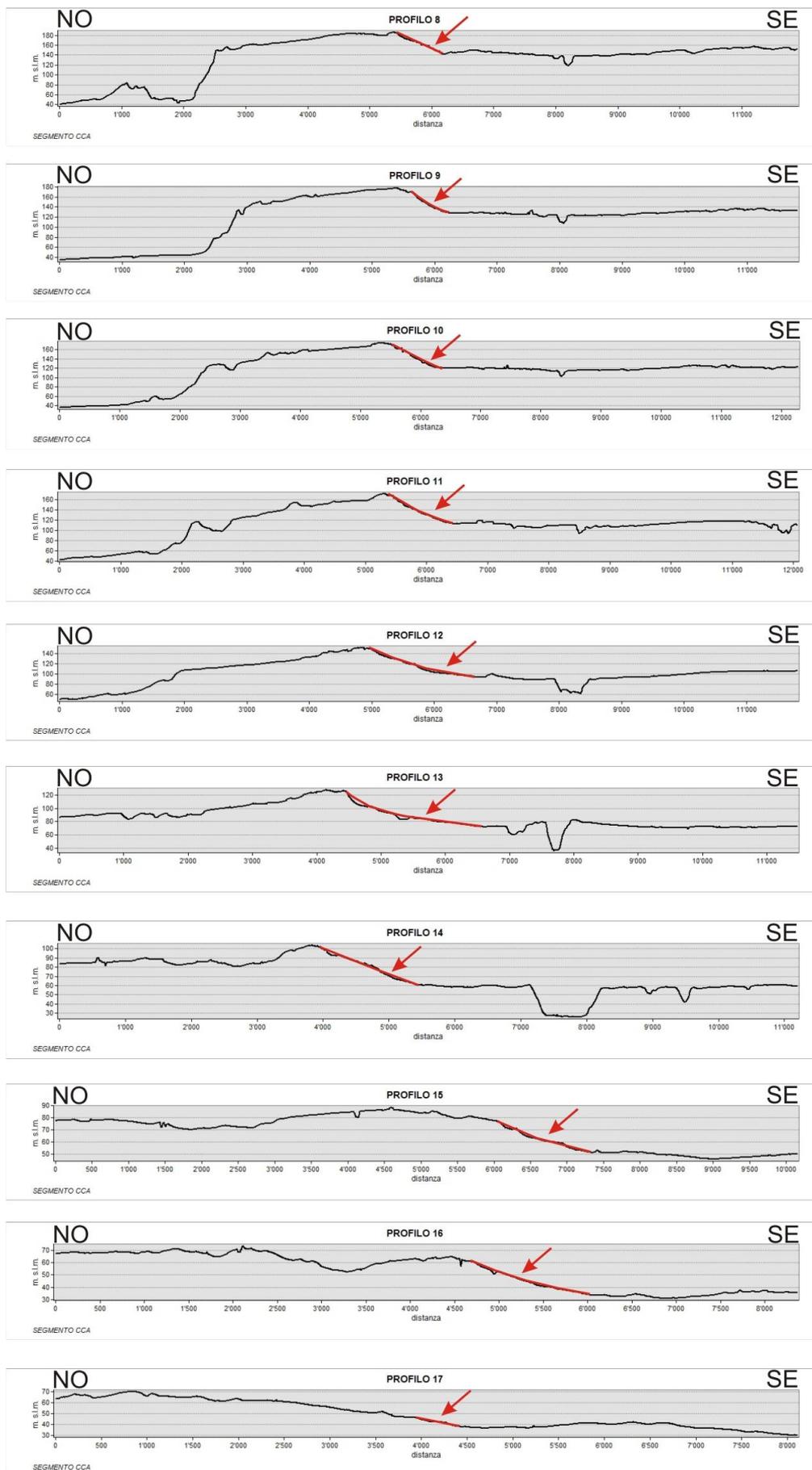


Fig. 3.8 – Profili topografici ortogonali al segmento CCA. In rosso la scarpata immergente a SE.

La scarpata coincidente con il CCA appare ripida e poco sviluppata arealmente (minimo dislivello 22 metri su un'estensione di 400 metri, vedi profilo 6) ma cresce rapidamente di quota verso sud-ovest fino a raggiungere il massimo dislivello a sud di Castelvetro (58 metri su una lunghezza di 1,1 km) come si evidenzia lungo il profilo 11. A partire dal profilo 13 il dislivello decresce progressivamente e si distribuisce su notevoli distanze fino ad un massimo di 2,1 km. Verso la zona di Straglio la scarpata è poco riconoscibile e sembra essere segmentata in più scarpate minori alte circa 10 metri (profilo 17).

Sul terzo segmento (Straglio) i profili, eseguiti con direzione NNO-SSE (**Fig. 3.9**), mostrano una topografia articolata e degradante verso la costa, con quote che variano tra gli 80 e i 20 metri (**Fig. 3.10**). Non si riconoscono delle vere e proprie scarpate, ma piuttosto dei pendii poco acclivi immergenti verso SSE, caratterizzati da blandi dislivelli.

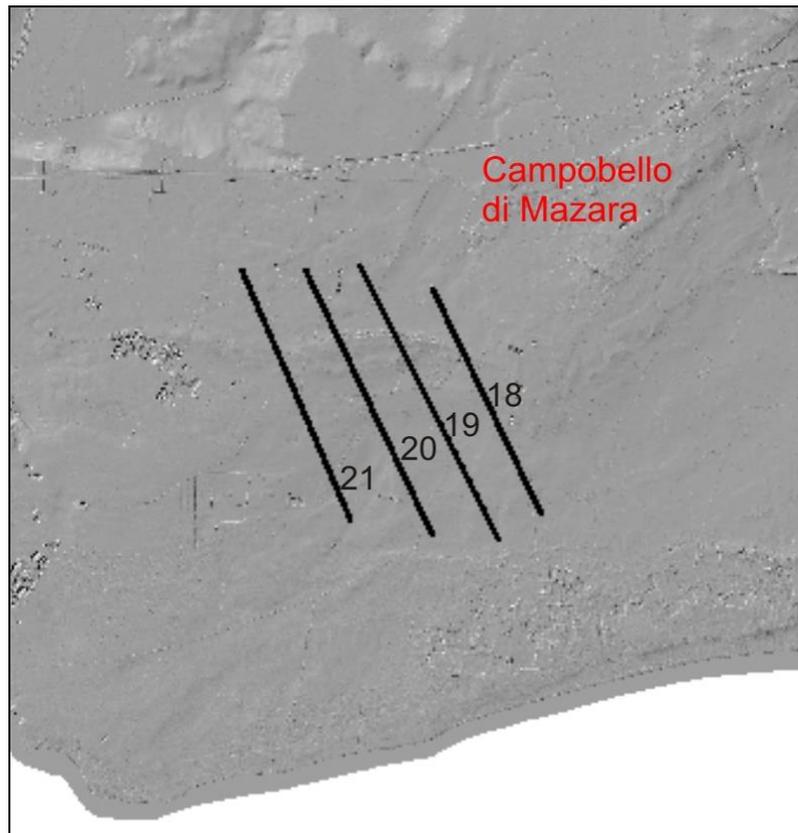


Fig. 3.9 - Tracce profili NNO-SSE relativi al segmento in località Straglio.

SEGMENTO S

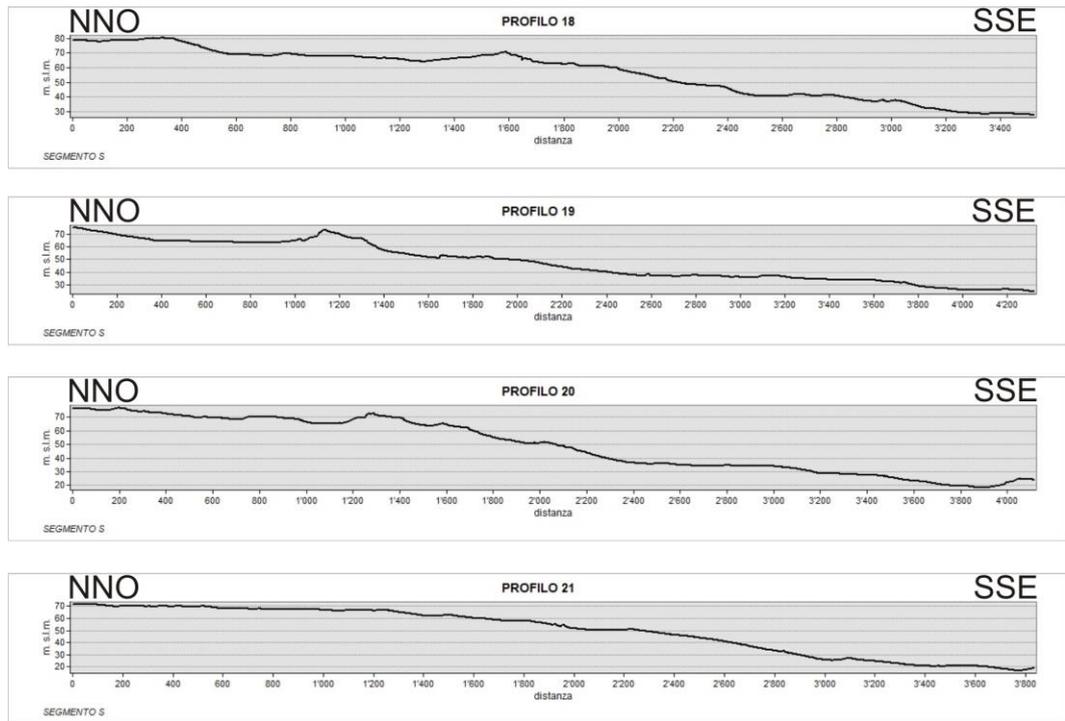


Fig. 3.10 – Profili topografici eseguiti in corrispondenza del terzo segmento in direzione NNO-SSE.

Nei profili eseguiti sul segmento meridionale (SPG, **Fig. 3.11**) si riconosce nuovamente un'estesa ondulazione (profilo 22) che, man mano che si procede verso la costa, diminuisce in altezza ed estensione, mostrando anche un profilo asimmetrico (**Fig. 3.12**).

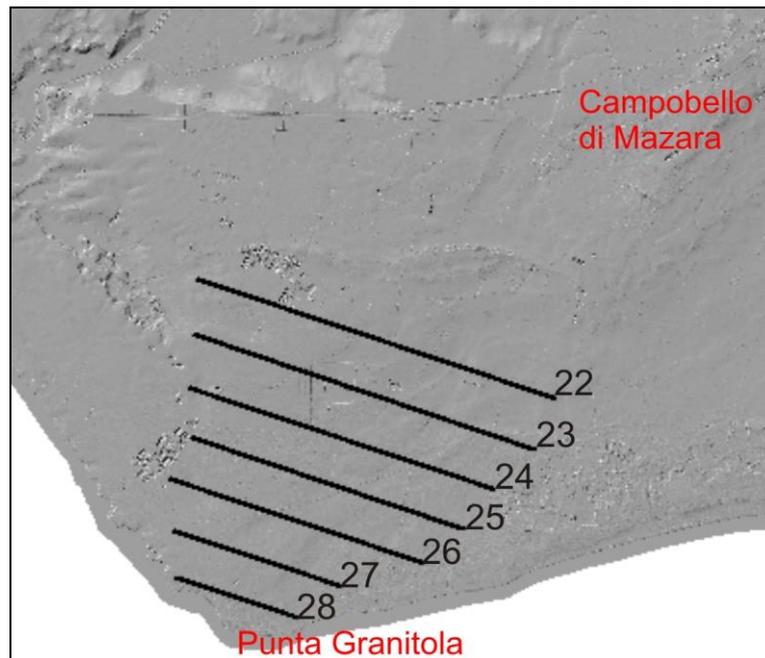


Fig. 3.11 - Tracce profili NO-SE relative al segmento Straglio-Punta Granitola ad orientazione NNE-SSO.

Non si riscontrano evidenti scarpate se non nel profilo 26, dove è possibile riconoscerne due, e nel 27. Entrambe le scarpate, immergenti verso SE, hanno massimo dislivello di 9 metri (profilo 26) su un'estensione media di 275 metri, e s'instaurano sfalsate fra due alti topografici, che tendono ad appiattirsi procedendo verso la costa (profilo 28).

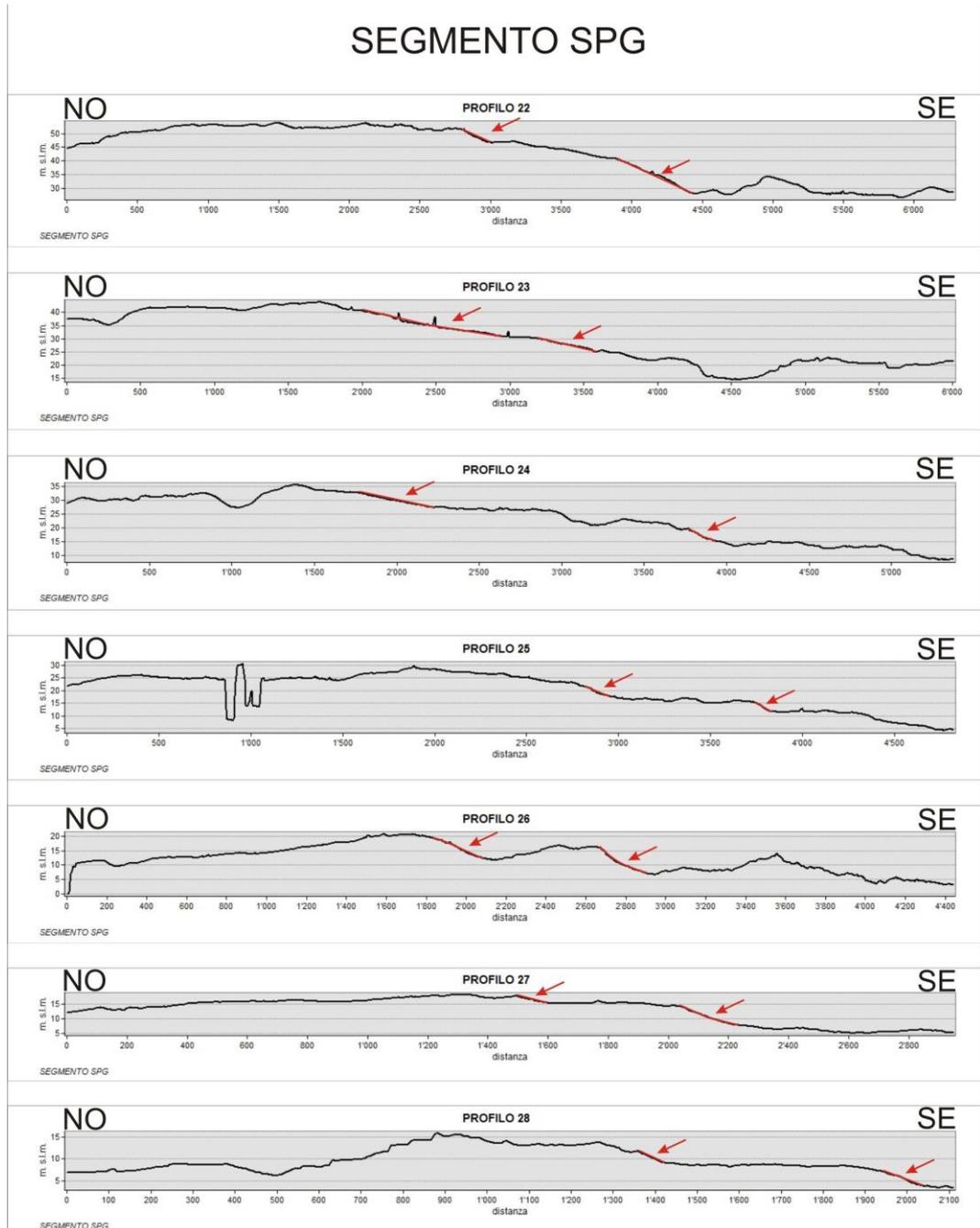


Fig. 3.12 – Profili topografici eseguiti circa ortogonalmente al segmento SPG. Segnate in rosso le scarpate cui si fa riferimento nella tabella a seguire (Tab. 3.1).

La tabella a seguire sintetizza l'analisi precedentemente esposta con riferimento alle scarpate principali individuabili sui profili relativi ai segmenti CCA ed SPG.

SEGMENTO	LUNGHEZZA	STRIKE	PROFILI	Q.ta Max	Q.ta Min	Var Q.ta	Distanza
Partanna-Castelvetrano (PC)	~6,5 km	ENE-OSO	1	-	-	-	-
			2	-	-	-	-
			3	-	-	-	-
			4	-	-	-	-
Castelvetrano-Campobello di Mazara (CCA)	~11,6 km	NNE-SSO	5	-	-	-	-
			6	203	181	22	400m
			7	199	162	37	800m
			8	185	145	40	1000m
			9	177	127	50	1000m
			10	173	120	53	1200m
			11	171	113	58	1100m
			12	150	92	58	1800m
			13	126	72	54	2100m
			14	102	60	42	1500m
			15	77	50	27	1150m
16	60	38	22	1300m			
17	46	37	9	500m			
zona Straglio	~2 km	~ E-O	18	-	-	-	-
			19	-	-	-	-
			20	-	-	-	-
			21	-	-	-	-
Straglio-Punta Granitola (SPG)	~6,5 km	NNE-SSO	22	51	46	5	160m
				40	27	13	600m
			23	40	30	10	800m
				30	24	6	660m
			24	32	27	5	350m
				20	15	5	200m
			25	23	17	5	200m
				15	11	4	80m
			26	20	11	9	300m
				15	6	9	250m
			27	18	15	3	110m
14	8	6		170m			
28	11	9	2	80m			
	8	4	4	130m			

Tab. 3.1 – Principali parametri geometrici dei segmenti e geomorfologia quantitativa delle scarpate.

Attraverso l'analisi del DEM si è notato, inoltre, che la dorsale, in corrispondenza del segmento CCA, si sovrappone in maniera obliqua a delle *features* morfologiche orientate circa E-O che formano delle blande culminazioni, oggi parzialmente erose ad opera dei corsi d'acqua. Tali strutture, due ad est ed una ad ovest del CCA (Fig. 3.13), sono costituite litologicamente da calcareniti ben stratificate con immersione degli strati

sia verso N sia verso S. La direzione delle *features*, sub-parallela all'attuale linea costa, suggerisce un'origine sedimentaria delle stesse e che possa trattarsi dunque di barre di ambiente litorale.

Le barre potrebbero sia precedere la crescita del CCA, ed essere da questo dislocate, sia essere contemporanee e la loro formazione potrebbe essere arrestata dalla barriera costituita dalla scarpata del CCA.

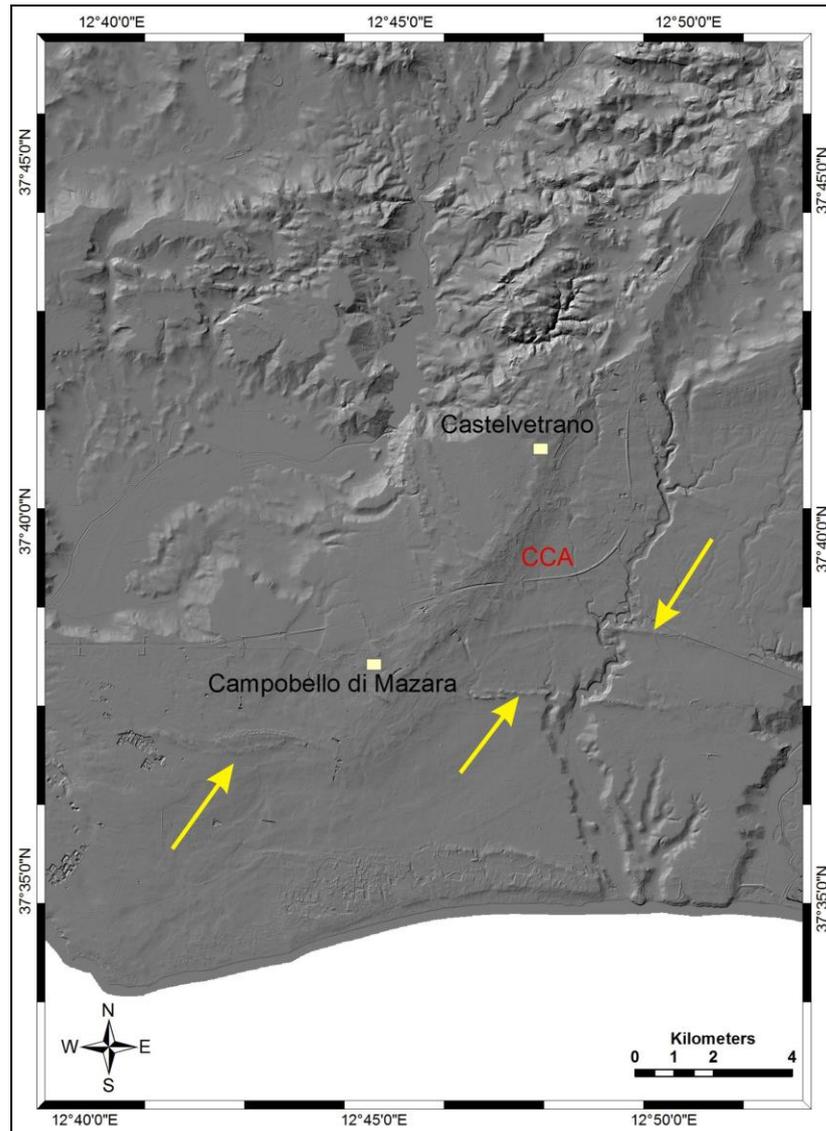


Fig. 3.13 – Features morfologiche orientate circa est-ovest indicate dalle frecce in giallo. Il CCA si sovrappone ad esse in maniera obliqua.

3.3 ANALISI MORFOMETRICA: RETICOLI IDROGRAFICI

Nell'ambito di questa tesi di dottorato è stata effettuata un'analisi morfometrica su alcuni bacini idrografici che insistono nell'area epicentrale del terremoto del '68, al fine di verificare un possibile prolungamento verso N del lineamento CCA.

L'analisi morfometrica permette di ottenere utili indicazioni circa l'evoluzione geomorfologica di un bacino di drenaggio e le sue eventuali anomalie. L'analisi di quest'ultime costituisce un valido supporto per lo studio delle interazioni tra morfologia fluviale e tettonica (AVENA *et alii*, 1967; BUONASORTE *et alii*, 1991; LUPIA PALMIERI *et alii*, 1995; 1998; 2001), soprattutto in regioni dove i depositi affioranti non sono in grado di registrare facilmente le deformazioni (DELLA SETA *et alii* 2004). I reticoli di drenaggio sono infatti caratteri fisiografici particolarmente sensibili il cui sviluppo e geometria dipendono oltre che dal clima, vegetazione, litologia, pendenza del rilievo, anche dall'attività tettonica cui un'area è sottoposta.

L'analisi morfometrica consente dunque di adottare un approccio quantitativo che, avvalendosi di analisi statistiche, fornisce molto spesso un valido supporto nell'individuare influenze di neotettonica sui processi morfogenetici (HARE E GARDNER, 1985; COX, 1994). L'approccio quantitativo consiste in una valutazione numerica delle caratteristiche geometriche di un bacino idrografico (HARE E GARDNER, 1985; KELLER, 1986) attraverso l'utilizzo di determinati parametri.

3.3.1 Geometria dei reticoli fluviali

I corsi d'acqua principali che insistono sull'area in esame sono i fiumi Freddo, Grande, Modione e Belice (**Fig. 3.14**). I primi due si trovano a nord di Castelvetro, hanno direzione di flusso opposte e sono alimentati da una fitta rete di aste fluviali secondarie. Il fiume Freddo nasce dai rilievi a sud-est di Vita e defluisce verso NE, scorrendo in corrispondenza della cerniera dell'anticlinale di Fiume Freddo, cartografata in Monaco *et al.* (1996). Il fiume scorre prevalentemente su litologie argillose del Miocene sup. (vedi **Fig. 3.14**) e presenta un andamento che appare seguire l'asse dell'anticlinale. I tributari in sinistra idraulica presentano direzioni di flusso verso SE, quelli in destra idraulica, che si sviluppano dalla zona a Nord di S. Ninfa e Gibellina, scorrono verso N.

Il fiume Grande, che nasce sempre dall'area di Vita, si sviluppa verso sud-ovest. I suoi affluenti in destra idraulica hanno tendenzialmente direzioni di flusso verso SSE e

appaiono ruotare verso SSO in corrispondenza dell'immissione; mentre quelli in sinistra idraulica scorrono verso ONO.

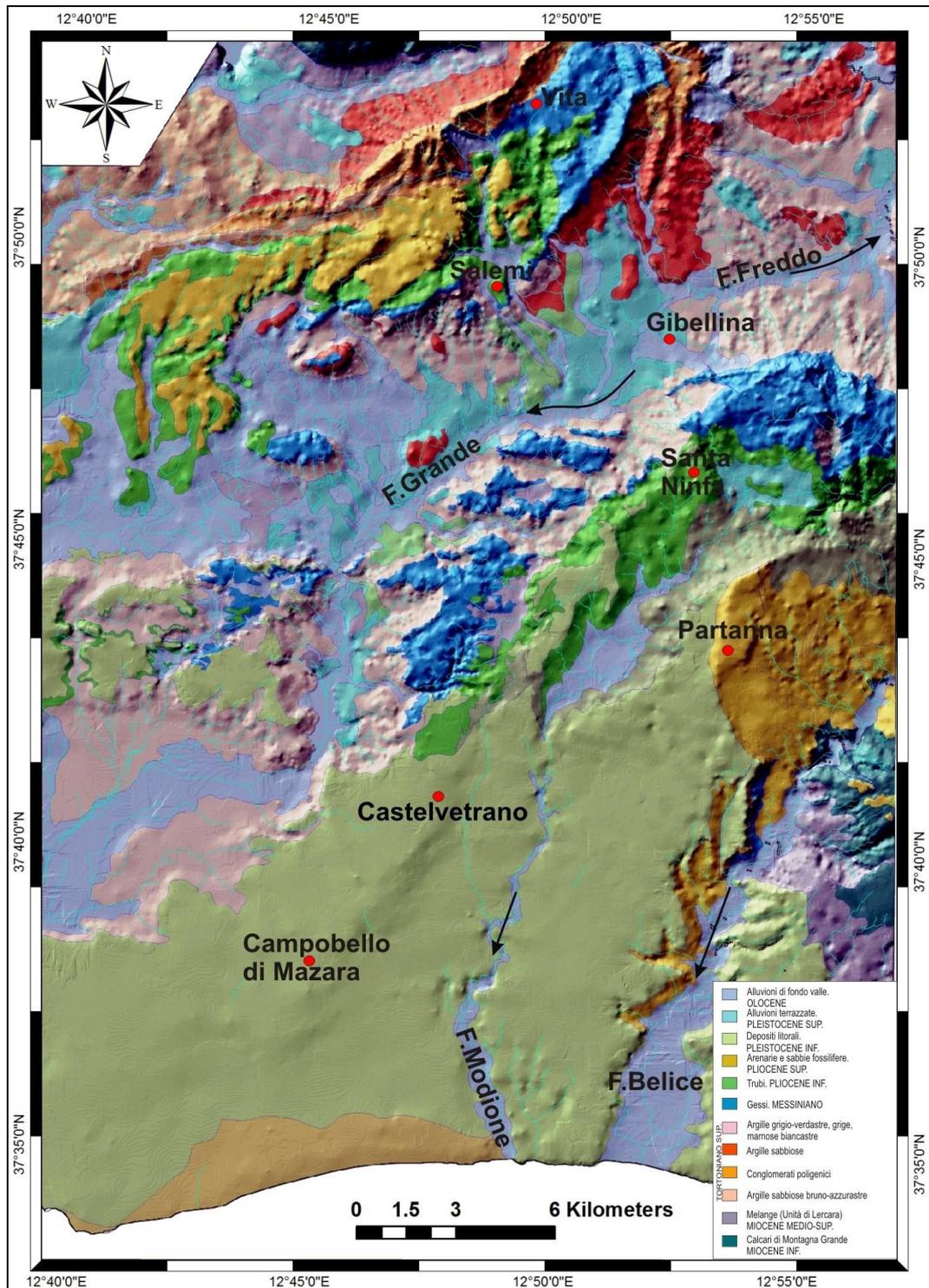


Fig. 3.14 – Mappa litologica con i fiumi principali dell'area in esame. Le rispettive direzioni di flusso sono rappresentate dalle frecce in nero.

Il settore meridionale è interessato dai fiumi Modione e Belice che scorrono prevalentemente su litologie arenacee e mostrano reticoli fluviali secondari scarsamente

sviluppati rispetto ai fiumi a nord. Il numero delle aste fluviali di ordine minore appare notevolmente ridotto e le incisioni, spesso relitte, non sono profonde. Questo può essere messo in relazione o ad un'età più giovane del rilievo per questo settore, non ancora soggetto all'azione erosiva dei fiumi, o all'elevata permeabilità dei litotipi arenacei.

3.3.2 Curve ipsometriche

L'analisi qui effettuata è consistita nel calcolo della curva ipsometrica per 19 bacini idrografici tributari poiché in grado di registrare e conservare più a lungo deformazione topografiche di origine tettonica rispetto ai fiumi principali. Quest'ultimi, caratterizzati da maggiore energia erosiva, tendono rapidamente allo stato di equilibrio modellando eventuali anomalie. Per rendere efficace l'analisi ipsometrica sono stati selezionati bacini che scorrono su litologie per quanto possibili omogenee, in quanto la diversa resistenza all'erosione delle rocce può influenzare notevolmente i risultati. Le curve calcolate sono state successivamente confrontate con quelle teoriche di Strahler.

La curva ipsometrica è costruita diagrammando la proporzione dell'altezza totale del bacino (h/H =altezza relativa) in funzione della proporzione dell'area totale del bacino (a/A =area relativa); cioè diagrammando per ciascuna isoipsa i valori dell'altezza relativa e dell'area relativa. L'altezza relativa è data dal rapporto tra l'altezza di una data isoipsa (h) e l'altezza totale (H), che rappresenta il rilievo all'interno del bacino. L'area relativa è data dal rapporto tra l'area del bacino al di sopra di una data isoipsa di altezza h (a) e l'area totale del bacino (A), che è la somma delle aree comprese tra ogni coppia di isoipse considerate per costruire la curva ipsometrica. Il valore dell'area relativa varia sempre tra 1, nel punto più basso del bacino (dove $h/H=0$), e 0 nel punto più alto del bacino (dove $h/H=1$). Una peculiarità delle curve ipsometriche è il vantaggio di poter confrontare bacini di differenti dimensioni, in quanto aree e altezze sono diagrammate in funzione dell'area e del rilievo totali.

La classificazione di Strahler (1957) prevede curve non gaussiane (per bacini ideali) che definiscono lo stadio evolutivo di un bacino; la convessità verso l'alto indica uno stadio giovanile, la forma sigmoidale uno stadio maturo (o di equilibrio), la concavità verso l'alto uno stadio senile (**Fig. 3.15**).

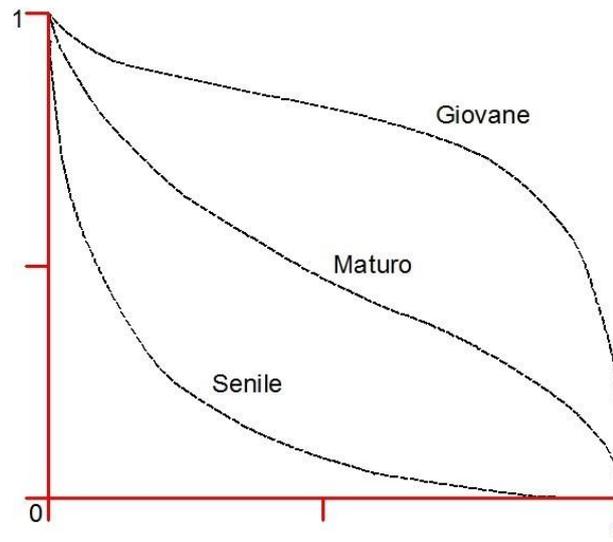


Fig. 3.15 – Curve teoriche di Strahler.

Le curve ipsometriche convesse indicano quindi che gran parte della topografia si trova a quote maggiori rispetto a quelle intermedie; ciò ad esempio, in regioni tettonicamente attive, può indicare paleo-superfici sollevate e a bassa pendenza, erose da fiumi profondamente incisi. Le curve di forma sigmoidale indicano invece un paesaggio in equilibrio, nel quale cioè i processi erosivi bilanciano le deformazioni e i movimenti verticali. Le curve concave verso l'alto, infine, indicano che gran parte della topografia si trova a quote più basse rispetto alle quote intermedie, individuando così, un paesaggio in cui prevalgono i processi erosivi. Alla luce di ciò l'ipsometria è uno strumento utile per differenziare le aree sottoposte a deformazioni tettoniche attive da quelle soggette a degradazione per il prevalere dei processi erosivi. Nello specifico questo metodo consente d'identificare eventuali strutture tettoniche trasversali ai corsi d'acqua, motivo per cui è stato utilizzato nell'ambito di questa tesi.

Il calcolo delle curve ipsometriche è avvenuto in maniera automatica analizzando i DEM clippati per i rispettivi bacini, su piattaforma MICRODEM che ha consentito di produrre istogrammi secondo le regole di Strahler. Per rispettare per quanto possibile la condizione di litologia omogenea sono stati considerati 6 bacini idrografici relativi alle aste tributarie del fiume Grande, e 13 bacini relativi ai tributari destri e sinistri del fiume Freddo (**Fig. 3.16**) per i quali sono state calcolate le relative curve ipsometriche.

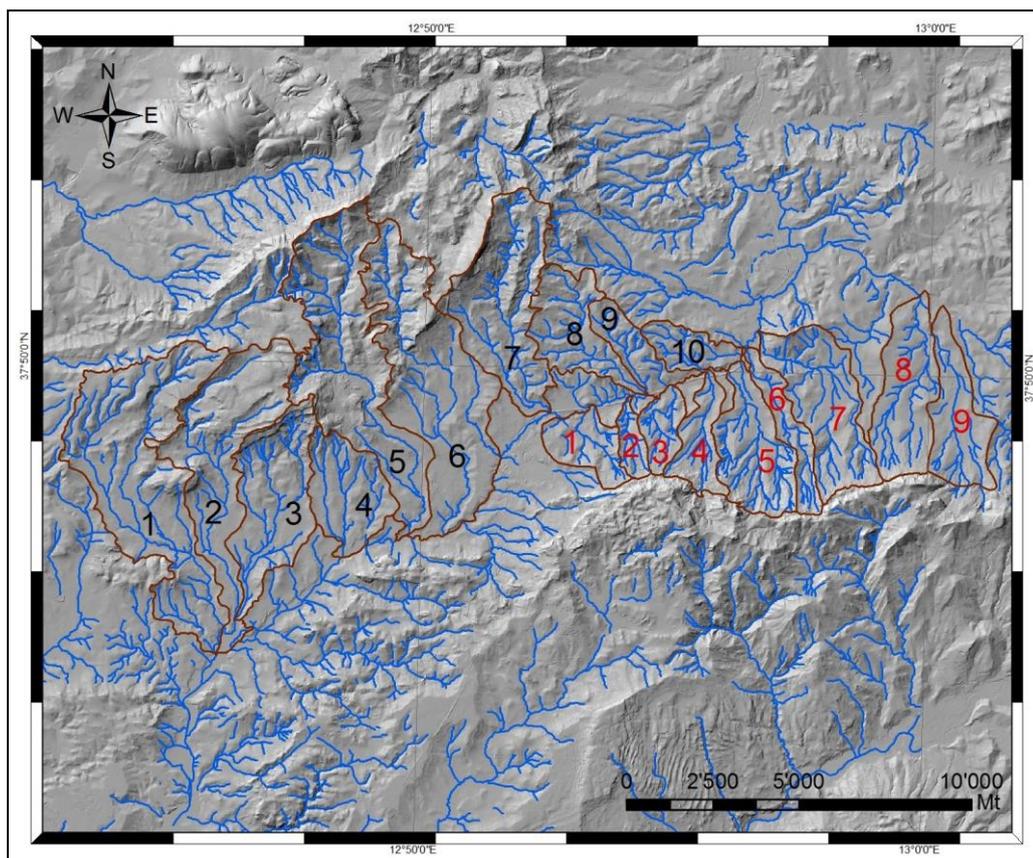


Fig. 3.16 – Bacini idrografici considerati. In nero da 1 a 6 bacini relativi alle aste fluviali che insistono in destra idraulica del fiume Grande; da 7 a 10 bacini dei tributari che insistono in sinistra idraulica del fiume Freddo. In rosso, da 1 a 9, i bacini delle aste fluviali che insistono in destra idraulica del fiume Freddo.

Le curve ottenute sono quindi state confrontate a video (in ambiente CAD) con le curve teoriche.

BACINI TRIBUTARI CHE INSISTONO IN DESTRA IDRAULICA DEL FIUME GRANDE

La curva ipsometrica relativa al bacino 1 (in blu) (**Fig. 3.17**) mostra nella parte a monte un andamento prossimo allo stadio senile e poi tende verso lo stadio maturo. Tale andamento anomalo appare non controllato dalla litologia, in quanto nella parte a monte del bacino affiorano arenarie e sabbie del Pliocene sup. meno erodibili rispetto alle alluvioni oloceniche presenti nel settore a valle. La forma della curva invece denota una prevalenza dei processi erosivi a monte.

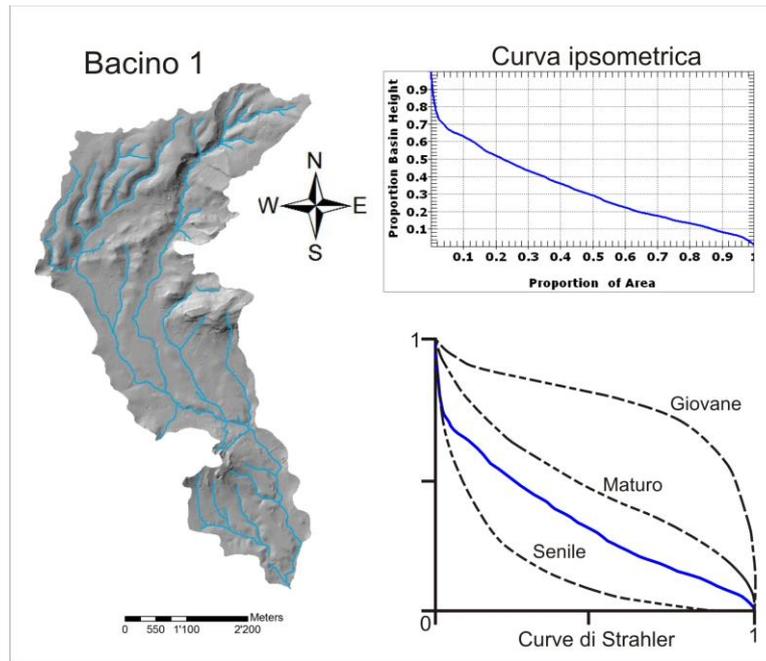


Fig. 3.17 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 1 relativo al fiume Grande. Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva calcolata per il bacino 2 (Fig. 3.18) si presenta convessa verso l'alto nella parte a monte del bacino, mentre dalla parte centrale tende ad assumere una forma concava verso l'alto, posizionandosi al di sotto della curva teorica che denota lo stadio maturo. Tale andamento è legato probabilmente ad un cambio litologico; infatti nel settore a monte del bacino affiorano arenarie, sabbie e gessi, mentre più a valle sono presenti depositi alluvionali.

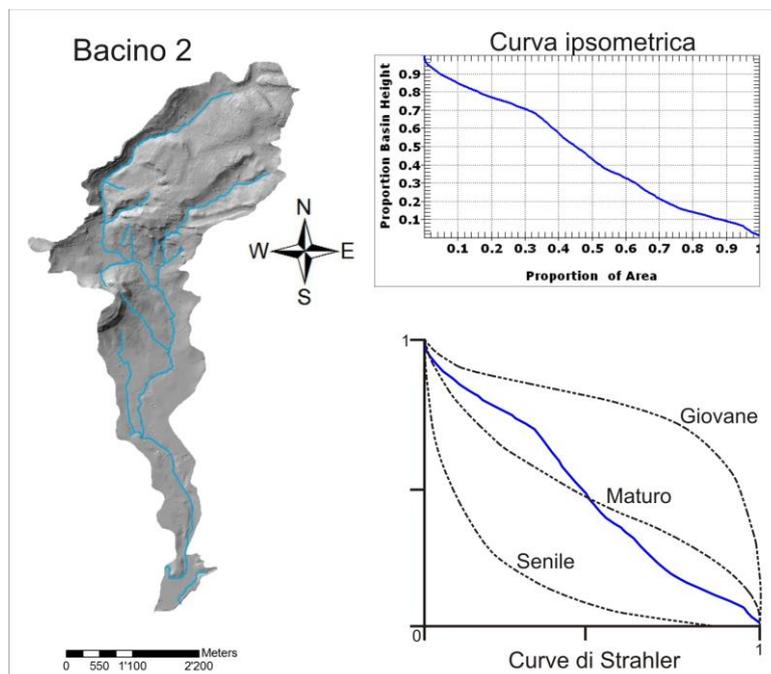


Fig. 3.18 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 2 relativo al fiume Grande. Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva del bacino 3 (**Fig. 3.19**) non mostra particolari anomalie e presenta una forma concava verso l'alto che rispecchia l'andamento della curva teorica per lo stadio senile. Le litologie sono omogenee e rappresentate da argille mioceniche, a monte, e alluvioni terrazzate pleistoceniche e alluvioni oloceniche a valle.

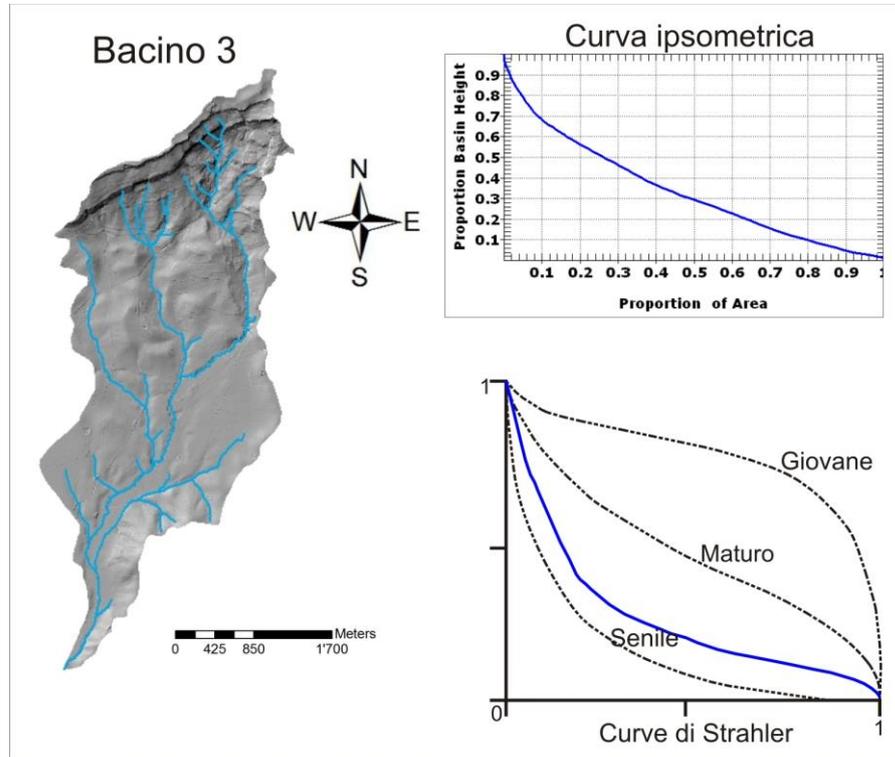


Fig. 3.19 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 3 relativo al fiume Grande. Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva ipsometrica del bacino 4 (**Fig. 3.20**) presenta un andamento anomalo; essa infatti coincide con la curva teorica dello stadio senile nella parte a monte del bacino, mentre tende verso quella dello stadio maturo nel settore a valle. Anche in questo bacino, come nel precedente, le litologie interessate sono abbastanza omogenee e costituite da argille del Tortoniano nella zona a monte e da alluvioni a valle.

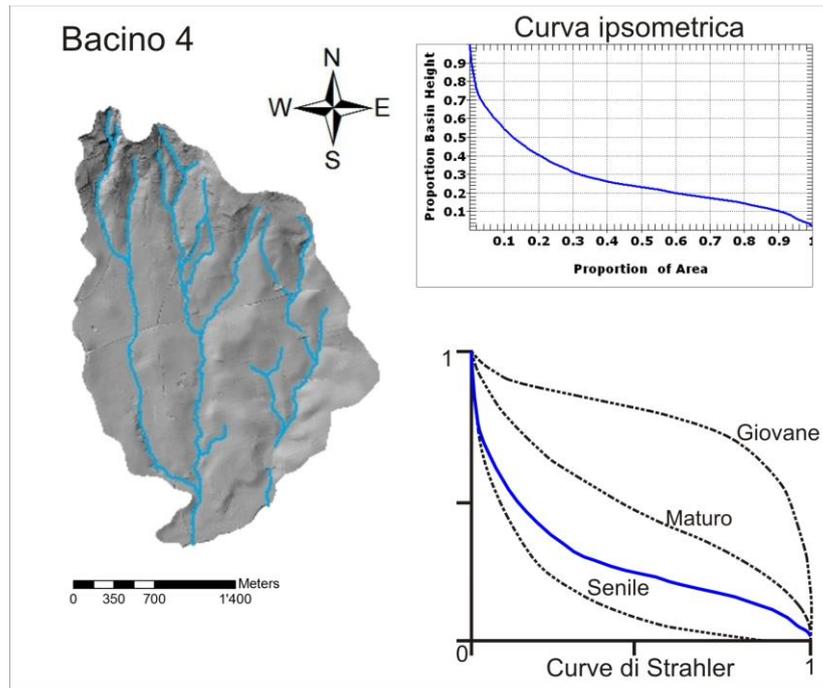


Fig. 3.20 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 4 relativo al fiume Grande. Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

Il bacino 5 (**Fig. 3.21**) presenta litologie variabili lungo tutto il suo sviluppo, per cui i risultati dell'analisi sono inficiati dalla diversa resistenza all'erosione opposta dalle rocce affioranti. La convessità della curva nella parte centrale del bacino non è quindi indicativa di ringiovanimento da parte di questo.

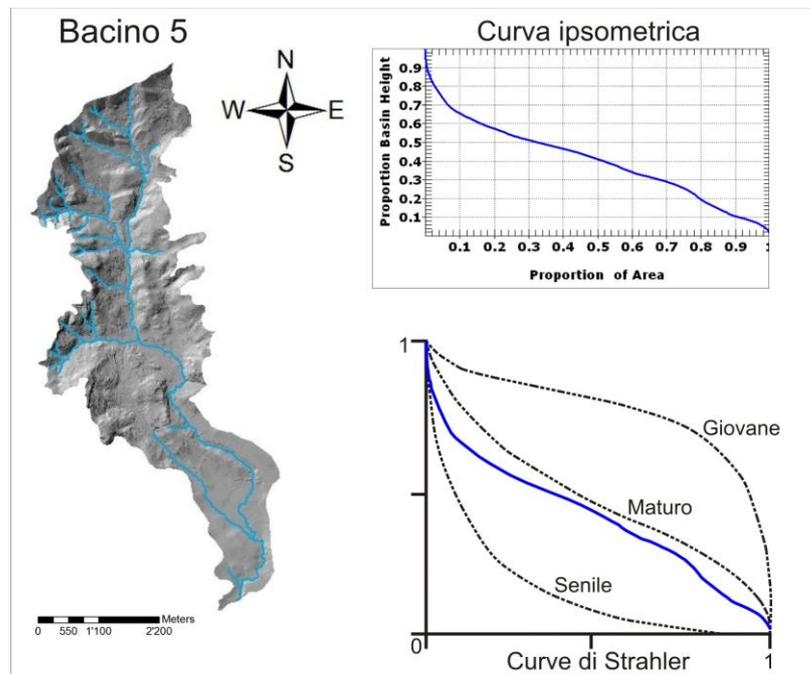


Fig.3.21 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 5 relativo al fiume Grande. Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva ottenuta per il bacino 6 (**Fig. 3.22**) è prossima alla curva teorica che denota lo stadio maturo, soprattutto nella parte a monte del bacino, ma nella zona centrale presenta un brusco gradino. Le litologie affioranti sono Trubi e gessi nel settore a monte, argille sabbiose, argille grigio-verdastre e alluvioni terrazzate nel settore centrale e a valle. Il gradino potrebbe corrispondere al passaggio dai gessi alle argille.

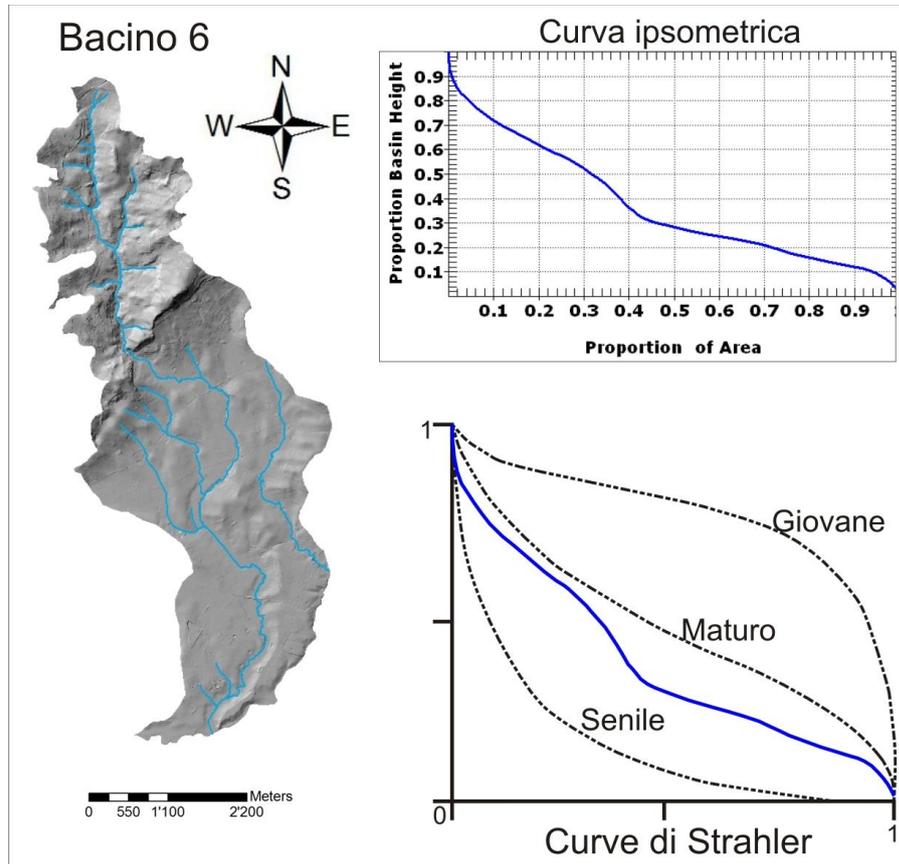


Fig. 3.22 - A sx Rilievo ombreggiato del bacino 6 relativo al fiume Grande. Curva ipso metrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

BACINI RELATIVI AI TRIBUTARI CHE INSISTONO IN SINISTRA IDRAULICA DEL FIUME FREDDO (DIREZIONI DI FLUSSO VERSO SSE)

Col bacino 7 (**Fig. 3.23**) si rientra nei tributari di pertinenza del Fiume Freddo. La curva di tale bacino ha un andamento simile alla curva teorica dello stadio maturo ma si colloca al di sotto di questa. Le litologie affioranti sono in prevalenza costituite da argille sabbiose del Tortoniano e alluvioni di fondo valle.

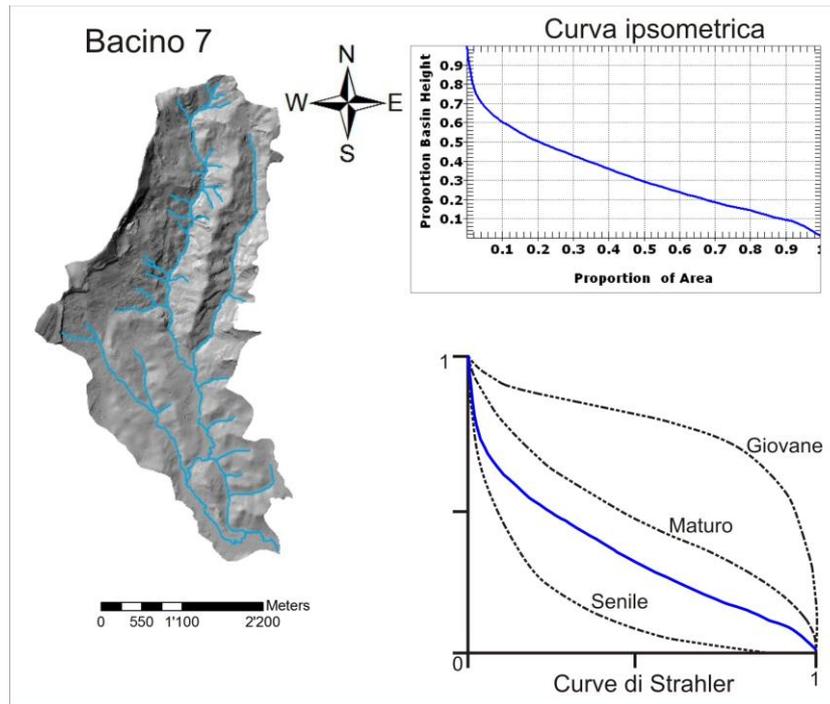


Fig. 3.23 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 7 relativo al fiume Freddo (sinistra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva iposometrica del bacino 8 (**Fig. 3.24**) presenta una forma sigmoideale. Nella parte a monte del bacino essa tende alla curva teorica dello stadio senile per poi convergere progressivamente verso quella indicante lo stadio maturo dalla zona centrale fino a valle. Il bacino è caratterizzato da litologie argilloso-sabbiose alla destra idraulica del fiume di ordine superiore, e da argille grigio-verdastre alla sinistra idraulica e verso valle.

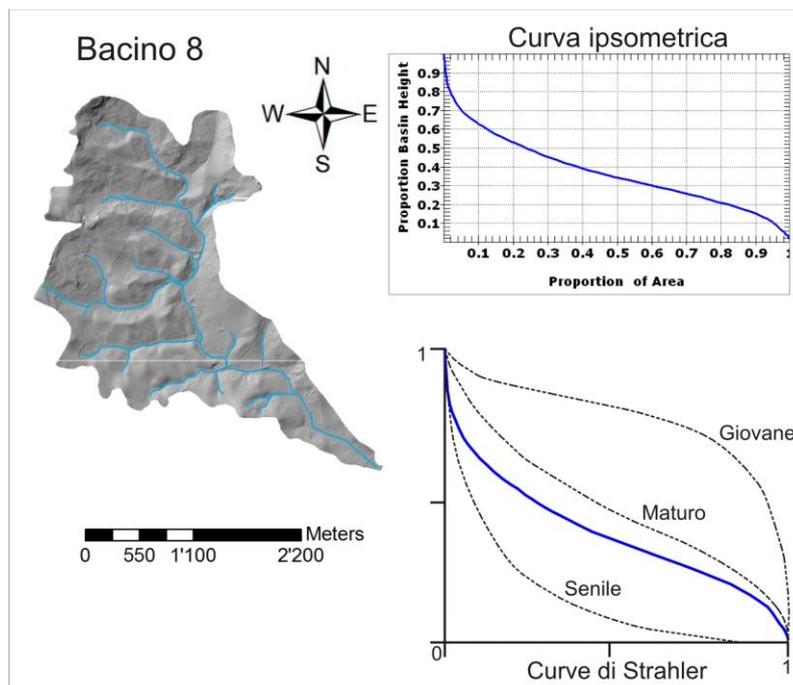


Fig. 3.24 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 8 relativo al fiume Freddo (sinistra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva calcolata per il bacino 9 (**Fig. 3.25**) si colloca prossima alla teorica dello stadio maturo e mostra una convessità nella porzione centrale del bacino. Le litologie interessate sono omogenee e costituite da alluvioni terrazzate (Pleistocene sup.) e da argille (Tortoniano).

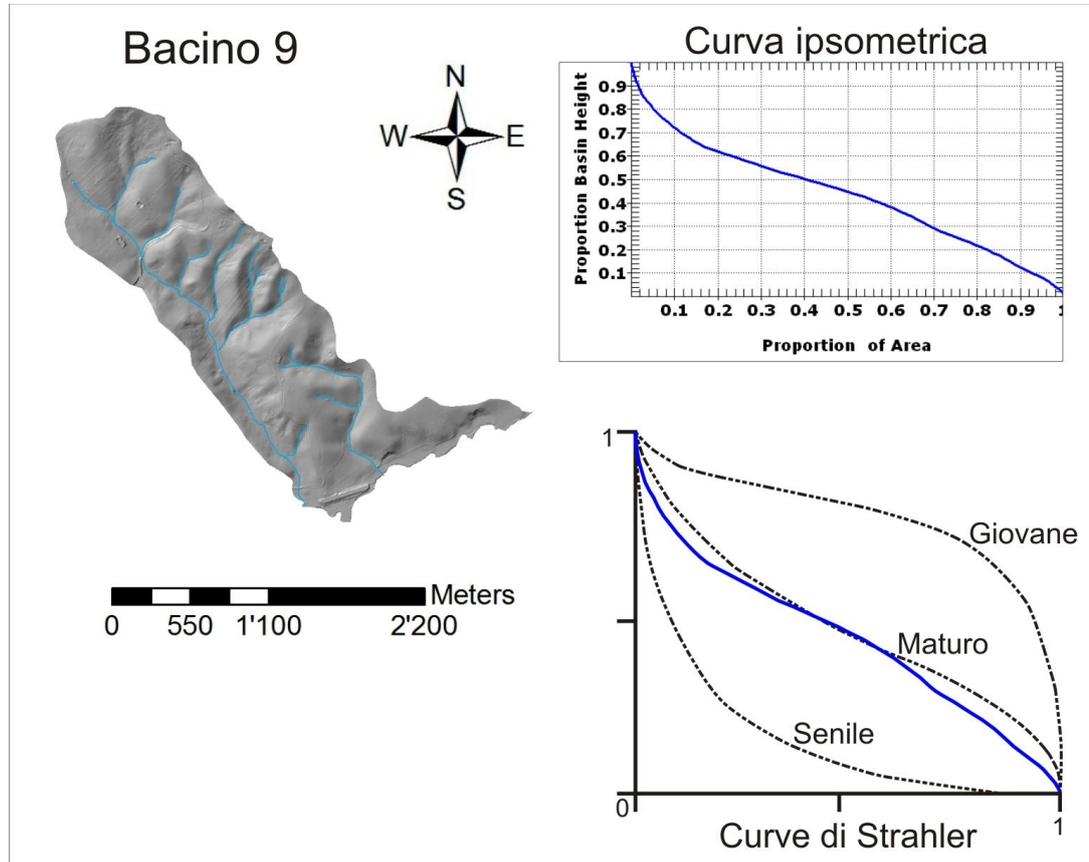


Fig. 3.25 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 9 relativo al fiume Freddo (sinistra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva ottenuta per il bacino 10 (**Fig. 3.26**) si sovrappone, nella parte a monte, alla curva teorica dello stadio senile, per poi tendere dalla porzione centrale del bacino, verso la curva teorica dello stadio maturo. Nel bacino affiorano litologie omogenee rappresentate da argille sabbiose e argille grigio-verdastre.

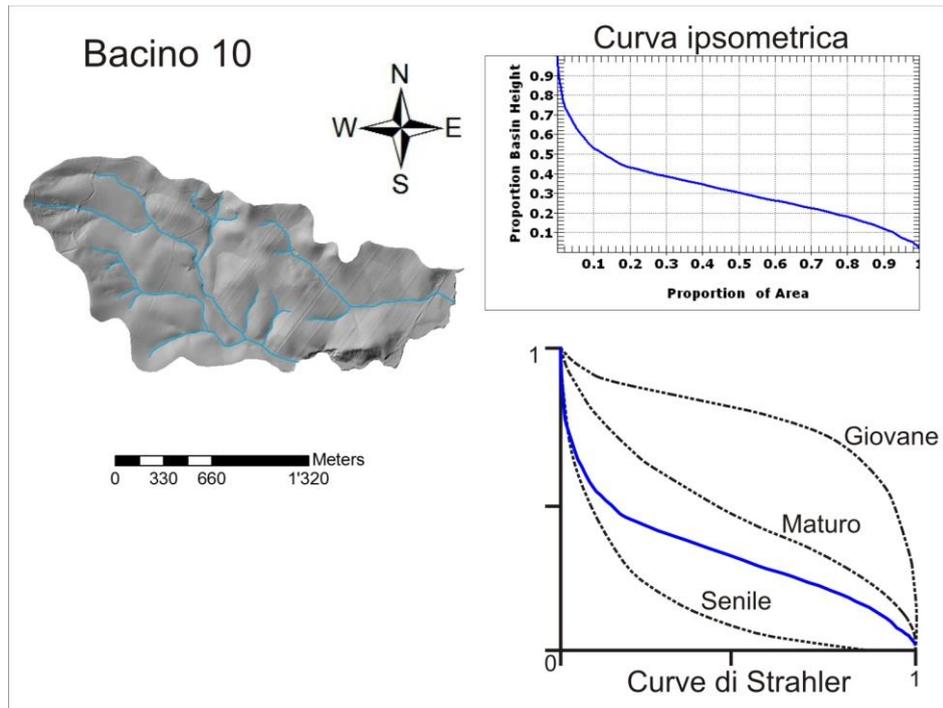


Fig. 3.26 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 10 relativo al fiume Freddo (sinistra idraulica). Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso

BACINI RELATIVI AI TRIBUTARI CHE INSISTONO IN DESTRA IDRAULICA DEL FIUME
FREDDO (DIREZIONI DI FLUSSO VERSO N)

La curva ottenuta per il bacino 1 (**Fig. 3.27**) non presenta anomalie e ha un andamento concavo verso l'alto che rispecchia quello della curva teorica indicante lo stadio senile. Non si hanno cambi litologici all'interno del bacino, dove affiorano esclusivamente argille basali del Tortoniano e alluvioni di fondo valle.

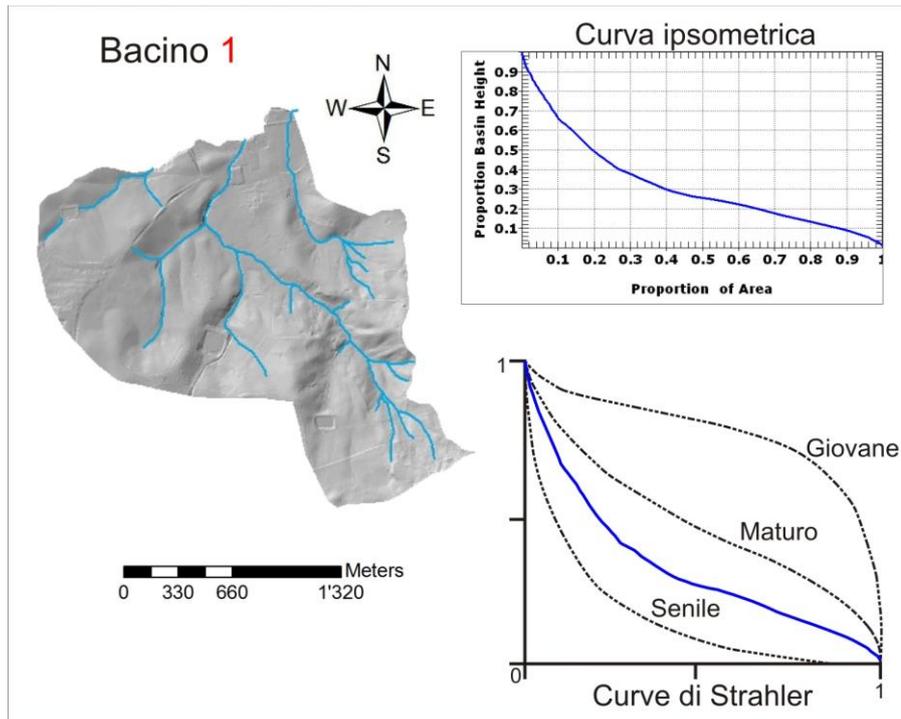


Fig. 3.27 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 1 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva calcolata per il bacino 2 (Fig. 3.28) si sovrappone grosso modo alla curva teorica indicante lo stadio maturo, ma mostra una leggera convessità nella parte centrale del bacino. La litologia affiorante è costituita quasi esclusivamente dalle argille tortoniane. Una piccola porzione di alluvioni si ha in corrispondenza dell'immissione nel fiume Freddo.

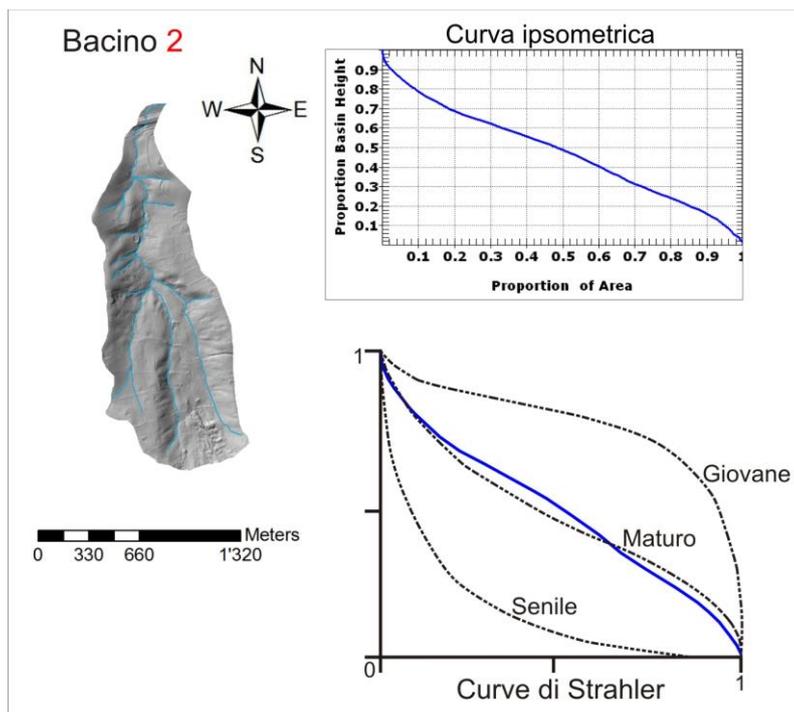


Fig. 3.28 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 2 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva ipsometrica ottenuta per il bacino 3 (**Fig. 3.29**) ha una forma leggermente concava verso l'alto che tende maggiormente alla teorica dello stadio senile verso valle. La litologia è omogenea e costituita in prevalenza da argille e in minima parte da alluvioni di fondo valle.

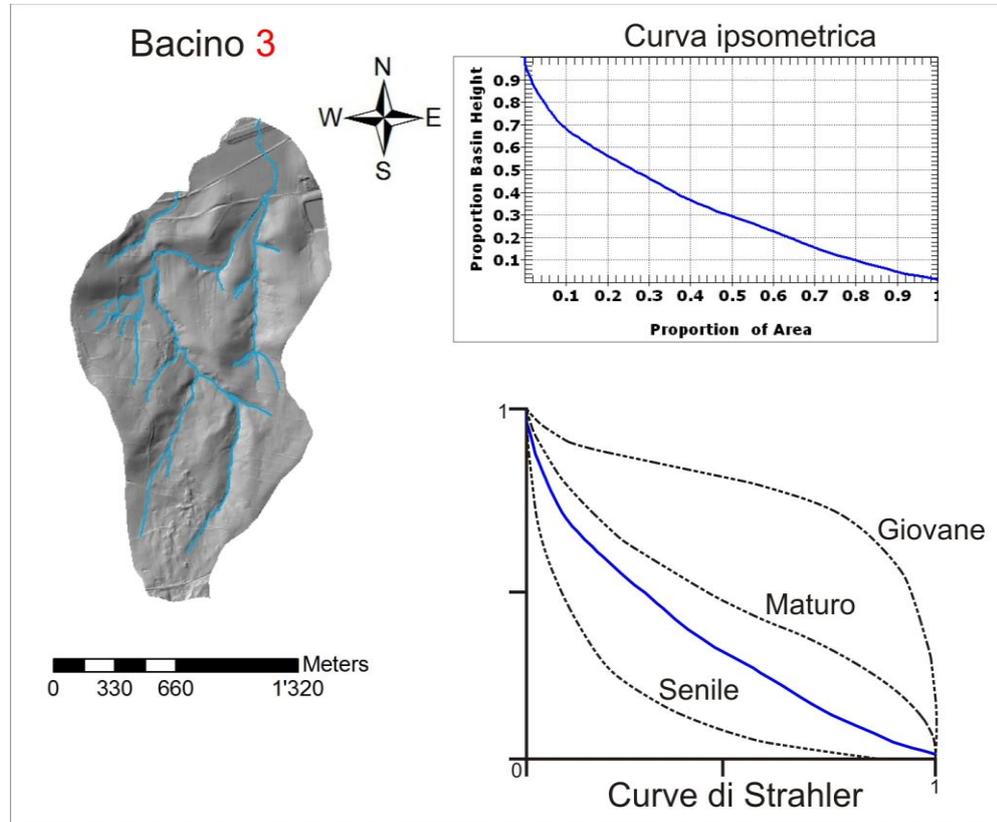


Fig. 3.29 - A sx Rilievo ombreggiato del bacino 3 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva calcolata per il bacino 4 (**Fig. 3.30**) presenta una moderata convessità nel settore a monte del bacino, per poi assumere un andamento lineare costante fino a valle. Nel bacino le litologie affioranti sono di più tipi; riscontriamo gessi nella zona a monte, argille nella parte centrale, costituendo il litotipo principale, ed alluvioni a valle.

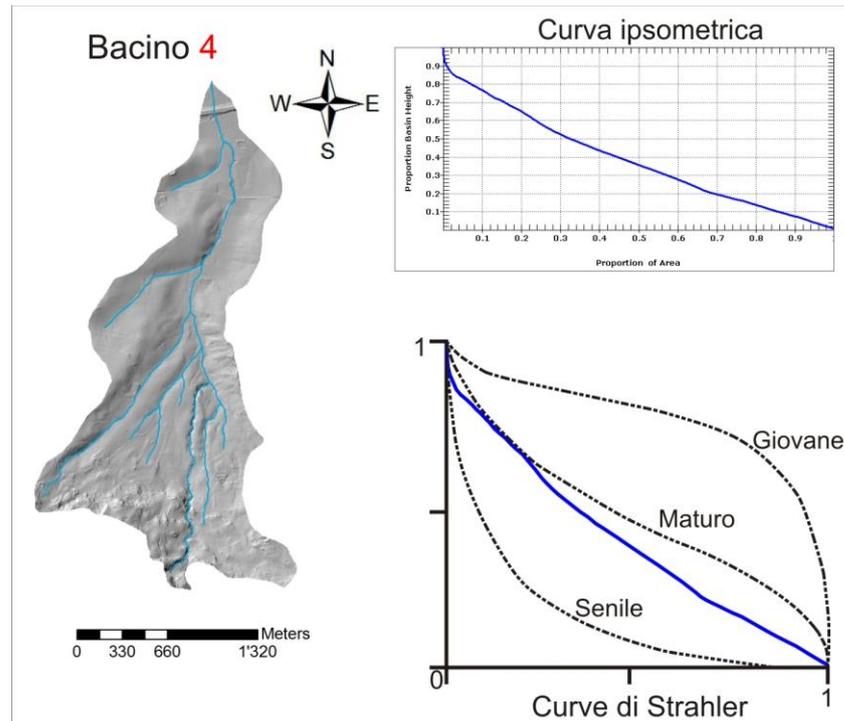


Fig. 3.30 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 4 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

Per il bacino 5 (**Fig. 3.31**) la curva ipsometrica ottenuta presenta un andamento concavo verso l'alto che tende maggiormente allo stadio senile verso valle. La litologia è prevalentemente argillosa (a monte e al centro) e in parte alluvionale (a valle).

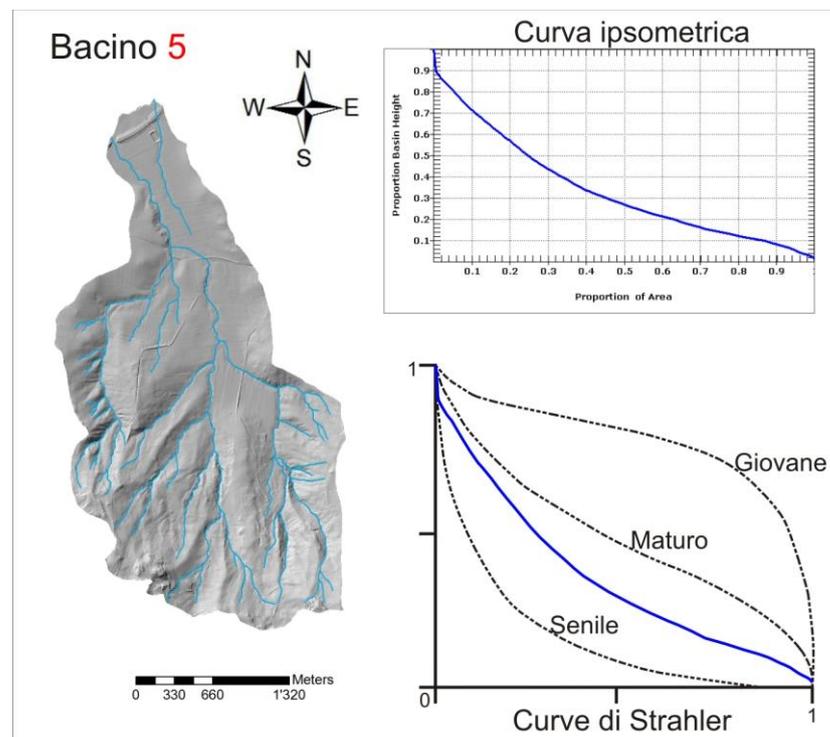


Fig. 3.31 – A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 5 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

Il bacino 6 (**Fig. 3.32**) ha una corrispondente curva ipsometrica di forma tendenzialmente concava verso l'alto. Si riscontra tuttavia una leggera flessione nella porzione a valle che le conferisce un aspetto convesso verso l'alto. Non si riscontrano cambi litologici lungo il bacino, caratterizzato esclusivamente da argille grigio-verdastre del Tortoniano.

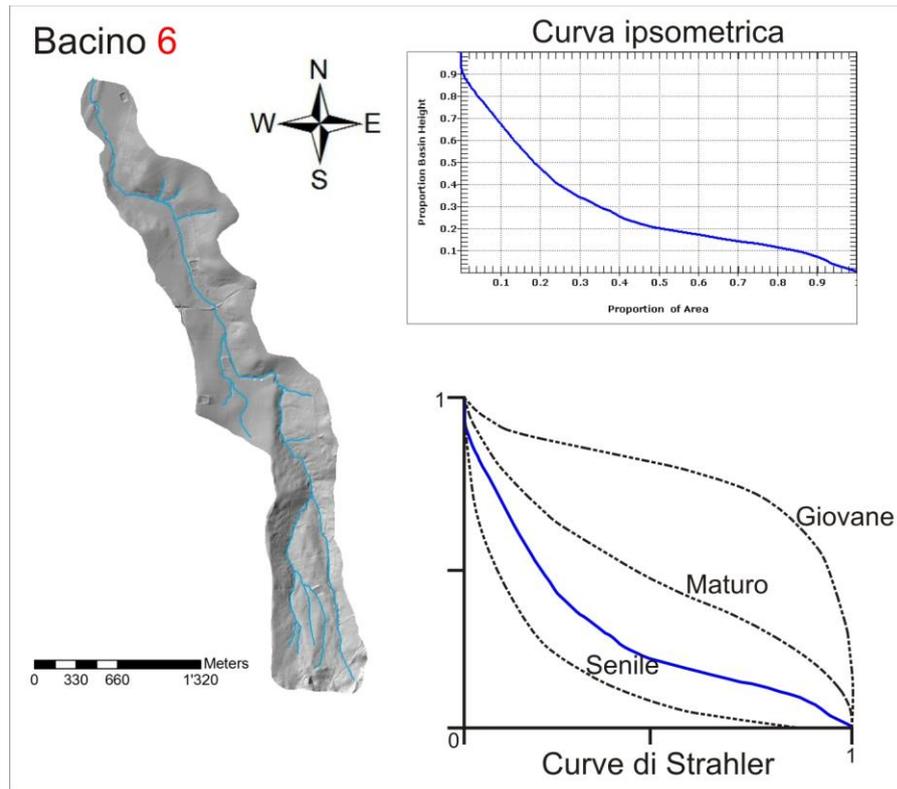


Fig. 3.32 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 6 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva calcolata per il bacino 7 (**Fig. 3.33**) presenta un generale andamento concavo verso l'alto, ma, come per il bacino 6, mostra una convessità nel settore a valle del bacino accostandosi alla curva teorica dello stadio maturo. La litologia è sempre argillosa.

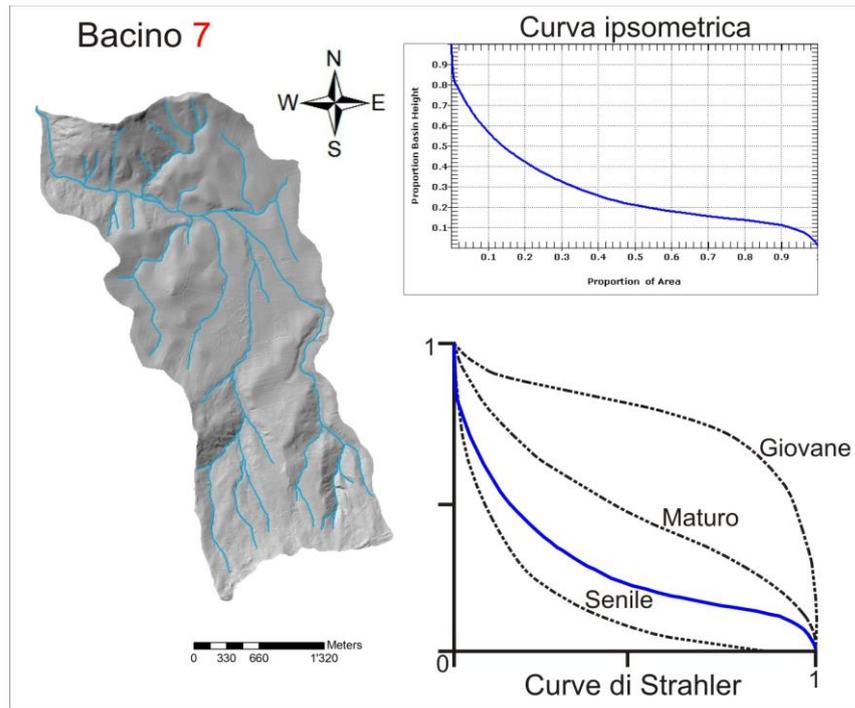


Fig. 3.33 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 7 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

Anche la curva ipsometrica del bacino 8 (**Fig. 3.34**) mostra una forma concava verso monte che tende poi alla convessità verso la parte centrale del bacino. La litologia è costituita esclusivamente dalle argille del Tortoniano.

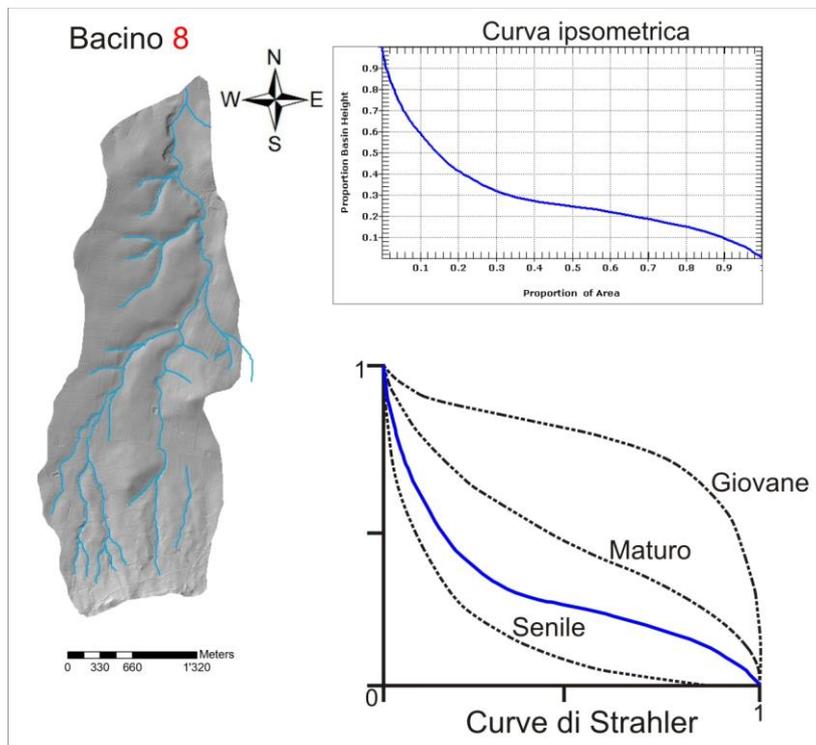


Fig. 3.34 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 8 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva ipsometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

La curva calcolata per il bacino 9 (**Fig. 3.35**) presenta una forma concava verso l'alto, che nella zona a valle si avvicina e poi si sovrappone alla curva teorica che indica lo stadio maturo. La litologia affiorante è data dalle argille tortoniane.

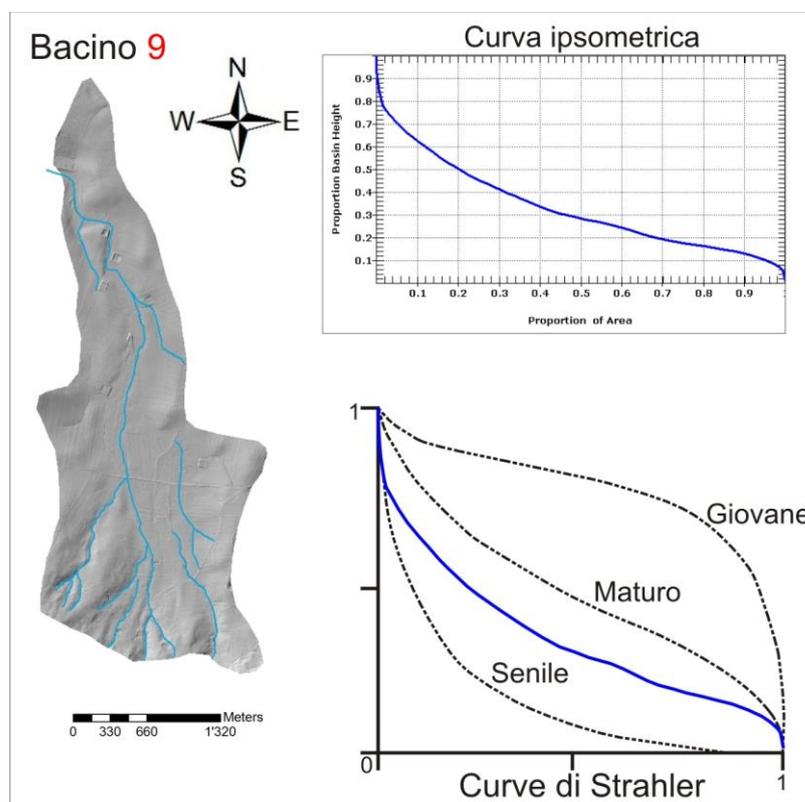


Fig. 3.35 - A sx *Rilievo ombreggiato* del bacino 9 relativo al Fiume Freddo (destra idraulica). Curva iposometrica a dx in alto e relativo confronto con curve teoriche di Strahler a dx in basso.

In conclusione i bacini del fiume Grande mostrano alcune curve ipsometriche con andamenti anomali da imputare probabilmente a cambi litologici .

I bacini relativi al fiume Freddo presentano curve con forme che mutano gradualmente da concave a convesse, spostandosi dalle zone a monte a quelle a valle. In particolare i bacini in destra e sinistra idraulica del fiume Freddo che insistono sullo stesso tratto di fiume (8, 9, 10 in sinistra e **2 in destra**, **Fig. 3.36**) mostrano tendenzialmente maturità con delle forme convesse delle curve nella parte centrale dei bacini. Dato che la litologia è di tipo argillosa, le anomalie osservate potrebbero dipendere da variazione morfologica legata a tettonica.

L'esame dei reticoli fluviali esteso ai corsi d'acqua tributari del Belice, seppur non sia stato approfondito, ha permesso d'individuare delle anomalie nell'andamento di alcuni corsi d'acqua che scorrono sul fianco settentrionale della sinclinale del Belice. In quest'area alcuni affluenti del fiume Belice, che scorrono in destra idraulica, mostrano

pattern arcuati e ortogonali al versante. Data la morfologia complessa e la notevole variabilità litologica l'analisi ipsometrica in questo caso non è applicabile.

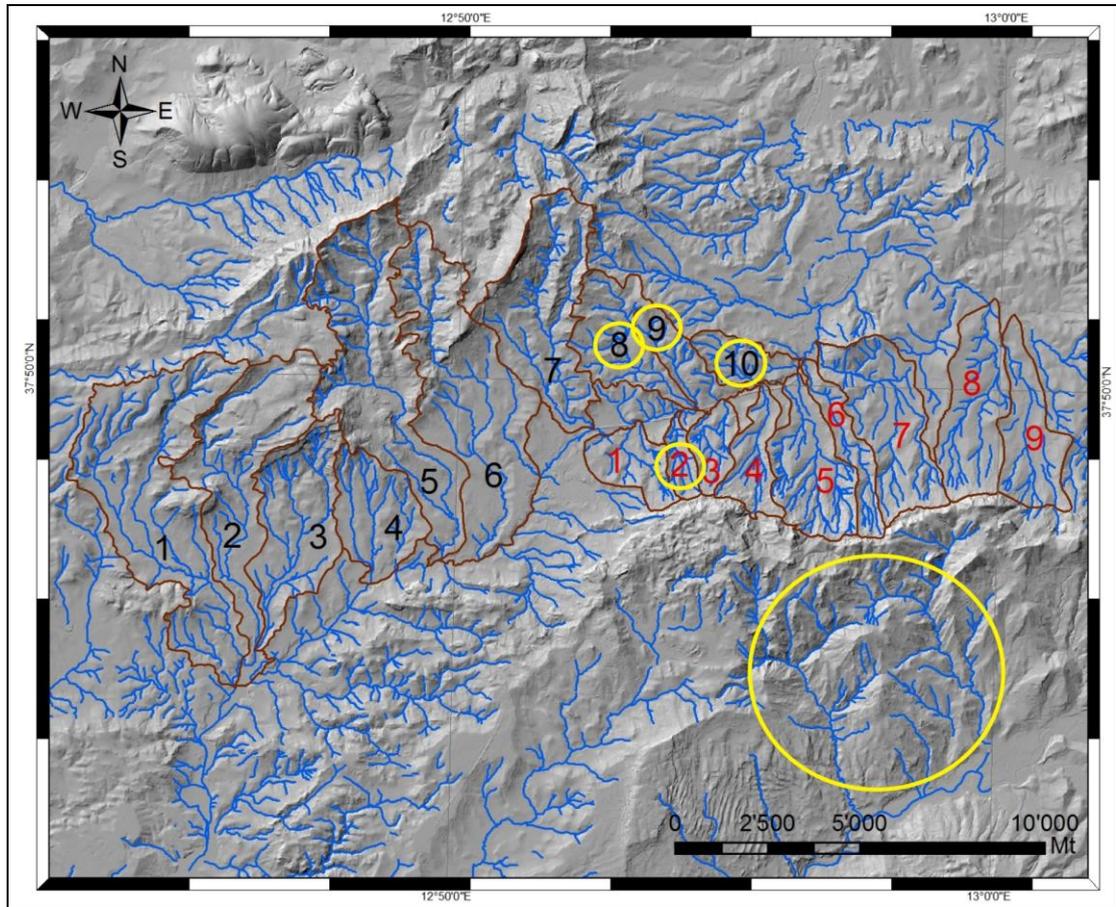


Fig. 3.36 – Cerchiati in giallo i bacini che presentano anomalie nelle curve ipsometriche. Il cerchio più grande individua i corsi d'acqua che scorrono sul fianco NO della sinclinale del Belice con *pattern* arcuati e ortogonali al versante.

3.4 OSSERVAZIONI DI CAMPAGNA

Alla luce dei dati fin qui ottenuti sono stati eseguiti opportuni rilievi di terreno che sono consistiti nella identificazione e misura di piani primari (giaciture) e di discontinuità (*joints* e faglie) principalmente alla mesoscala all'interno dei depositi calcarenitici affioranti nell'area, nonché osservazioni morfostrutturali qualitative. In particolare le misure ed osservazioni sono state condotte principalmente su quattro stazioni (**Fig. 3.37**) allineate lungo il settore con evidenze interferometriche e morfometriche di deformazione, che si estende dall'area costiera di Punta Granitola a SO fino al lago Garcia a NE dell'area epicentrale del terremoto del Belice, passando per la dorsale di Castelvetro. Il riconoscimento e la misura di *markers* dislocati (sia storici che contemporanei) e di sistemi di faglie e fratture hanno consentito di discriminare lo stile strutturale ed i processi di deformazione recente e attuale cui l'area è sottoposta.



Fig. 3.37 – Localizzazione dei siti su cui sono state effettuate le misure.

3.4.1 Area di Castelvetro

Il sito in esame si trova sulla cresta sommitale della dorsale che accompagna il CCA, immediatamente a SO dell'area urbana di Castelvetro (stazione 1 in **Fig. 3.37**). Il sito è caratterizzato da resti archeologici non noti nella letteratura archeologica dell'area, che consistono di un tratto di una strada (**Fig. 3.38 A**) e da un gruppo di tombe a "grotticella", scavati nel substrato calcarenitico (**Fig. 3.38 B**).

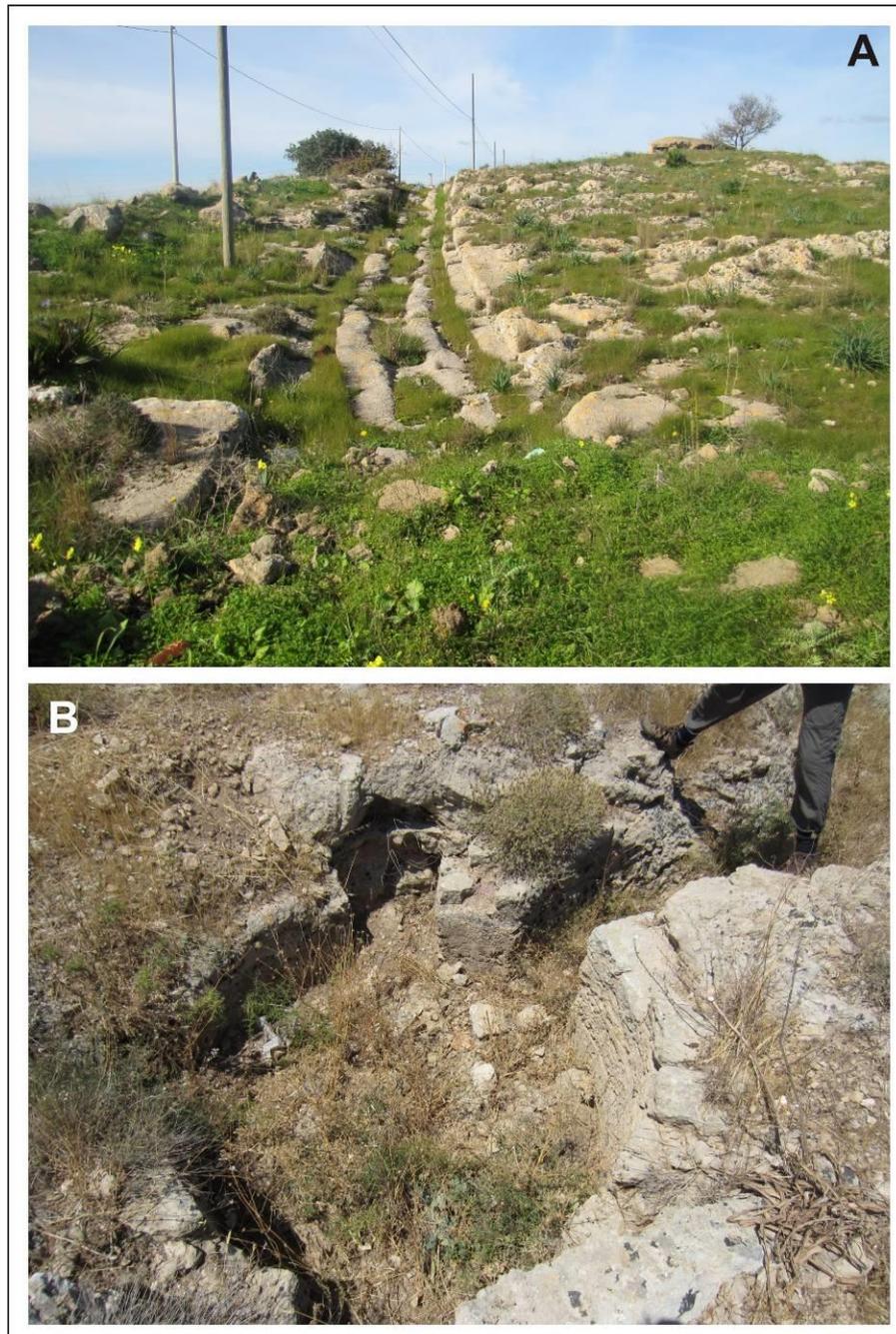


Fig. 3.38 - A) Antica carraia scavata in roccia e B) tomba a grotticella.

La strada, nello specifico, è una carraia a fondo naturale orientata circa E-O che attraversa una culminazione morfologica. Essa è caratterizzata da due solchi laterali ed uno centrale profondamente incisi dal ripetuto passaggio dei carri dell'epoca. Il tratto di strada è attualmente rintracciabile per una lunghezza di circa 120 metri (tra la culminazione morfologica e le tombe a "grotticella") ma la sua effettiva estensione, che probabilmente era molto più ampia, appare oggi mascherata dalle moderne opere di urbanizzazione (assi viari ed edificazioni) che hanno alterato l'originaria morfologia dei luoghi ricoprendo per buona parte la carraia. L'età cronologica dei resti è difficile da determinare sebbene la tipologia costruttiva delle tombe a "grotticella" suggerisce un periodo compreso tra il Bronzo Antico e l'Epoca Greca (comunicazione personale, Prof. De Miro, ex Sovrintendenza di Agrigento ed ex Prof. Ordinario di Archeologia, Università di Messina)

Il bordo della carraia è dislocato da una faglia obliqua inversa (d'ora in avanti CTF, "Carraia Thrust Fault") orientata N30°E, immergente a SE di 50°-60° e con rigetto massimo di ~5 cm (**Fig. 3.39**).



Fig. 3.39 – Faglia obliqua inversa che disloca il bordo della carraia.

Sul piano di faglia sono state osservate delle scanalature tettoniche (*tectogrooves*) (**Fig. 3.40 A**) che indicano un movimento inverso quasi puro (vedi *stereonet* in **Fig. 3.40 B**)



Fig. 3.40 – a) particolare delle scanalature tettoniche rinvenute sul piano di *thrust* che disloca la carraia; b) stereogramma con ciclografica e senso di movimento.

Altre faglie inverse ad alto angolo che dislocano di pochi cm (localmente pochi dm) il substrato calcarenitico si rinvencono nei pressi della carraia (**Fig. 3.41**). Tali faglie, sintetiche al CTF, sono orientate NNE-SSO e hanno spaziatura dell'ordine di pochi metri. Come rivelano rari *tectogrooves* e strie in roccia riscontrati sui piani di faglia, anche queste faglie hanno movimento inverso con leggera componente obliqua destra (**Fig. 3.42 A**).

L'analisi strutturale mostra che le faglie più inclinate hanno una maggiore componente obliqua rispetto a quelle meno inclinate (*stereonet* in **Fig. 3.42 B**). L'inversione dei vettori di *slip*, rappresentata da uno "pseudo-meccanismo focale" (MARRETT E ALLMENDINGER, 1990), mostra un meccanismo inverso con piano nodale preferenziale ad alto angolo immergente a ESE (soluzione focale in **Fig. 3.42 C**). Gli assi P sono distribuiti tra E e SE con *plunge* tra 20° e 40°.



Fig. 3.41 – Segmenti di faglie principalmente a movimento inverso riscontrati nelle calcareniti Pleistoceniche sulle quali è localizzato il sito archeologico.

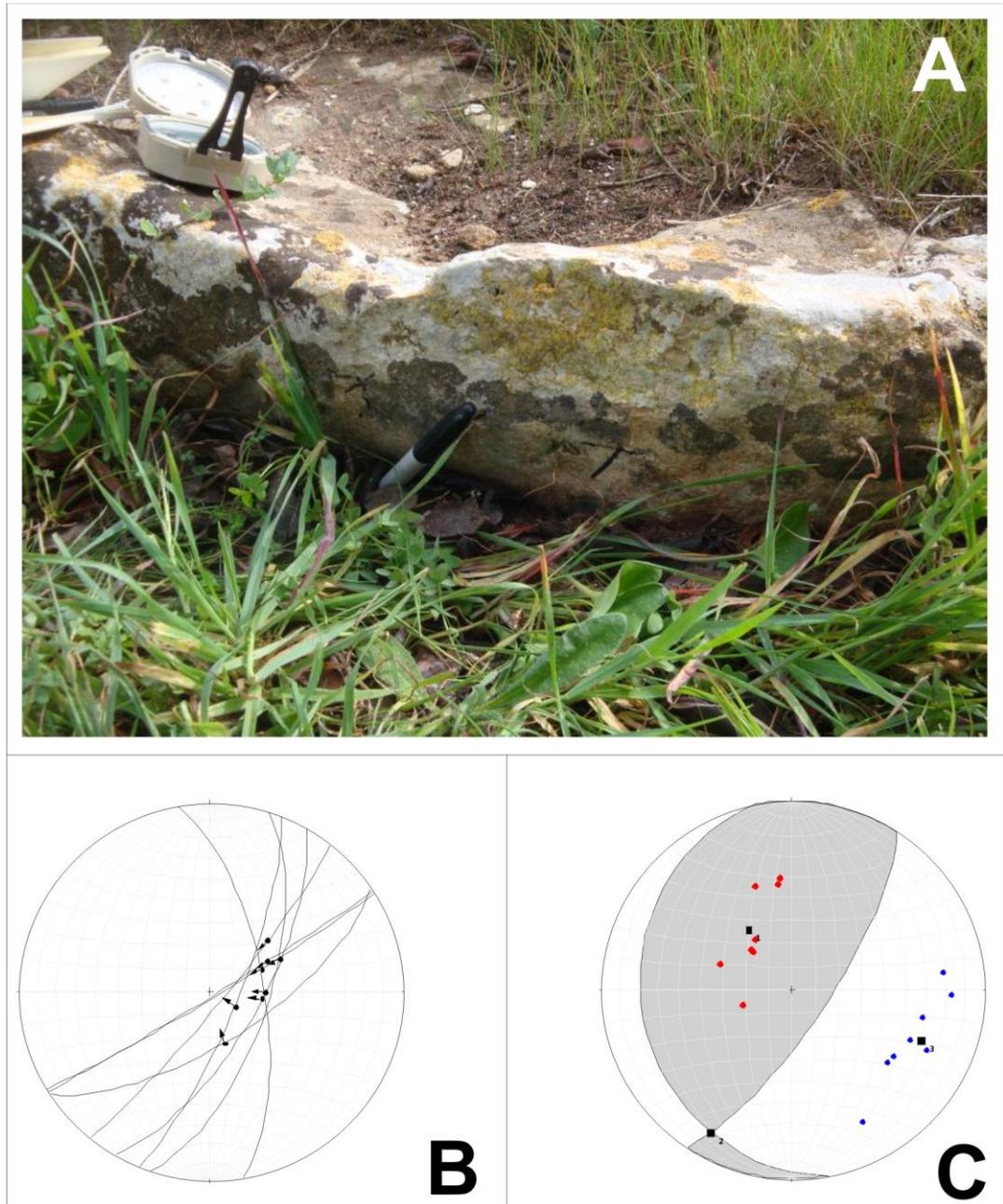


Fig. 3.42 – A) Particolare di tectogrooves su un piano di faglia inversa; B) diagramma cumulativo delle ciclografiche e C) pseudo-soluzione focale calcolata in accordo con Marrett R. & Allmendinger R.W., 1990

Il valore medio dell'asse P calcolato mediante statistica di *Bingham*, è orientato N112°E con *plunge* di c. 30° ed *eigenvalue* di 0.44 (**Tab. 3.2**). Simile valore di *eigenvalue* si riscontra per l'asse medio T.

Fault Plane Solution						
Fault	Strike	Dip	Trend	Plunge	Slip Sense	
1.	168,9	21	056,5	15,6	T	
2.	033,5	74,4	078,9	68,6	T	
P-axis: 111,7, 27,9;			T-axis: 323,6, 58,0			

Linked Bingham Analysis				
Axis	Eigenvalue	Trend	Plunge	
1.(T)	0,4394	323,6,	58,0	
2.	0,0016	209,5,	14,3	
3.(P)	0,4411	111,7,	27,9	

Tab. 3.2 – Principali parametri calcolati per la terna di assi di stress.

Lungo la prosecuzione del “*Thrust della Carraia*” (o CTF) si osserva inoltre come la deformazione coinvolga pure l’asfalto della strada odierna adiacente i resti archeologici (Fig. 3.43). La direzione delle fratture nell’asfalto trova corrispondenza con quella di una struttura inversa adiacente orientata NNE-SSO, riscontrata dal lato opposto del CTF (Fig. 3.44). La deformazione nell’asfalto mostra una lieve componente inversa analoga alle faglie del substrato. Dunque è plausibile che la deformazione, verosimilmente per *creep*, sia tutt’ora attiva.



Fig. 3.43– Fratture sull’asfalto della strada adiacente i resti archeologici.



Fig. 3.44 – Segmento di faglia inversa a direzione NNE-SSO che prosegue verso SO dall’asfalto deformato. Le frecce in rosso mostrano la posizione dei due segmenti della struttura e del CTF.

La carraia e l’intero alto morfologico appaiono inoltre interessati da un insieme di strutture coassiali, costituite da fratture e, sulla base delle variazioni di giacitura delle calcareniti, da blande mesopieghie.

Sulla base della orientazione, si distinguono due famiglie di fratture: quella principale, morfologicamente più giovane, ha orientazione NNO-SSE (*stereonet* in **Fig. 3.45** sx) e spaziatura regolare generalmente inferiore ad 1 metro. Il *best fit* al *trend* delle fratture mostra un asse parallelo alla loro direzione, interpretabile come asse tensile, con *trend* medio N315°E e sub-orizzontale (**Fig. 3.45** dx).

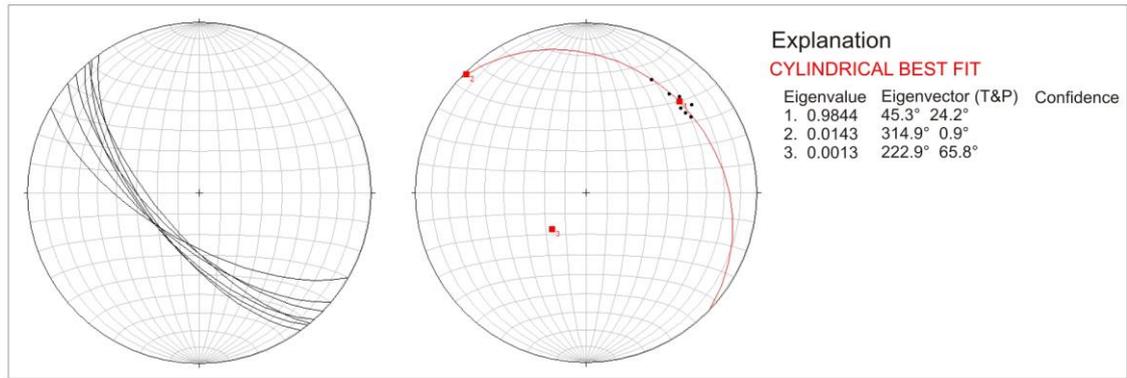


Fig. 3.45 – Diagramma a ciclografiche del set di fratture orientate NNO-SSE e relativo best fit a destra.

Una seconda famiglia di fratture, ad orientazione NE-SO, è distribuita in maniera più irregolare e ha spaziatura variabile, generalmente >1 m. Sovente queste fratture sono associate alle faglie con piccoli rigetti descritte sopra, come il CTF. Inoltre, a differenza delle fratture NNO-SSE, le fratture di questa seconda famiglia sono in larga parte suturate da calcite (**Fig. 3.46**).



Fig. 3.46 - Fratture orientate NE-SO riempite da calcite secondaria.

E' interessante notare come le fratture della prima famiglia (NNO-SSE) siano localmente dislocate da quelle NE-SO con dislocazione media di circa 10 cm (**Fig. 3.47**).

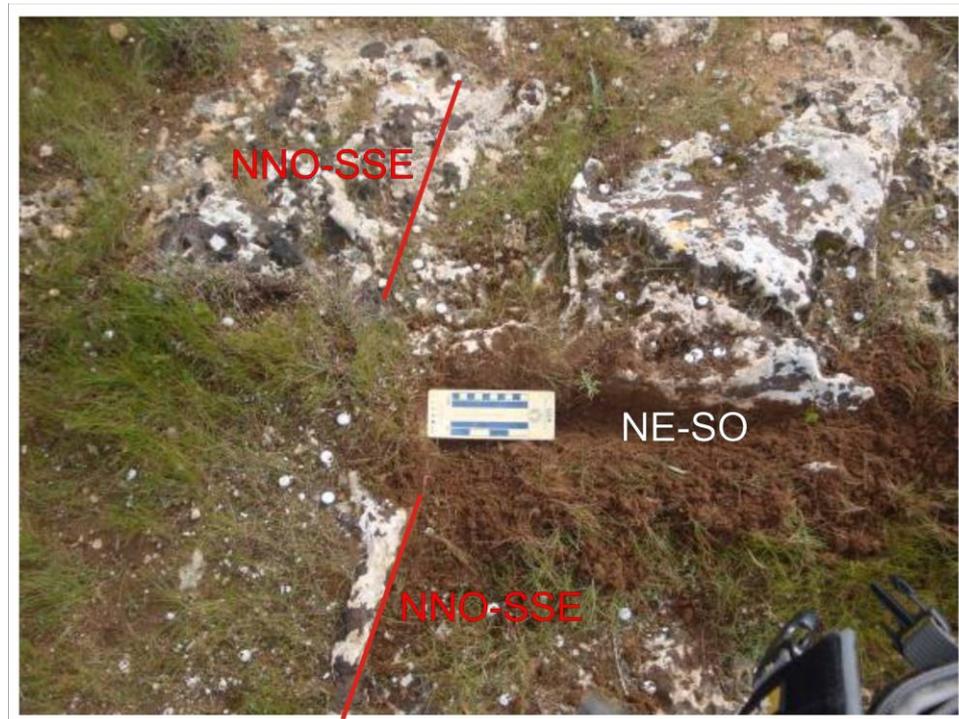


Fig. 3.47 - Il righello è parallelo alla frattura NE-SO riattivata come faglia, e provoca una dislocazione di c. 10 cm delle fratture NNE-SSO.

In sintesi, le varie famiglie di strutture possono essere raggruppate in un modello unico, nel quale le faglie inverse sono associate alla macropiega localizzata ad ovest del lineamento geodetico CCA, all'interno di un campo di deformazione globalmente coassiale. Le fratture ad asse NNO-SSE rappresenterebbero *joint* trasversali alla piega, a spaziatura regolare e senza cementazione. Al contrario, le fratture ad asse NE-SO potrebbero essere quelle longitudinali alla piega e quindi estensionali, che vengono localmente riattivate in *shear*, producendo le faglie inverse (tipo il *thrust* della carraia). La ciclica ma irregolare riattivazione di queste fratture potrebbe spiegare la cementazione efficiente legata alla circolazione di fluidi lungo faglie attive.

In questo modello, i rapporti tra il CCA e la struttura sulla carraia possono essere interpretati assegnando alla seconda il ruolo minore di *backthrust* e quindi di una struttura di accomodamento della dislocazione principale, con una geometria di tipo *pop-up* (**Fig. 3.48**).

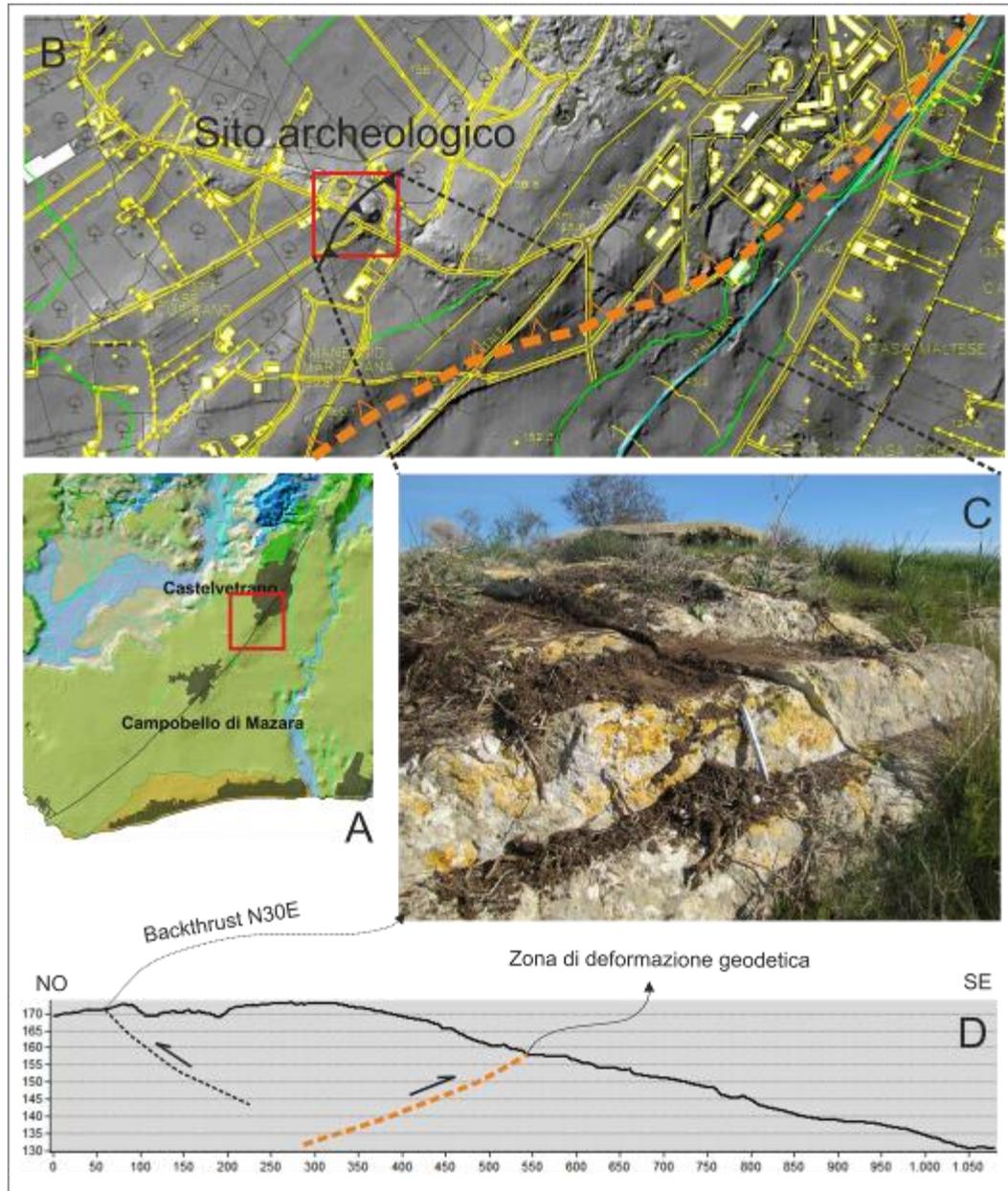


Fig. 3.48 – a) localizzazione del sito e b) rapporti geometrici tra il c) *backthrust* che disloca la carraia e l'allineamento geodetico CCA. Nel complesso le deformazioni descrivono una geometria a *pop-up* (d).

L'asse di compressione derivante dalle varie analisi varia tra N110°E (inversione dei dati cinematici di faglia) e N170°E (normale alle fratture trasversali). L'osservazione sulle faglie inverse della presenza di strie in roccia lunghe 3-4 cm e continue è particolarmente importante perché permette di attribuire le strutture a deformazione co-sismica.

3.4.2 Area a NE di Castelvetro

Spostandoci verso l'area epicentrale del 1968, sono state riscontrate deformazioni su manufatti relativamente recenti. Nello specifico, in corrispondenza della congiungente Castelvetro-Partanna (segmento CP in par. 3.2 e **Fig. 3.37** per la localizzazione) un antico acquedotto di età non determinata (ma sicuramente non posteriore agli ultimi due secoli), orientato circa ENE-OSO attraversa un'asta fluviale minore del Fiume Modione a NE di Castelvetro. Il manufatto consiste di una serie di archi a tutto sesto i cui pilastri (sia nella porzione centrale che laterale) poggiano sulle calcareniti del Pleistocene inf.-medio. Gli archi sostengono una coppia di tubi in terracotta al cui interno scorreva probabilmente dell'acqua. Ad una attenta osservazione il manufatto risulta debolmente deformato nella sua porzione centrale con fuori asse destro dell'ordine di vari dm (**Fig. 3.49**).



Fig. 3.49 – Antico acquedotto deformato riscontrato sul segmento CP.

Poiché l'area è caratterizzata da calcareniti ad assetto tabulare e morfologia sub-pianeggiante si esclude qui che le deformazioni osservate possano essere prodotte da movimenti di versante. Esse potrebbero invece essere interpretate come deformazioni per *creep* su una struttura trasversale che raccorda CCA e CP.

3.4.3 Lago Garcia

Più a Est, lungo la strada che costeggia il Lago Garcia (**Fig. 3.37**), a circa 5 km a NE dalla localizzazione epicentrale della scossa principale del Belice, sono state osservate deformazioni recenti su un muretto in calcestruzzo. Il muretto laterale alla strada è dislocato di circa 10 cm da una faglia inversa orientata E-O e con senso di trasporto verso N (**Fig. 3.50**).



Fig. 3.50 – Deformazione tipo *thrust* nel muro in calcestruzzo che borda la strada in prossimità di Lago Garcia.

Benché la strada appare debolmente deformata rispetto al muretto, è verosimile che essa abbia subito recentissime riparazioni legate al mantenimento della stessa. Tramite le applicazioni “*street view*” e “*time*” di *Google Earth* è stato possibile verificare la continuità della deformazione del muretto nel passato recente. L'immagine del punto di deformazione in modalità “*street view*” per l'anno 2006 ha mostrato infatti come lo stesso tipo di deformazione interessasse il precedente muretto, prima che esso venisse ricostruito (ultimi 6 anni) e nuovamente deformato (**Fig. 3.51**).



Fig. 3.51 – Particolare del precedente muretto (2006), nella stessa posizione di quello odierno, visto attraverso le applicazioni *street view* e *time* di *Google Earth*. Si nota la deformazione per compressione che descrive geometrie a *pop-up*.

Deformazioni di questo tipo possono essere variamente interpretate e le spiegazioni più semplici possono essere quelle che le legano ad urti di autoveicoli o movimenti di versante. Di contro l’osservazione della continuità di deformazione, effettuata in “*street view*”, fa escludere un’origine antropica. Inoltre, nonostante le litologie affioranti nell’area siano argillose (argille brecciate della formazione Terravecchia), si escludono, come nel caso dell’acquedotto, movimenti di versante come causa della deformazione osservata, essendo il sito posto sulla parte a monte di un versante morfologicamente stabile e l’orientazione del *thrust* ortogonale, e non parallela, al pendio.

Il dato “*street view*” fornisce dunque evidenze di deformazione attiva nell’ultimo decennio, essendo la strada deformata contemporanea alla realizzazione della diga Garcia (anni 80). Il fatto che nessun terremoto capace di produrre dislocazioni simili sia occorso dopo quello del Belice induce a ritenere che la deformazione si esplica per *creep* intersismico, all’interno dell’area epicentrale del 1968.

3.4.4 Area di Granitola

L’ultima stazione di misura è ubicata nell’area costiera meridionale di Castelvetrano in località Granitola (**Fig.3.37**). Lungo la costa prospiciente il faro affiorano principalmente litotipi calcarenitici di colore giallastro debolmente inclinati verso mare su cui spesso si rinvengono depositi continentali tipo “*calish*”. I dati raccolti nel sito consistono di misure di sistemi di fratture diversamente orientate. Si tratta per lo più di *joints* sub-verticali spesso caratterizzati da *bending* lungo la loro direzione. Le fratture analizzate si distribuiscono specialmente secondo due famiglie principali orientate rispettivamente ONO-ESE (*stereonet* in **Fig. 3.52 B**) e NE-SO (**Fig. 3.52 C**) e

mutuamente intersecanti (**Fig. 3.52 A**) in accordo coi dati misurati sul sito archeologico precedentemente descritto.

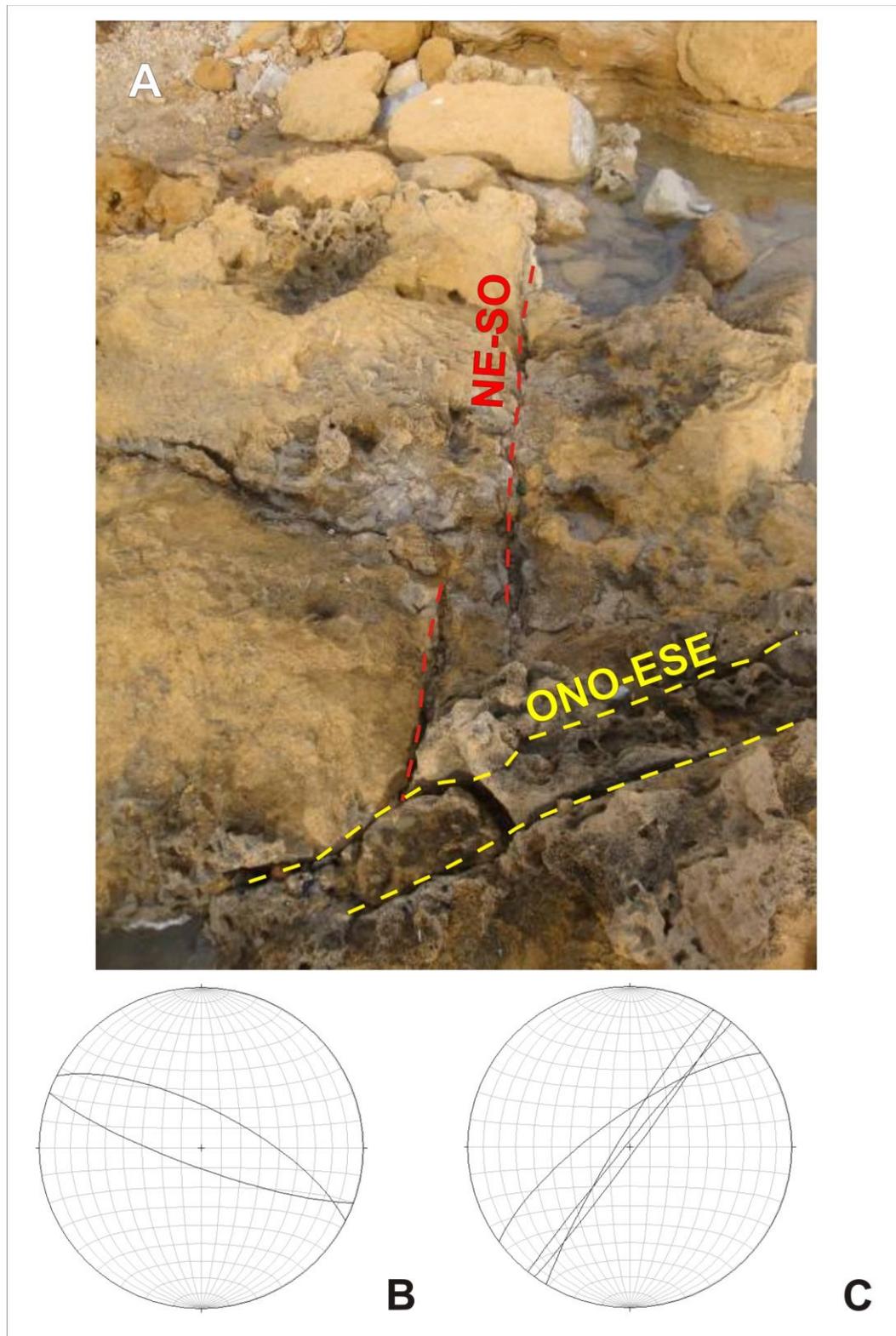


Fig. 3.52 – A) *Joints* sub-verticali orientati ONO-ESE e NE-SO riscontrati nelle calcareniti del Pleistocene medio, affioranti lungo la costa di Faro Granitola. B) e C) diagrammi cumulativi delle ciclografiche.

A causa del numero limitato di dati, non è stato possibile dare una interpretazione accurata come in precedenza. Tuttavia, anche in questo caso, come per le fratture NNO-SSE della stazione 1, le fratture orientate NO-SE possono essere interpretate come *joints* trasversali alla macrostruttura principale. La parallela a tali *joints* risulterebbe grossomodo N110°E, in buon accordo con lo pseudo-meccanismo focale calcolato per le faglie inverse del sito archeologico (**Fig. 3.42 C**).

Le fratture orientate puramente NE-SO mostrano deformazioni per *pull-apart* alla mesoscala, che indicherebbero una componente sinistra di movimento (**Fig. 3.53**). Anche questa osservazione è in accordo con un asse di compressione grosso modo orientato NO-SE.

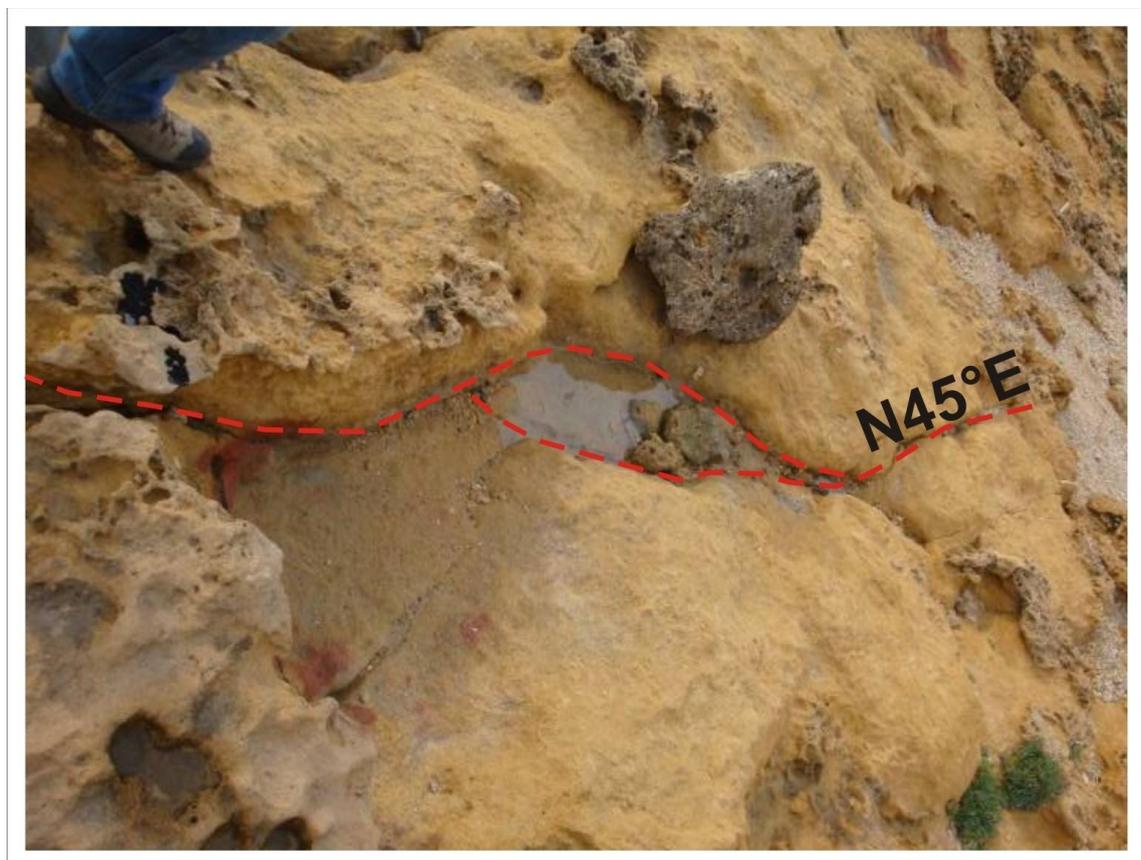


Fig. 3.53 – Piccolo *pull-apart* formato da una frattura orientata N45°E.

Alternativamente, le due famiglie di fratture potrebbero essere un sistema coniugato (*stereonet* in **Fig. 3.54**), con le fratture NE-SO assunte come sinistre e quelle NO-SE come destre. La bisettrice del sistema, che rappresenta il sigma-1, in tal caso avrebbe orientazione NNO-SSE, compatibile con la stima sulle fratture estensionali (N170°E) del sito archeologico.

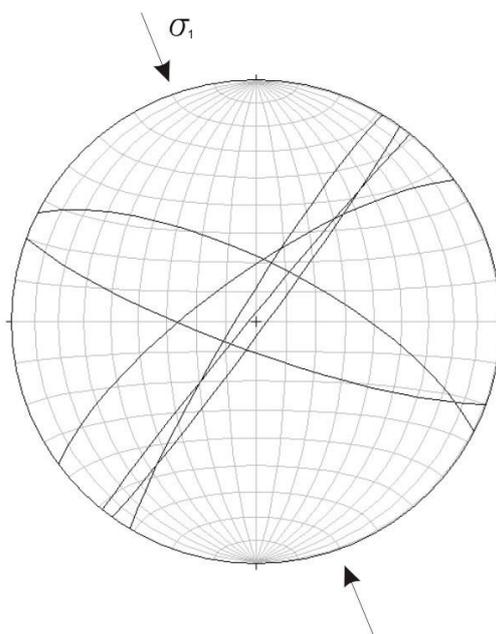


Fig. 3.54 – Diagramma cumulativo delle ciclografiche di un possibile sistema coniugato di fratture NO-SE e NE-SO.

CAPITOLO 4

EVIDENZA DI TETTONICA ATTIVA A MARE DA ANALISI DI GEOFISICA MARINA

4.1 PROFILI SISMICI DI ALTA RISOLUZIONE SPK

4.1.1 Cenni di sismica a riflessione

La sismica a riflessione è una metodologia largamente utilizzata nell'esplorazione del sottosuolo per riconoscere l'assetto stratigrafico e strutturale dei corpi geologici. Tale metodo permette di effettuare una ricostruzione, talora molto fedele, delle porzioni sepolte della superficie terrestre e può essere applicato in qualsiasi ambiente: terrestre, marino e di transizione (fluviale, lacustre, deltizio, ecc.). Il suo sviluppo si ebbe a partire dagli anni '50 con il sostegno delle grandi compagnie petrolifere che, direttamente interessate all'individuazione dei giacimenti di idrocarburi, erano le uniche in grado di acquistare la costosa strumentazione necessaria. Negli ultimi decenni invece la dilagante diffusione della tecnologia digitale ed il conseguente abbattimento dei costi strumentali ha consentito sempre maggiori e più valide applicazioni in svariati campi (dall'ingegneria civile, agli studi ambientali, alla ricerca di base).

La strumentazione base è costituita da una sorgente, da un cavo sismico e dai geofoni, o idrofoni se l'indagine avviene a mare. La sorgente genera uno scoppio in un punto SP1 (*shot point*) da cui partono onde sonore che, nel propagarsi nel sottosuolo, subiscono una serie di riflessioni multiple in funzione dei diversi mezzi che incontrano nel loro percorso. La riflessione, nello specifico, si ha ogni qualvolta l'onda incontra un'interfaccia tra due mezzi caratterizzati da diversi valori di impedenza acustica (Z), che è funzione dei differenti parametri fisico-elastici dei due mezzi ($Z=\rho V$, dove ρ è la densità del mezzo e V la velocità di propagazione dell'onda nel mezzo). I percorsi delle onde riflesse dipendono anche dalla velocità e dall'angolo d'incidenza dei raggi sismici che seguono le leggi di *Snell*. Si registrano per cui i tempi che intercorrono tra l'istante in cui l'impulso viene generato in SP1 e l'istante in cui viene registrato in superficie dai geofoni, dopo che questo ha subito una o più riflessioni su altrettante superfici riflettenti. L'operazione si ripete lungo un allineamento di punti di scoppio equidistanti. A differenza della sismica a rifrazione, con tale tecnica non viene misurato solo il tempo di primo arrivo dell'onda, ma vengono analizzati anche i treni d'onda ricevuti permettendo di risalire non solo alla profondità delle superfici incontrate, ma anche di

stabilire l'esatta geometria, l'estensione e le reciproche relazioni tra i corpi che esse suddividono.

Per i rilievi marini esiste un'ampia gamma di energizzatori sismici di cui sono dotate le più moderne navi oceanografiche: dai metodi acustici ad altissima frequenza, che consentono di ottenere immagini dettagliate del fondo marino (prevalentemente *Side scan sonar* e *Multibeam*), agli strumenti che permettono una visualizzazione dei primi livelli del sottosuolo (*Sub bottom, Chirp*), fino alla sismica profonda con sorgenti di tipo monocanale ad alta risoluzione (*Sparker*) o di tipo multicanale ad alta penetrazione (*Air gun*). Ciascuna sorgente sismica possiede una "firma" caratteristica dei segnali prodotti, rappresentata dal contenuto in frequenze (spettro di ampiezza), che è funzione della profondità d'indagine che si vuole raggiungere. Le alte frequenze (e lunghezze d'onda più corte) hanno un più alto potere di risoluzione che tuttavia decresce all'aumentare della profondità, di contro le basse frequenze (e lunghezze d'onda più lunghe) riescono a penetrare in profondità ma non riescono a discriminare superfici riflettenti vicine tra loro, poiché la distanza tra le discontinuità risulta inferiore alla lunghezza dell'onda prodotta. Per cui risoluzione e penetrazione sono due grandezze inversamente proporzionali.

L'immagine sismica che si ottiene subisce numerose operazioni, atte a migliorare il rapporto segnale/rumore, che vanno sotto il nome di *processing*. Il risultato finale del *processing* è una sezione sismica migrata sulla quale avviene l'interpretazione dei riflettori sismici spesso correlati, quando se ne ha disponibilità, con i dati di pozzo.

Il profilo sismico finale tuttavia non sempre è perfettamente "ripulito" dalla presenza di segnali anomali; fra questi i principali sono le **riflessioni multiple**, che si originano quando le onde sismiche sono rimbalzate più volte tra due superfici riflettenti, e le **iperboli di diffrazione**, che si originano quando l'onda colpisce un punto di discontinuità di un orizzonte che diventerà a sua volta, in accordo col principio di Huygens, sorgente di onde sferiche secondarie. Queste si propagheranno all'interno del mezzo dando origine a dei falsi segnali che si sovrappongono alle riflessioni reali.

4.1.2 Acquisizione e *processing* dati

Con lo scopo di verificare il prolungamento in mare aperto del CCA, nell'agosto 2013, in collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra e del Mare dell'Università di Palermo (Dott. Pepe), è stata effettuata una campagna di sismica per

l'acquisizione di profili ad alta risoluzione lungo la piattaforma continentale di Punta Granitola (Fig. 4.1).

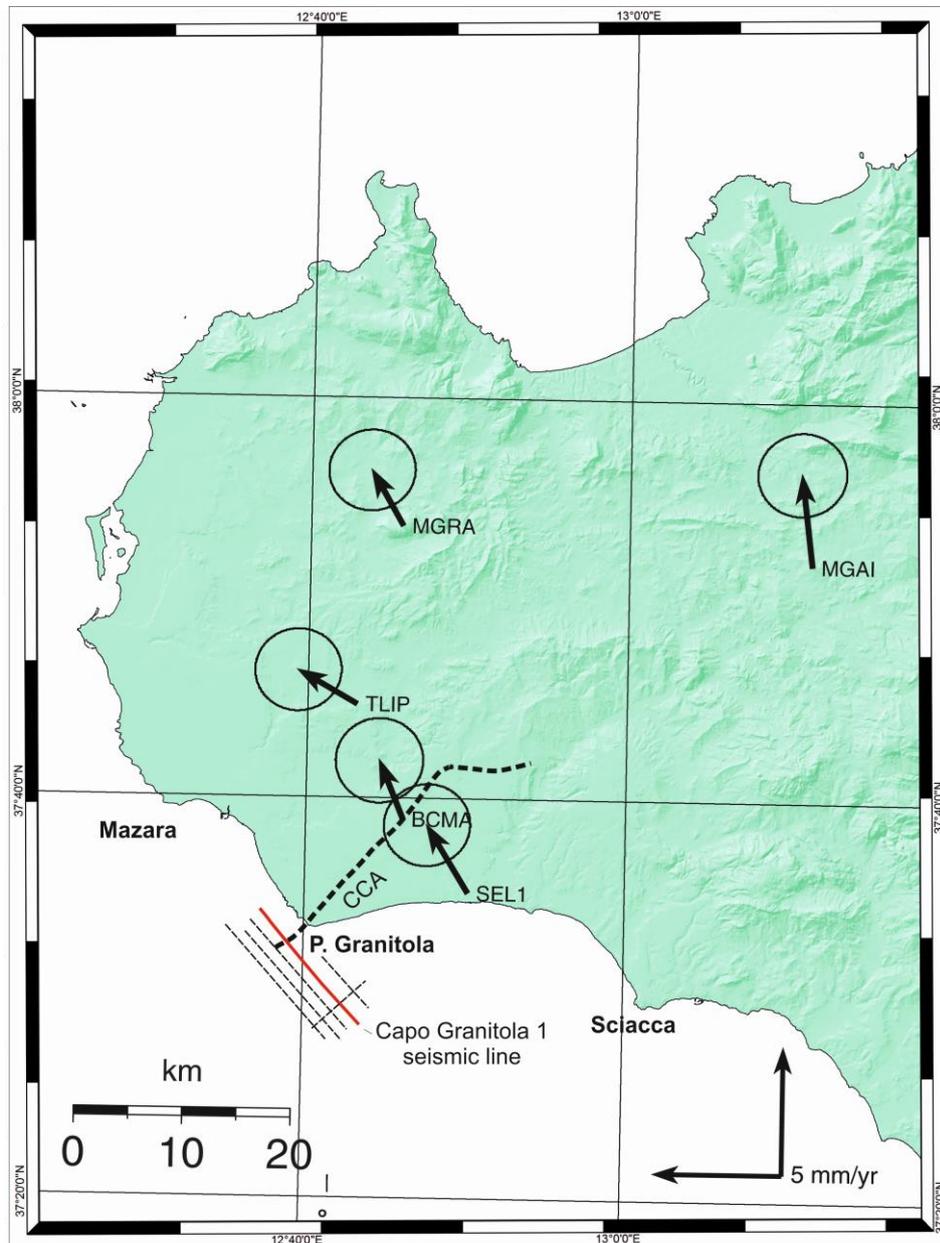


Fig. 4.1 – Mappa con lineamento CCA, vettori GPS e localizzazione dei profili sismici. La linea sismica in rosso (Capo Granitola 1) è quella a cui si fa riferimento nel testo.

La strumentazione utilizzata consta di una sorgente acustica costituita da un alimentatore (*power supply*) monocanale *Sparker* di 1 kJ e un allineamento (*array*) multielettrodo, costituito da due file di elettrodi disposte entro una gabbia metallica, la cui frequenza base è di circa 800 Hz sparata in un intervallo temporale di 1,5 sec. I dati sono stati registrati usando uno *streamer* monocanale con una sezione attiva di 2,8 m contenente sette idrofoni ad alta risoluzione. Il doppio tempo di percorrenza (t.w.t.) è di

0,5 s. e la frequenza di campionamento di 10 kHz (0,1 ms). La posizione è stata controllata da un *Differential Global Positioning System* (DGPS).

È stata acquisita una griglia di 6 profili sismici di cui 5 paralleli alla costa ed uno perpendicolare di raccordo. La penetrazione del segnale è risultata superiore a 500 ms. t.w.t. e la risoluzione verticale è ~1 m in prossimità del fondo marino. Il *processing* delle sezioni in formato *SegY* è avvenuto attraverso il *software* AllWorks Geo-Suite.

4.1.3 Analisi Sismo - stratigrafica

Lungo l'area di studio sono state identificate quattro unità sismiche in base alla loro configurazione interna e alla forma esterna delle stesse. Queste unità sono etichettate dalla più giovane alla più vecchia CM, A, B e C. Caratteristiche sismiche quali ampiezza, continuità di riflessione, forma esterna e frequenza permettono di dedurre i processi deposizionali che operano nell'area di studio (DAMUTH, 1980).

Unità CM

Tale unità presenta delle forme a cumulo e mostra modelli di riflessione interni altamente irregolari e occasionalmente discontinui. Sotto le strutture a cumulo, il segnale sismico è da irregolare a caotico, per lo più discontinuo, con riflessioni da moderate a localmente di grande ampiezza. La variazione dell'ampiezza di riflessione viene interpretata come dovuta alla presenza diffusa di fluidi nei pori (**Fig. 4.2**, box D). Questa *facies* sismica è stata riconosciuta a livello locale nel settore nord-occidentale della zona d'indagine solo al di sopra dell'unità C (a seguire nel testo). Sulla base della forma esterna e della *facies* sismica, tale unità è indicativamente interpretata come rappresentativa di risalita di fluidi e di biocostruzioni e/o accumuli di particolari organismi. Inoltre l'assenza di sedimenti sopra tali accumuli suggerisce che la loro crescita è ancora attiva.

Unità A

Questa unità è stata riconosciuta spostandosi da Punta Granitola verso sud-ovest. Può essere sismicamente suddivisa in due sub-unità denominate A1 e A2.

La sub-unità A1 mostra immersione leggermente verso sudovest, ben definita, a grande ampiezza e con riflessioni lateralmente continue con geometria parallela. La parte superiore è definita dal fondo mare, mentre la superficie di delimitazione inferiore

corrisponde ad una superficie erosiva (ER1 in **Fig. 4.2**, box II). Nella zona vicino a Capo Granitola le riflessioni sono leggermente divergenti e mostrano una geometria clinoforme. La sub-unità A2 è invece caratterizzata da riflessioni discontinue di moderata ampiezza ed è segnata alla base da un evento lateralmente continuo a grande ampiezza e ben definito, che corrisponde ad una superficie erosiva subaerea (ER2 in **Fig. 4.2**, box II).

La ER1 è stata interpretata come una superficie formata durante la risalita del livello del mare a seguito dell'ultima glaciazione (LGM, *Last Glacial Maximum*). Questa considerazione è stata fatta in base alla geometria dei riflettori della sub-unità A1, che rispecchiano una geometria deposizionale subparallela e differente rispetto alla sottostante sub-unità A2. Dalla fig. 4.2 (box II) si nota infatti la geometria di *toplap* di A1 in discordanza su A2.

La superficie erosiva ER2 è stata invece interpretata come una superficie formata durante il stazionamento del livello del mare associato al LGM.

L'intera unità A, sulla base della sua posizione stratigrafica, è stata associata con i depositi del Pleistocene superiore-Olocene, formati durante le fasi trasgressive e l'*high stand* dell'ultima risalita del livello del mare.

Unità B

Tale unità è caratterizzata da una successione ben stratificata, immergente verso sudest, nella porzione prossima alla costa, e caratterizzata da alta frequenza e riflessioni da media a grande ampiezza con buona continuità laterale. La configurazione interna è parallela, nella porzione distale, divergente nella porzione prossimale (**Fig. 4.2**, box II). Questa *facies* sismica può essere correlata ad una successione di sabbie e marne, abbastanza comune nell'area del Mediterraneo nel Pleistocene (PEPE *et alii*, 2003).

Unità C

Quest'ultima unità è sismicamente caratterizzata da ampiezza medio-alta e riflessioni discontinue (**Fig. 4.2**, box III). La parte superiore di tale unità verso nord-ovest corrisponde ad una superficie irregolare coincidente con il fondo mare. Questa *facies* sismica, in base alle caratteristiche che mostra e alla correlazione terra mare, è stata attribuita alle calcareniti del Pleistocene inferiore-medio, largamente diffuse nelle aree *on-shore* tra Mazara del Vallo e Punta Granitola.

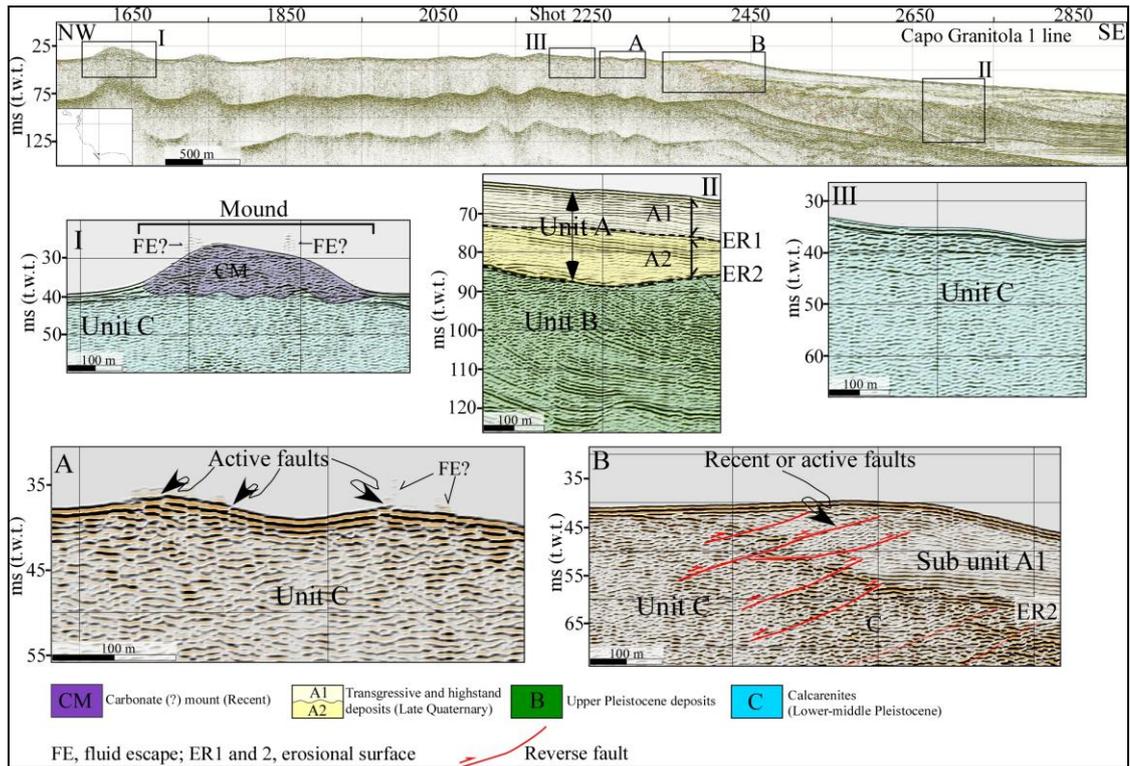


Fig. 4.2 – Profilo sismico lungo la piattaforma continentale tra Mazara del Vallo e Punta Granitola ed interpretazione sismo-stratigrafica delle facies. Le box I, II, III, A e B mostrano dei particolari della linea sismica.

4.1.4. Analisi strutturale

Il profilo sismico “Capo Granitola 1” (**Fig. 4.1**) mostra che le calcareniti del Pleistocene inferiore-medio (unità C) sono largamente diffuse lungo la piattaforma continentale di Punta Granitola, in acque profonde ~25 m (che corrisponde al fondo mare), mentre spostandosi verso sud-est il loro *top* rapidamente si approfondisce e non sono più rilevate, all’interno dei primi 50-70 m al di sotto del fondo mare, dallo *shot* 2650 fino alla fine del profilo (**Fig. 4.2**).

Dallo *shot* ~2350 alla parte sud-est del profilo esse sono ricoperte in discordanza dai depositi del Pleistocene sup.- Olocene. Quest’ultimi sono sottili o assenti spostandosi a NO di Punta Granitola, lungo la piattaforma continentale. Dato che la profondità dell’acqua in tale settore è inferiore a ~30 m, l’assenza di tali depositi suggerisce un sollevamento di quest’area durante il Quaternario.

Ad una scala di maggiore dettaglio, lungo la piattaforma continentale si osservano faglie inverse vergenti principalmente verso NO (**Fig. 4.2, shot 1550-2350**). A partire dallo *shot* ~2350 la vergenza è verso SE (box B in **Fig. 4.2**). In tale settore infatti sono presenti delle faglie inverse sud-est vergenti che tagliano le calcareniti del Pleistocene

inferiore-medio e dislocano il fondo mare (box A in **Fig. 4.2**), confermando la loro recente attività. Verso sudest, tali faglie si propagano dalle calcareniti del Pleistocene inferiore-medio fino ai depositi del Pleistocene superiore-Olocene (box B in **Fig. 4.2**) suggerendo che la dislocazione è avvenuta anche durante le fasi *post* LGM. In tale settore, ciascuna delle faglie inverse generalmente disloca il *top* delle calcareniti con rigetti orizzontali e verticali rispettivamente di 60 e 5 metri.

Come accennato nel paragrafo precedente, anche lungo la piattaforma continentale le calcareniti appaiono deformate e mostrano delle forme bombate verso l'alto. Qui l'espulsione di fluidi, ha consentito lo sviluppo di accumuli di organismi e di biocostruzioni che hanno costituito i cosiddetti "*cold seep*". In sezione, questi ultimi, mostrano una lunghezza che arriva fino a ~ 450 m e un'altezza di ~9 m (box I in **Fig. 4.2**), e appaiono disposti in gruppi orientati N45°E, come emerso dall'analisi della griglia sismica. Questo orientamento è simile al prolungamento *offshore* sud-occidentale del CCA, suggerendo così una stretta relazione tra l'espulsione dei fluidi, le comunità di organismi e le faglie attive.

CAPITOLO 5

DISCUSSIONE

Le analisi morfometriche, di terreno, dei dati geodetici (interferometrici e GPS), e di geofisica marina, hanno permesso di documentare evidenze di contrazione attiva in Sicilia sud-occidentale un settore colpito da forti terremoti storici (antichi terremoti di Selinunte) e recenti (terremoto del Belice del 1968).

In particolare, come documentato dai dati morfologici e dalle mesostrutture osservate e misurate sul terreno, la struttura meglio caratterizzata in questa tesi, è quella associata al lineamento CCA, rappresentata, da una antifornte (d'ora in avanti antifornte CCA). Tale antifornte sembra essere parte di un sistema deformativo a scala crostale più lungo, qui denominato Sistema a *Thrust* Granitola-Castelvetrano (GCTS), che si estende da Punta Granitola, sulla costa, a Castelvetrano.

L'integrazione dei dati di terreno con quelli di geodesia spaziale e *off-shore* ha permesso la ricostruzione di un modello deformativo di struttura attiva per il GCTS che prevede una *thrust related fold*, secondo il quale il piegamento della parte più superficiale della crosta si genererebbe in risposta allo *slip* su di un *thrust* cieco posto al di sotto. Tale interpretazione ben si accorda con lo stile strutturale della Sicilia occidentale, che vede sistemi di pieghe quaternarie sud-est vergenti generati in risposta ad un movimento su un *thrust* cieco posto in profondità (MONACO *et alii*, 1996; LAVECCHIA *et alii*, 2007).

Il ritrovamento di manufatti antichi e moderni deformati rappresenta un forte vincolo sulla recente attività della struttura, almeno nel settore CCA. I nuovi profili sismici *off-shore* mostrano inoltre che l'attività di *thrusting* recente, continua verso sud-ovest nel Canale di Sicilia, lungo un sistema orientato NE-SO, e corrispondente alla parte settentrionale dell'*Adventure Thrust Front* (ATF) messo in luce sui profili ministeriali a bassa risoluzione ma alta penetrazione (ARGNANI *et alii*, 1990). Nei profili ad alta risoluzione, effettuati in parallelo a questa tesi ed elaborati per ora in maniera preliminare, sistemi di faglie inverse e *thrust* SE vergenti dislocano le calcareniti del Pleistocene inferiore-medio arrivando fino al fondo mare e confermando così la loro recente attività.

Inoltre, i risultati dell'analisi morfometrica, la vicinanza con l'area epicentrale del terremoto del 1968, assieme al rinvenimento di evidenze di scorrimenti recenti a est di Castelvetrano (seppur di probabile natura asismica), lascia supporre che la prosecuzione

del sistema di deformazione attiva avviene verso ENE in direzione di Partanna, e quindi al di sotto della Valle del Belice almeno fino al Lago Garcia. Questo sistema a diversa orientazione viene qui denominato *Castelvetrano-Garcia Thrust System* (CGTS).

Ciò pone quindi la questione se la struttura sottesa all'antiforme CCA, meglio caratterizzata in questo lavoro, sia parte di una più grande e sconosciuta struttura tettonica, complessa e possibilmente sismogenica, che interessa questo settore della Sicilia sud-occidentale (qui denominata *Sud-Ovest Sicilia Thrust*, SOST) e che comprende, in uno schema semplificato, due sistemi a orientazione SSO-NNE (GCTS) e OSO-ENE (CGTS).

In tale ipotesi, l'elaborazione dei dati presentata in questo capitolo rappresenta un tentativo di caratterizzazione cinematica e geometrica del SOST. In un primo momento, concentreremo l'analisi sul GCTS, al fine di parametrizzarlo e darne un'interpretazione in accordo con lo stile strutturale regionale. Successivamente cercheremo di fornire alcune indicazioni sulle caratteristiche geometriche e cinematiche generali del SOST. In quest'ottica, i vari parametri, ognuno dei quali è stato ottenuto dai diversi *set* di dati forniti dalle analisi multidisciplinari, possono costituire informazioni utili per definire in maniera verosimile la struttura profonda associata all'antiforme alto-crosta ricostruita con i dati morfometrici e geodetici.

Questa parametrizzazione rappresenta un primo contributo finalizzato a colmare un'importante lacuna nei *database* ufficiali e in particolare può essere un valido supporto per l'integrazione del DISS, cioè il database delle sorgenti sismogenetiche individuali INGV, ma anche di *database* di altri enti nazionali e locali. La disastrosa sequenza del Belice, ad esempio, è imputata nel DISS a una struttura orientata circa est-ovest ed immergente di 55° verso nord, facente parte però di una fascia composta di sorgenti individuali che si estendono in direzione ovest-sudovest verso Marsala (**Fig. 5.1**).

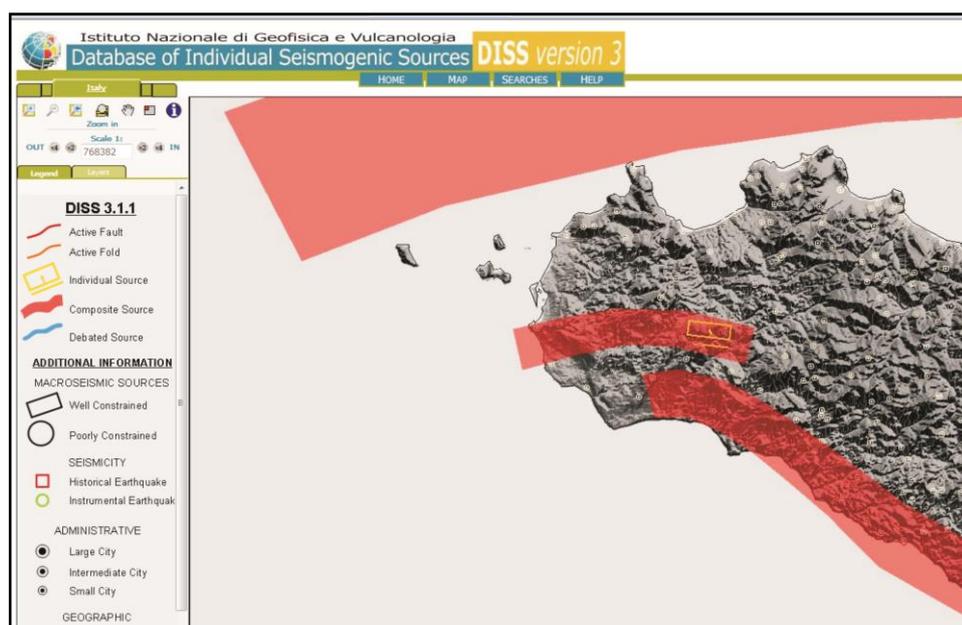


Fig. 5.1 - DISS. Rappresentazione grafica delle sorgenti sismogenetiche individuali (box in giallo). In rosso fasce composite di sorgenti individuali.

Anche nella zona costiera meridionale, da Sciacca fino agli Iblei, è rappresentata nel DISS una fascia composta di sorgenti sismogenetiche. Secondo diversi Autori, questa potrebbe rappresentare la porzione più esterna del sistema a *thrust* profondo siciliano (ARGNANI *et alii*, 1987; CATALANO *et alii*, 2004), ritenuto da alcuni ancora attivo (MONACO *et alii*, 1996; MORELLI E PONDRELLI, 1998; JENNY *et alii*, 2006; LAVECCHIA *et alii*, 2007; VISINI *et alii*, 2009) e la sorgente sismogenetica regionale responsabile della sismicità della Sicilia centro-meridionale (LAVECCHIA *et alii*, 2007). D'altro canto, il modello del DISS non comprende nessuna sorgente per la struttura da noi individuata come GCTS; al contrario, la sorgente DISS del Belice ovviamente cade nella stessa area del CGTS.

Ricordiamo qui che nel database del DISS per ogni struttura sono riportati i vari parametri di sorgente, quali lunghezza, *strike*, *dip*, *rake*, *slip*, etc., come illustrato nella schermata seguente per la sorgente del Belice (**Fig. 5.2**):

GENERAL INFORMATION			
DISS-ID	ITIS014	Name	Belice
Compiled By	D'Addezio, G., and G. Valensise	Latest Update	31-Oct-2001
Display map ...			
PARAMETRIC INFORMATION			
Location [Lat/Lon]	37.79 / 12.96	LD	Primarily based on the location of the associated earthquake.
Length [km]	11.0	ER	Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Width [km]	6.5	ER	Calculated using the relationships from Wells and Coppersmith (1994).
Min depth [km]	3.0	EJ	Inferred from regional geological data.
Max depth [km]	8.3	EJ	Inferred from regional geological data.
Strike [deg]	277	LD	Based on the focal mechanism from Morelli and Pondrelli (1998).
Dip [deg]	55	LD	Based on the focal mechanism from Morelli and Pondrelli (1998).
Rake [deg]	127	LD	Based on the focal mechanism from Morelli and Pondrelli (1998).
Slip [m]	0.14	AR	Calculated from seismic moment.
Slip rate [mm/y] min...max	0.1...0.5	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Recurrence [y] min...max	280...1400	EJ	Inferred from slip rate and average displacement.
Magnitude [Mw]	5.6	LD	Based on seismological data from Morelli and Pondrelli (1998).
<small>LD=LITERATURE DATA; OD=ORIGINAL DATA; ER=EMPIRICAL RELATIONSHIP; AR=ANALYTICAL RELATIONSHIP; EJ=EXPERT JUDGEMENT;</small>			
INFORMATION ABOUT THE ASSOCIATED EARTHQUAKES			
Latest Earthquake	15 Jan 1968	CPTI04.	
Penultimate Earthquake	Unknown	See "Commentary" for information.	

Fig. 5.2 – Schermata rappresentativa dei parametri della struttura del Belice.

Pertanto, nel seguito adotteremo un approccio simile al fine di proporre parte dei parametri (Tab. 5.1), derivanti dalle ricerche compiute per questa tesi, utili a vincolare le strutture attive da noi proposte e fornire ulteriori indicazioni per il miglioramento di quelle già presenti in letteratura. La discussione che segue fa dunque riferimento alla Tabella sinottica 5.1.

Segmento	Lunghezza (km)		Lunghezza cumulativa (km)	Direzione		Valore medio	Inclinazione	cinematica faglia cieca	Trend Asse P	Trend risultante vettori GPS ^{e1}	Tasso di deform. orizzontale (mm/a) ^{e2}	Tasso di deform. verticale (mm/a) ^f	Profondità minima tip (km)	Meq*				
	SAR	Morfo		SAR	Morfo									Rigetto ^h	Lunghezza ⁱ	Lunghezza cumulativa		
Granitola-Castelvetrano thrust system (GCTS)																		
Straglio-Punta Granitola (SPG)	~5,7	6,5 (lunghezza minima)	18,1 ^{a1}	N36°E	N38°E	N35°E ^{a1}	-	thrust obliquo-dx	N115°E ^{c1}	N287°E	-	-	0.5 ^{g1}	-	6 (valore minimo)	6.5		
Straglio Relay zone (SRZ)		2		N39°E	N87°- 90°		-	-	-		-	-	-	-	-		-	-
Castelvetrano-Campobello Mazara (CCA)	~13,7	11,6		N28°E	N32°E		65 ^{ob1}	thrust	N110°E ^{c2}		0.63	2	0.5 ^{g2}	5.9	6.3			
Castelvetrano-Garcia thrust system (CGTS)																		
Castelvetrano-Partanna (CP)	~5,6	~15 (solo 6,5 quella riconoscibile)	25 ^{a2}	N102°E	N85°E	N88°E	-	thrust obliquo-dx	-	-	-	-	-	-	6.4 (valore massimo)	6.7		
Partanna-Gibellina (PG)	~10			N40°E e N331°E	-		55 ^{ob2}	thrust	N157°E ^d	-	-	-	-	-	5.9 (valore minimo)			
M. Porcello Relay zone (MPRZ)	-			-	-		-	-	incerta	-	-	-	0	-	-			
Gibellina-Lago Garcia (GLG)	~10			-	-		55 ^{ob2}	thrust	N157°E ^d	-	-	-	1 ^{g3}	-	6.2			

Note

- ^{a1} Non considera la Straglio *relay zone* ^{a2} Non considera la M.Porcello *relay zone*
- ^{b1} in base ai dati SAR assumendo una LOS coincidente col *dip* ^{b2} basato su meccanismo focale di Morelli e Pondrelli
- ^{c1} da dati di cinematica delle faglie ^{c2} da dati di fratture tensili
- ^d dai dati sismologici
- ^{e1} non considera l'errore associato ai vettori ^{e2} da dati GPS
- ^f da dati SAR
- ^{g1} profili sismici SPK ^{g2} Modeling scarpata ^{g3} minima profondità ipocentrale Belice
- ^h in base alla lunghezza delle strie sul CTF (4 cm)
- ⁱ in base alla lunghezza del lineamento morfologico e SAR. Non considera l'*offshore* per SPG * calcolata in base alle relazioni empiriche di Wells e Coppersmith (1994)

Tab. 5.1 – Principali parametri dei segmenti analizzati.

5.1 PARAMETRIZZAZIONE DELLA STRUTTURA GRANITOLA-CASTELVETRANO THRUST SYSTEM (GCTS)

5.1.1 Direzione e Lunghezza

La geometria di partenza della struttura nel settore CCA è stata desunta dai dati geodetici di tipo StaMPS e morfometrici, presentati nei capitoli precedenti.

Nello specifico l'analisi geodetica ha messo in evidenza un lineamento continuo da Castelvetro fino alla zona di Straglio, lungo 13,7 km ed orientato N28°E ed una zona di debole deformazione che sembra essere la prosecuzione verso sud-ovest di tale lineamento (Fig. 5.2). Tale zona, anche se molto poco accentuata rispetto a quella del CCA, è approssimabile a un lineamento con una lunghezza di 5,7 km ed orientazione N36°E che raggiunge la costa meridionale dell'isola ad est di Torretta Granitola.

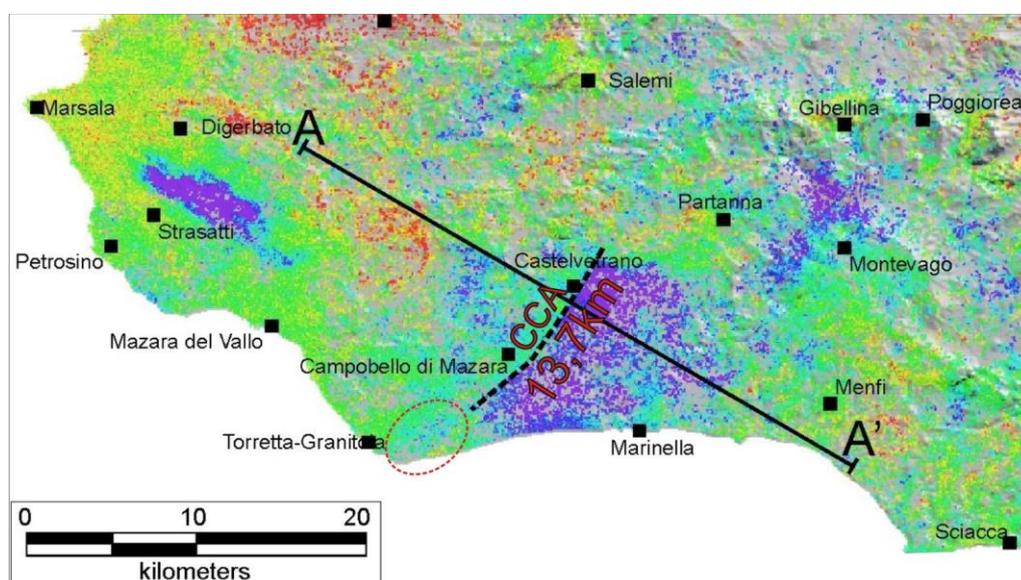


Fig. 5.2– Lineamento geodetico CCA orientato N38°E e lungo circa 14 km. L'ellisse in rosso individua una zona di debole deformazione, lungo la prosecuzione verso sud-ovest del lineamento.

L'analisi morfologica, sia in pianta che attraverso la verifica delle differenze delle scarpate presenti lungo il GCTS, ha invece messo meglio in evidenza la geometria della struttura e la sua caratteristica di essere segmentata, con differente espressione morfologica e orientazione dei segmenti (Fig. 5.3).

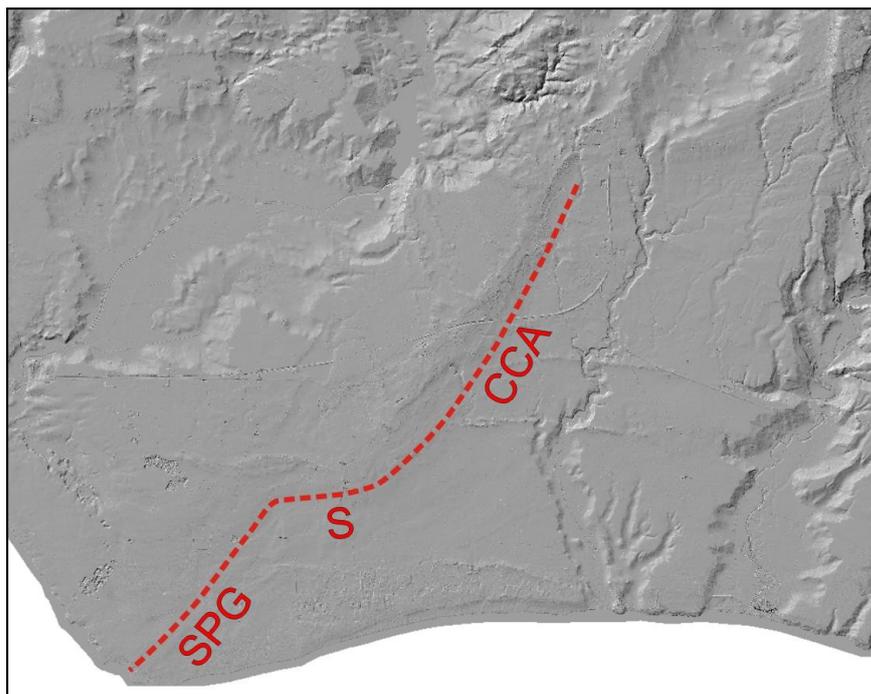


Fig. 5.3 – I tre segmenti superficiali del GCTS riscontrati con l'analisi morfometrica.

Le differenze fra i due *set* di dati, SAR e morfologici, sono relative più che altro al fatto che i dati interferometrici permettono di visualizzare bene solo il segmento CCA, includendo anche la zona di Straglio. Nei dati morfologici, il CCA mostra invece un'estensione di poco inferiore, circa 11,6 km, da Castelvetro a Campobello di Mazara, ed una direzione N32°E. Il segmento CCA è distinto da quello presente nella zona di Straglio, cosa che nei dati SAR non è immediatamente visibile.

A sud del settore di Straglio, il segmento SPG presenta una lunghezza di 6,5 km nel dato morfologico e analoga orientazione rispetto al segmento CCA.

Per visualizzare e caratterizzare meglio il *pattern* di segmentazione, sono stati quindi utilizzati i profili topografici seriali al fine di ricostruire l'andamento e la variabilità laterale nell'ampiezza ed estensione delle pieghe che si ipotizza siano associate ai *thrust* ciechi. L'andamento della variazione in altezza della scarpata, riscontrata sul fianco SE della antiforche che accompagna il CCA, se assunta come rappresentativa del fianco della piega, fornisce infatti una rappresentazione grafica e morfometrica della lunghezza della struttura. Analogamente si può assumere per il segmento SPG. Nel caso non fossero presenti segmenti, al contrario, la variazione in ampiezza della scarpata dovrebbe risultare più omogenea tra la linea di costa e Castelvetro. Tale ragionamento vale anche se la scarpata fosse composta, cioè in parte fianco di piega e in parte scarpata di linea di faglia. Tuttavia, la copertura vegetale e l'erosione cui il settore è

stato sottoposto non permettono di caratterizzare in maniera esatta il *forelimb* della struttura, né di determinare se la parte basale della scarpata corrisponda in parte ad una linea di faglia. Per semplicità di discussione nel seguito ci riferiamo al fianco di una piega.

Il grafico bidimensionale è stato costruito riportando in ordinata l'altezza massima della scarpata riferita alla sua base e in ascissa la distanza tra i profili topografici eseguiti perpendicolarmente alla scarpata. Il profilo longitudinale che si ottiene (**Fig. 5.4**) mostra, per il lineamento CCA, come l'altezza della scarpata cresca gradualmente da NE verso SO, raggiungendo il valore massimo di 58 metri in corrispondenza dell'area archeologica di Castelvetrano. Da qui in poi l'altezza diminuisce in modo repentino raggiungendo il minimo in corrispondenza della zona di Straglio (S in **Fig. 5.3**).

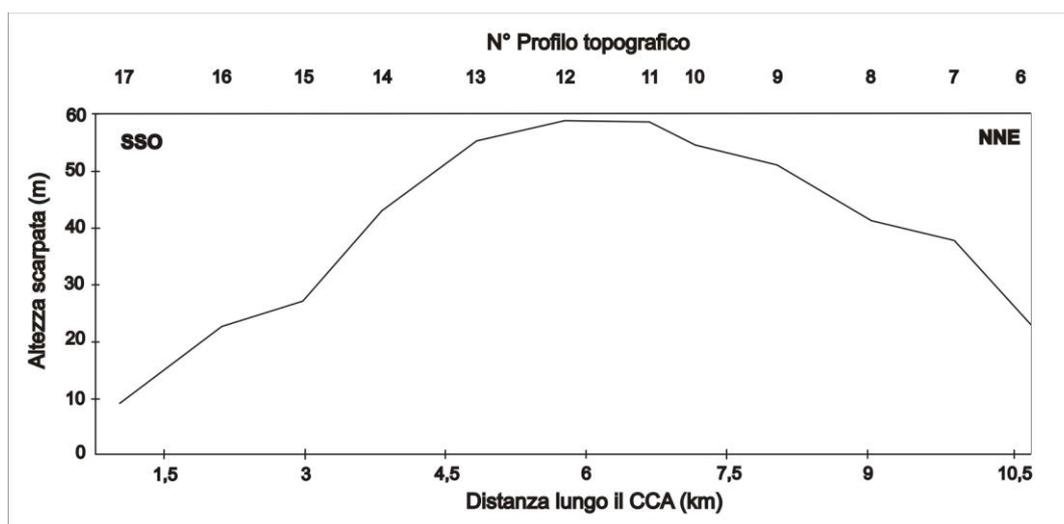


Fig. 5.4 – Profilo longitudinale alla scarpata del lineamento morfologico CCA, che mostra chiaramente la variazione laterale in altezza della stessa.

Verso sud-ovest il grafico longitudinale mostra nuovamente delle modeste forme lobate che accompagnano il segmento SPG (**Fig. 5.5**). Tale segmento, di lunghezza minore, mostra l'occorrenza di due pieghe, tutte a minore ampiezza rispetto all'antiforme CCA, due delle quali a scarpate sovrapposte.

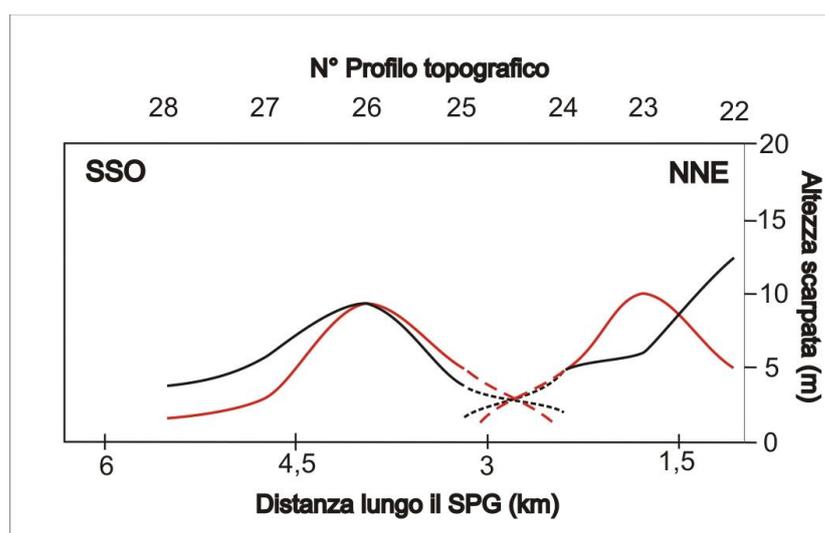


Fig. 5.5 - Profilo longitudinale al lineamento morfologico SPG, che mostra lo sviluppo di due pieghe (in rosso e nero) a scarpate sovrapposte.

Dunque il profilo longitudinale mostra, sia per il settore CCA che per quello SPG una forma a campana simmetrica che è tipica di strutture cresciute in maniera “caratteristica” (SCHWARZ & COPPERSMITH, 1984), cioè con il massimo rigetto sempre nella parte centrale della struttura e che diminuisce gradualmente verso i fianchi. Ciò suggerisce l’esistenza al di sotto della piega di segmenti di faglia discreti a movimento “caratteristico”. Su tale base, la variazione laterale in ampiezza della piega permette di valutare la variazione longitudinale della deformazione accomodata sui singoli segmenti di faglia e di individuare la posizione dei limiti di ciascun segmento.

Nel complesso quindi lungo tutto il GCTS si ha la nucleazione di una piega maggiore in corrispondenza di CCA con lunghezza di circa 12 km che si estende tra Castelvetrano e Straglio; due distinte pieghe a minore ampiezza e lunghezza d’onda caratterizzano invece il segmento SPG, lungo almeno 6,5 km. L’interpretazione dei profili sismici SPK paralleli alla costa ha mostrato una prosecuzione del sistema anche in *offshore* per almeno 6 miglia, dove è accompagnato da strutture plicative.

L’ipotesi dell’esistenza di due segmenti di faglia, al di sotto della dorsale, è suggerita anche dal fatto che lungo la zona di Straglio non si riconoscono caratteri morfologici imputabili a strutture tettoniche. In base a questa osservazione, la zona di Straglio viene interpretata come una *relay zone*, orientata circa E-O e lunga 2 km.

In sintesi, la geometria complessiva del GCTS sarebbe quindi quella di due segmenti di faglia ciechi, CCA e SPG, connessi da una zona di transizione (S) che funge da accomodamento fra i due. Il modello crostale plausibile per giustificare tale segmentazione prevede che il *thrust* cieco in profondità possa segmentarsi in strutture

superficiali minori determinando una differente ripartizione a livello crostale più superficiale della deformazione.

5.1.2 Cinematica

Informazioni su questo parametro ci vengono fornite dalle misure meso-strutturali eseguite in corrispondenza dei resti archeologici, che hanno messo chiaramente in evidenza un campo di deformazione compressivo. Vari indicatori ci forniscono evidenze della orientazione degli assi principali di deformazione relativi alla struttura maggiore. Le faglie inverse e le fratture estensionali riscontrate sulla cresta morfologica benché non precisamente coassiali, sono interpretabili come dovute a un unico campo deformativo. Le faglie inverse presentano strie e scanalature lungo i piani che testimoniano che la deformazione è di tipo co-sismico.

L'asse di compressione derivato dall'analisi varia tra N110°E (inversione dei dati cinematici di faglia) e N170°E (normale alle fratture trasversali). L'ultima stima è compatibile con gli assi P del terremoto del Belice del 1968 e quello di Marsala del 1981 (assi P orientati NNO-SSE). In ogni caso, data la scarsità di misure relative alle fratture e la maggior incertezza inerente a questo tipo di dato, riteniamo che il valore più verosimile per la cinematica della struttura GCTS sia il dato derivante dall'inversione delle lineazioni di scorrimento sulle faglie, cioè N110°E. Tale scelta è in accordo con i dati GPS (**Fig. 5.6**), che mostrano il massimo accumulo di *strain* in una direzione media (senza considerare l'errore associato alla misura) di N287°E. Ulteriori dati di cinematica delle mesostrutture lungo il sistema potrebbero comunque vincolare maggiormente la distribuzione del campo di *stress*.

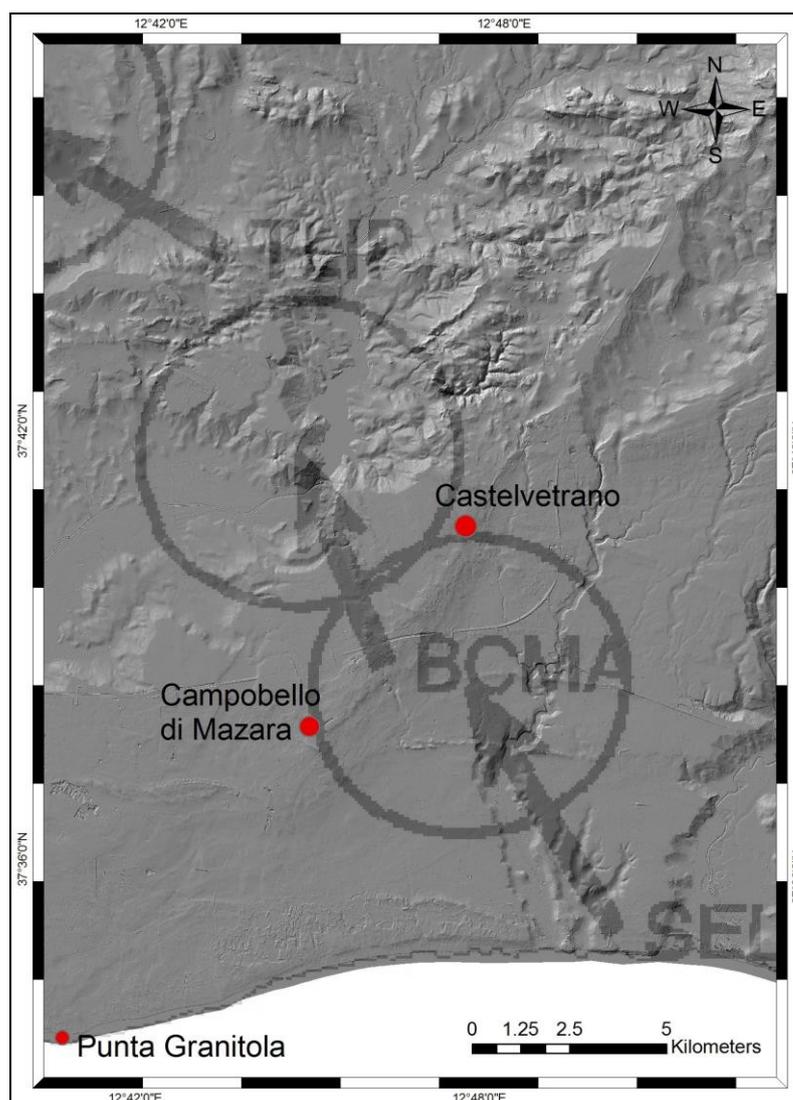


Fig. 5.6 – Vettori velocità GPS a cavallo del CCA.

5.1.3 Tassi di deformazione

La componente orizzontale della deformazione deriva dalle velocità differenziali fornite dalle misure GPS. I dati indicano un raccorciamento geodetico medio (senza considerare l'errore associato) evidenziato dai vettori velocità BCMA e SEL1 (**Fig. 5.6**) di 0,63 mm/a lungo la direzione N287°E. Tale direzione è la risultante dei vettori velocità BCMA e SEL1 e forma un angolo di 105° con il lineamento CCA, perfettamente compatibile con i dati strutturali. Ipotizzando che il raccorciamento sia interamente assorbito dal CCA e considerando la direzione N287°E come quella di massimo accumulo di *strain* si stima che circa il 90 % del raccorciamento geodetico è assorbito per compressione pura e il restante 10% da una componente di trascorrenza sinistra.

Per quanto riguarda la componente verticale essa è stata misurata utilizzando i dati SAR tramite scomposizione vettoriale. Il gradiente di velocità del suolo varia bruscamente di circa 2 mm/a (**Fig. 5.7**) in corrispondenza del lineamento CCA, sebbene non sia stato considerato l'errore associato all'analisi StaMPS.

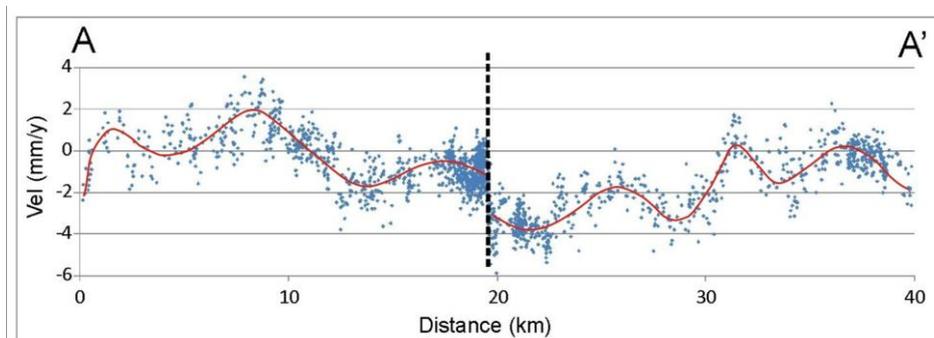


Fig. 5.7 – Profilo StaMPS mostrante il brusco gradiente di velocità, circa 2 mm/a, in corrispondenza del CCA. In rosso il *bestfit* dei PS tracciato su base grafica.

Ricordando che la misura è relativa alla componente di deformazione del vettore reale spostamento lungo la LOS e non sulla verticale, con angolo di 23° , in accordo con la scomposizione vettoriale, la componente verticale della velocità è stimata in 1,96 mm/a. Semplici calcoli trigonometrici permettono inoltre di stimare, una deformazione orizzontale di c. 0.83 mm/a, assumendo un *dip* della struttura simile all'angolo della LOS (c. 65°). Quest'ultimo valore è equiparabile a quello della componente orizzontale stimata con i dati GPS (0,63 mm/a).

Nonostante le incertezze nelle misure ciò che appare importante è la coincidenza nella localizzazione della zona di deformazione, fornita dai dati StaMPS e GPS (**Fig. 5.8**).

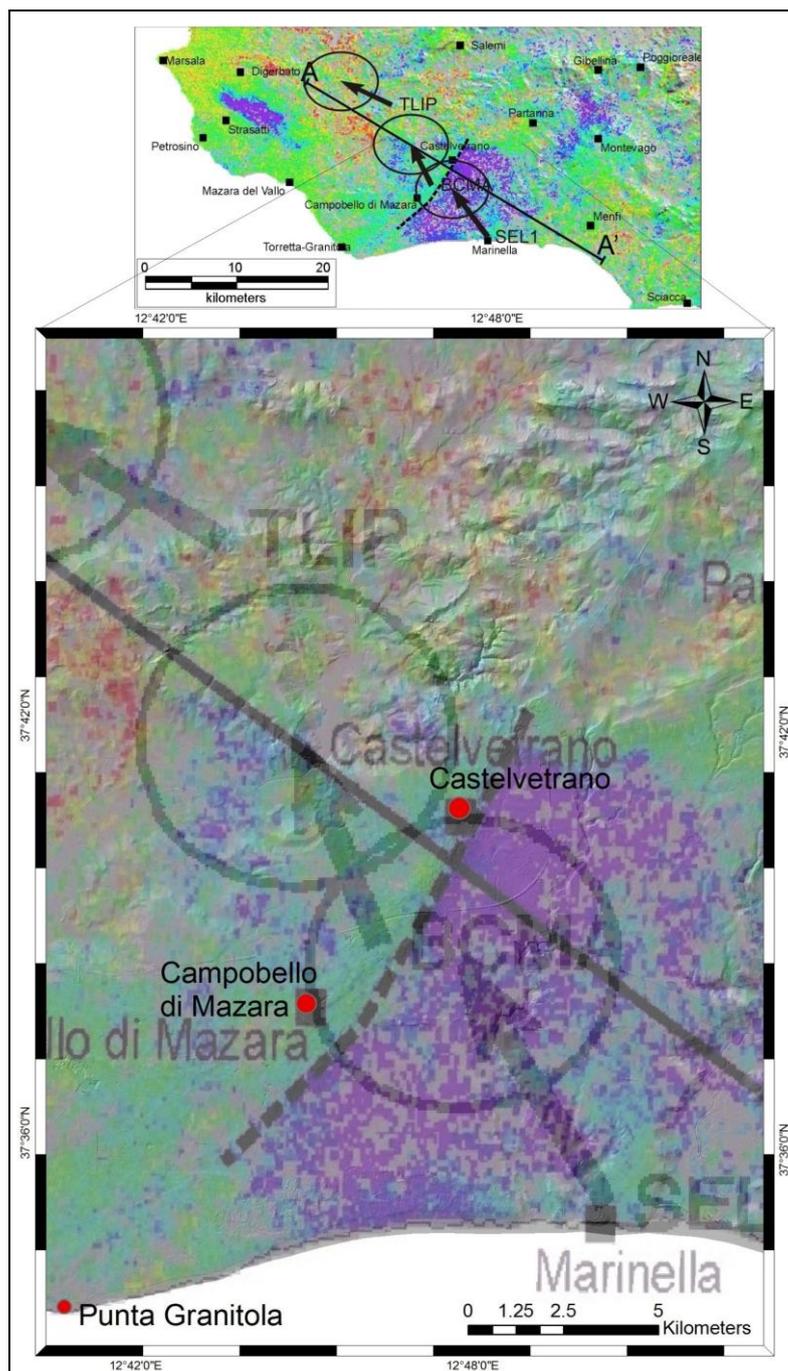


Fig. 5.8 – Dati StaMPS e GPS individuano la stessa zona di deformazione. Fra le stazioni SEL1 e BCMA, poste a cavallo dell'allineamento CCA, i vettori GPS evidenziano un raccorciamento geodetico di 0,63 mm/a.

5.1.4 Magnitudo equivalente

Per stimare tale parametro ci siamo avvalsi di due differenti formulazioni che, sulla base delle relazioni empiriche di Wells e Coppersmith (1994), permettono di stimare la Magnitudo Momento equivalente.

Usando come input la lunghezza delle strie rilevate sul “*thrust* della carraia”, la relazione per faglie inverse $M=6.52 + 0.44 * \log (MD)$, dove MD è il *maximum displacement*, ha permesso di stimare la magnitudo necessaria a produrre una tale dislocazione nell’ipotesi verosimile (le strie sono continue) che si sia trattato di un unico evento co-sismico. La lunghezza delle strie, di c. 4 cm, secondo la relazione momento magnitudo-massima dislocazione, sarebbe compatibile con un terremoto di magnitudo circa 5.9 (Fig. 5.9).

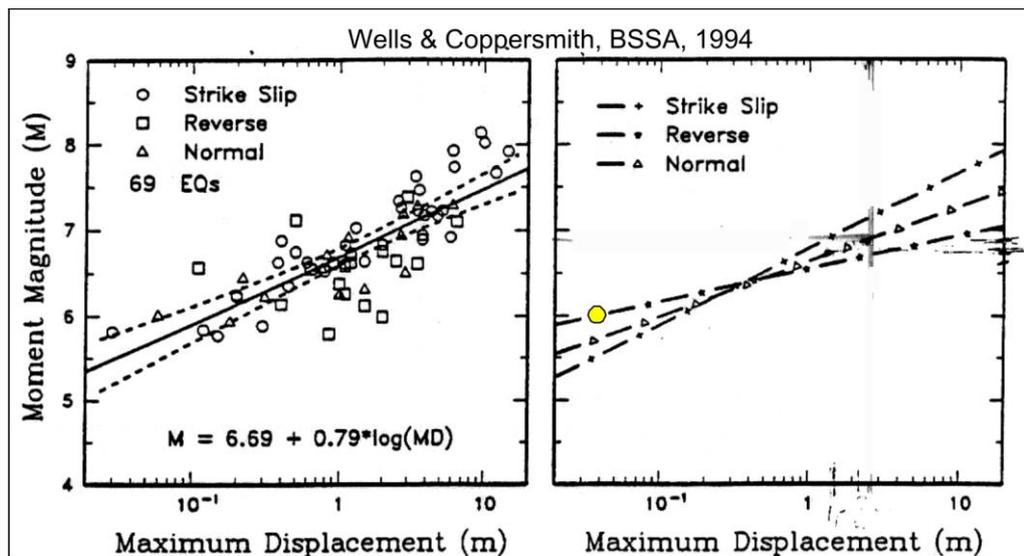


Fig. 5.9 – Diagrammi di correlazione momento magnitudo-dislocazione per i diversi tipi di faglia. Il cerchio giallo individua il valore di magnitudo corrispondente alla dislocazione osservata (4 cm), per eventi originatisi su faglie di tipo inverso.

Analogamente considerando la lunghezza (morfologica) del CCA come la possibile lunghezza della faglia, è stata stimata la magnitudo tramite la relazione $M=5.00 + 1.22 * \log (SRL)$, dove SRL è la lunghezza della superficie di rottura. Il valore di M_{eq} ottenuto è pari a 6.3 (Fig. 5.10); comunque compatibile con le dislocazioni osservate.

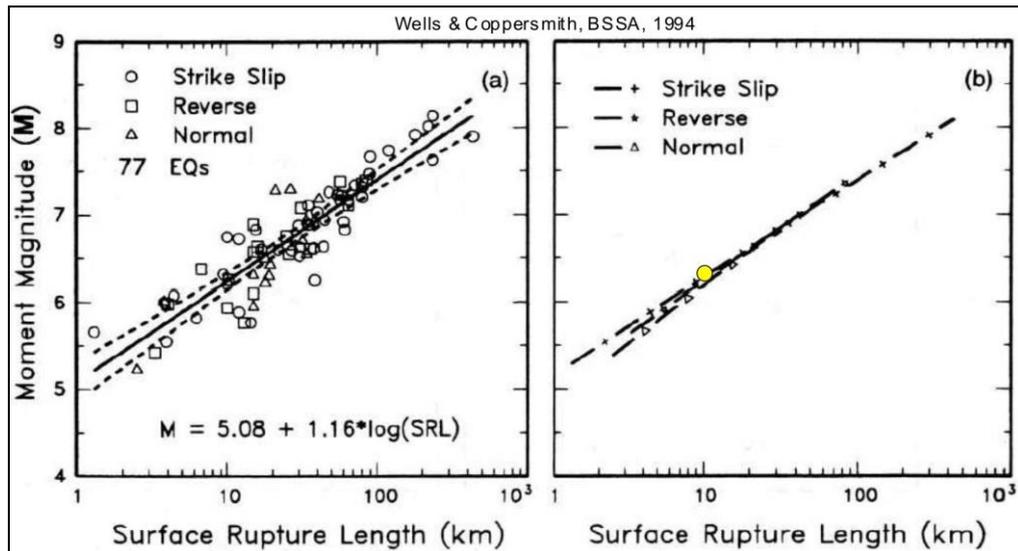


Fig. 5.10 - Diagrammi di correlazione momento magnitudo-lunghezza superficie di rottura per i diversi tipi di faglia. Il cerchio giallo individua il valore di magnitudo corrispondente alla lunghezza del segmento CCA (11,6 km), interpretata come la possibile lunghezza di una faglia di tipo inverso.

Per SPG non avendo evidenze di dislocazioni, almeno per quanto riguarda il dato a terra, si può solo stimare la minima M_{eq} considerando la lunghezza morfologica del segmento. Applicando la relazione come sopra e considerando la lunghezza della superficie di rottura di 6,5 km, il valore di M_{eq} ottenuto è pari a 6 (Fig. 5.11).

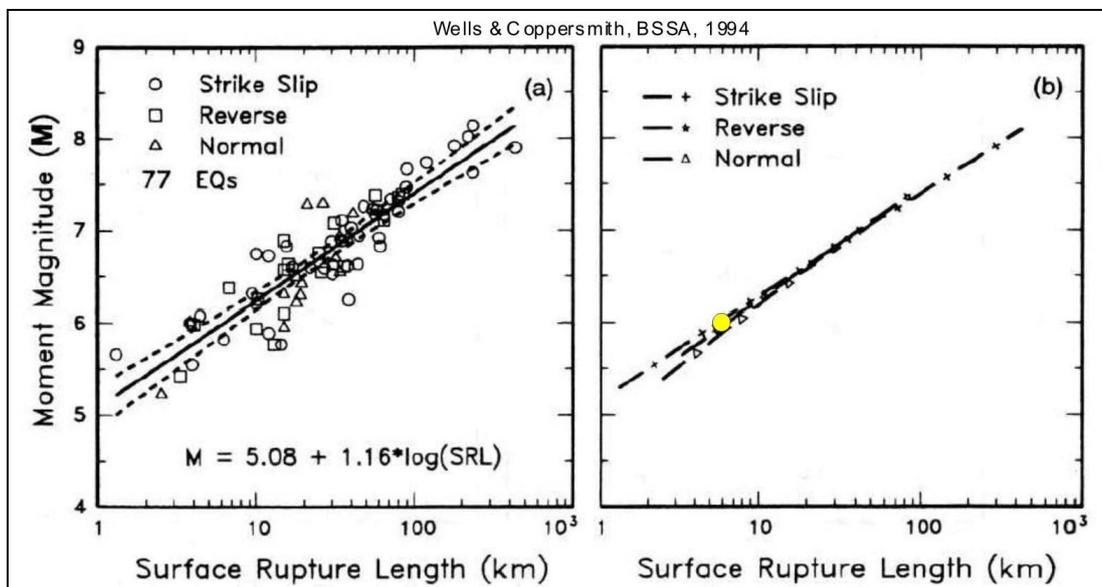


Fig. 5.11 - Diagrammi di correlazione momento magnitudo-lunghezza superficie di rottura per i diversi tipi di faglia. Il cerchio giallo individua il valore di M_{eq} ottenuto per SPG considerando una lunghezza di 6,5 km, interpretata come la possibile lunghezza di una faglia di tipo inverso.

5.2 PARAMETRIZZAZIONE DELLA STRUTTURA CASTELVETRANO-GARCIA THRUST SYSTEM (CGTS)

5.2.1 Direzione e Lunghezza

La caratterizzazione del CGTS è avvenuta sia sulla base dei dati SAR che morfologici.

Da un lato, i dati StaMPS mettono in evidenza due zone di anomalia con un gradiente delle velocità del suolo che suggerisce deformazione attiva. Nello specifico i dati mostrano un piccolo lineamento poco a nord del paese di Castelvetro che prosegue verso est in direzione di Partanna. Tale lineamento ha direzione media N102°E e si estende per una lunghezza di circa 5,6 km dall'estremità nordest del CCA fino in prossimità dell'asta principale del fiume Modione (**Fig. 5.12**).

L'altra anomalia nei dati SAR, di poco a nordest, delinea un segmento che separa settori a differente velocità e mostra una forma marcatamente arcuata estendendosi per circa 10 km dai settori a sud dell'abitato di Partanna fino ai ruderi di Gibellina (lineamento Partanna-Gibellina, PG; **Fig. 5.12**). In dettaglio, l'anomalia si sviluppa in senso SO-NE nell'area di fondo valle del fiume Belice, mentre nei pressi di Montevago cambia direzione in NNO-SSE interessando il fianco nord-ovest della sinclinale del Belice (MONACO *et alii*, 1996). In generale, questa anomalia si sviluppa su una morfologia complessa e non ha riscontro sul terreno con particolari allineamenti morfologici. In ogni caso, essa si sviluppa in corrispondenza della struttura sinclinalica del Belice (MONACO *et alii*, 1996), ad asse orientato ENE-OSO, e dunque molto prossima all'area epicentrale del terremoto del '68. Per tale motivo non è da escludere che essa possa essere l'espressione deformativa recente della struttura crostale responsabile dell'evento del 1968.

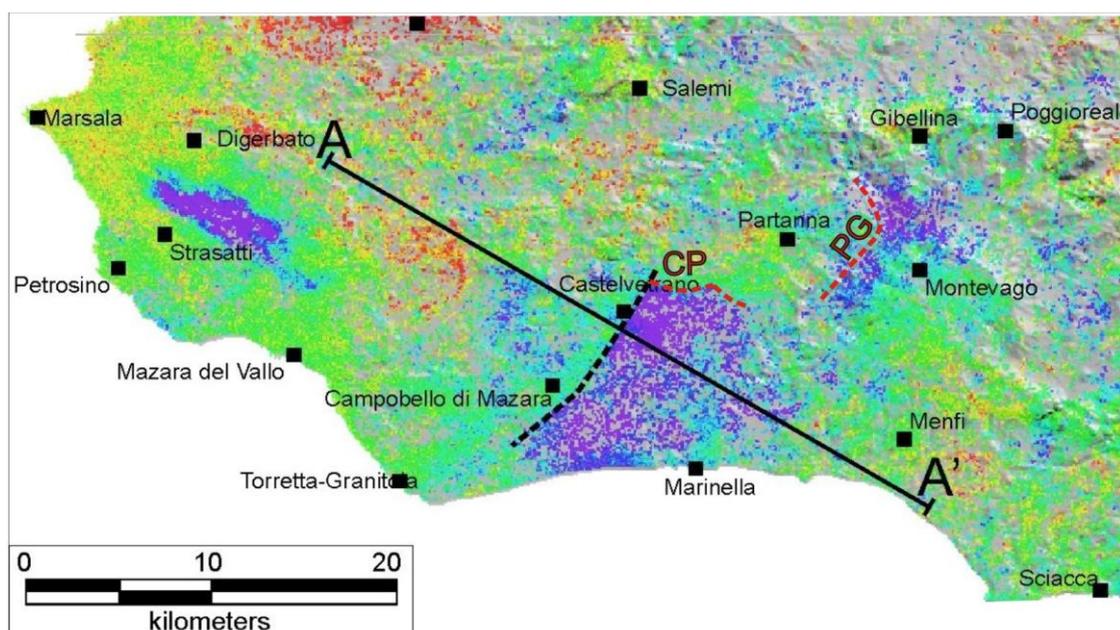


Fig. 5.12 – Lineamenti geodetici del CGTS: CP (Castelvetro-Partanna), lungo c. 5,6 km, è orientato N102°E, PG (Partanna-Gibellina), lungo c. 10km, mostra una forma marcatamente arcuata.

L'analisi geomorfologica eseguita sul segmento CP mostra l'esistenza di blande culminazioni topografiche (vedi profili Cap. 3, par. 3.2, **Fig. 3.6**) che si estendono complessivamente per una lunghezza di c. 6,5 km in direzione N85°E. Tale orientazione morfologica appare non congruente con quella derivata dai dati SAR che risulta invece di N102°E. Questo segmento è interpretato come parte del sistema CGTS e prosegue probabilmente anche al di sotto della Valle del Belice (comprendendo probabilmente parte del segmento geodetico PG) per una lunghezza totale di quasi 15 km, nonostante solo la sua terminazione occidentale mostri una espressione morfologica netta (**Fig. 5.13**).

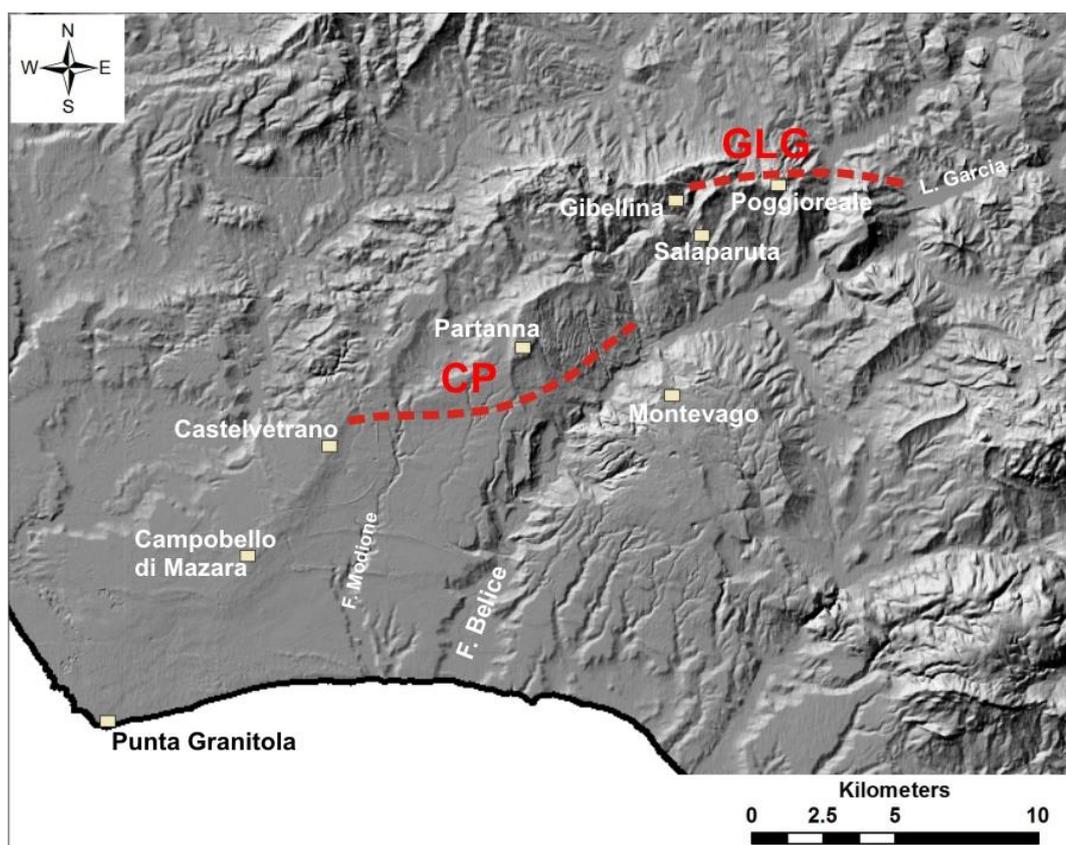


Fig. 5.13 – Lineamenti morfologici del CGTS. CP (Castelvetrano-Partanna) costituisce il segmento occidentale, GLG (Gibellina-Lago Garcia) quello orientale.

Nonostante non sia stata riscontrata nessuna evidenza geologica di deformazione attiva in corrispondenza di tale allineamento, l'attività tettonica recente appare testimoniata, anche in questo caso, dall'occorrenza di manufatti antichi leggermente deformati. L'antico acquedotto in muratura, infatti, che mostra leggere deformazioni lungo il proprio asse (Cap. 3, par. 3.4, **Fig. 3.49**) fa supporre una attività del segmento in tempi recenti. Tuttavia la mancanza di deformazioni/rotture in superficie, come osservato nel caso del CCA, non consente di valutarne con precisione la cinematica.

Nel SAR, nei pressi di Gibellina, si nota un segmento orientato NNO-SSE che si sviluppa in corrispondenza di marcate anomalie fluviali che mostrano *pattern* arcuati e ortogonali all'anomalia geodetica (vedi Cap.3, par. 3.3, **Fig. 3.36**). Tale segmento SAR è molto prossimo a una struttura tettonica sul fianco NE di Monte Porcello, dove secondo MICHETTI *et alii* (1995), si sarebbe avuta una rottura cosismica in occasione del terremoto del 1968. Sulla base dei dati SAR e delle osservazioni di Michetti *et al.* (1995), interpretiamo il settore deformativo NNO-SSE come un limite tra due segmenti, ossia una *relay zone* fra il segmento CP e un segmento più a est, denominato Gibellina-Lago Garcia (GLG). In tale interpretazione, la *relay zone*, qui denominata di M.

Porcello (MPRZ), avrebbe una cinematica trascorrente, probabilmente destra, compatibile con l'inclinazione ad alto angolo suggerita da Michetti *et al.* (1995) per la Faglia di M. Porcello.

Il segmento Gibellina-Lago Garcia è qui ampiamente ipotizzato sulla base delle deformazioni osservabili in superficie. Il settore tra la faglia di Monte Porcello e Lago Garcia è infatti caratterizzato da un sistema a pieghe che deforma sedimenti del Messiniano-Pliocene medio-sup. Le pieghe, con asse generalmente E-O e lunghezza d'onda inferiore al km, potrebbero essere l'espressione superficiale di una rampa di un *thrust* cieco posto in profondità, in accordo con MONACO *et al.* (1996). Ciò spiegherebbe anche il maggiore *tilting* dei depositi pliocenici sul fianco settentrionale della sinclinale del Belice e alcuni effetti di sito osservati in seguito al terremoto (MICHETTI *et alii*, 1995). Data l'età dei sedimenti coinvolti è molto probabile che tale rampa sia stata attiva almeno fino al Quaternario e, anche se non si hanno evidenze, non è da escludere la sua possibile attività recente.

La mancanza di evidenze di deformazioni superficiali cumulate su strutture geologiche lungo il segmento GLG non ha consentito di fare valutazioni alcune circa la cinematica ed il campo deformativo in questo settore del CGTS. Di contro, le deformazioni attive riscontrate poco a NE nei pressi del lago Garcia (quali il muretto in calcestruzzo che borda la strada che costeggia il Lago, vedi Cap. 3, par. 3.4, **Fig. 3.50**), appaiono allineate secondo la direzione generale dell'anomalia geodetica all'interno della sinclinale del Belice. Ciò suggerisce che tali deformazioni potrebbero appartenere allo stesso sistema (CGTS) e che la zona è ancora sottoposta a deformazione con probabile rilascio energetico per *creep* asismico.

5.3 MODELLO DI DEFORMAZIONE CROSTALE

Alla luce dei risultati fin qui presentati, un modello crostale che possa spiegare meglio le deformazioni osservate in Sicilia sud-occidentale è quello del *thrust related fold*. In accordo con tale modello, e con i dati di sismica profonda disponibili per l'area (vedi profilo in **Fig. 5.14** CATALANO *et alii*, 1998) le deformazioni superficiali osservate possono essere interpretate come l'effetto nella porzione più superficiale della crosta dello *slip* lungo grandi rampe, ma con una complessa ripartizione della geometria deformativa nei primi km di crosta. Il profilo in **Fig. 5.14**, che lambisce in parte il segmento CCA del CGTS (struttura all'estremità S del profilo, sottesa da un *pop-up*

nelle unità inferiori del SFTB), mostra infatti l'occorrenza di *thrust* embriciati sud-est vergenti posti in profondità.

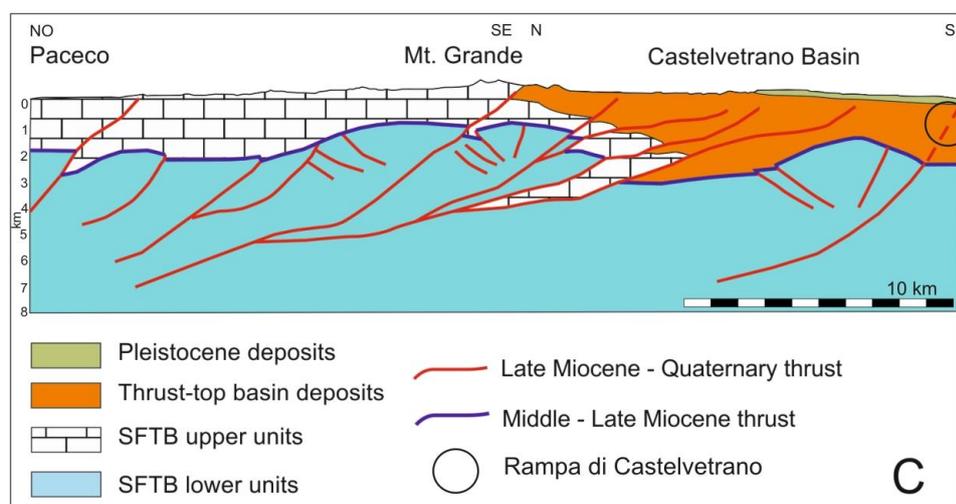


Fig. 5.14 – Profilo geologico che attraversa il Bacino di Castelvetrano e mostra i rapporti geometrici profondi (ridisegnata da Catalano et al., 1998).

Tali strutture, spesso cieche, deformano l'originario margine del Blocco Pelagiano dando origine ad ampie strutture antiformali di accompagnamento (p.es. la culminazione di Montagna Grande, o il ripiegamento a grande scala del bacino alto-miocenico di Castelvetrano).

Le deformazioni osservate lungo il CGTS, al contrario, sono probabilmente generate in risposta a deformazioni più superficiali su segmenti che si dipartono dalla rampa crostale, ognuno dei quali formato da un certo numero di *splays* sub-paralleli. Questi segmenti, come da noi osservato, hanno lunghezza variabile, suggerendo una ripartizione differenziale della deformazione, in termini di orientazione, modalità e quantità totale. Anche se non abbiamo alcun tipo di evidenza superficiale, è verosimile supporre che la profondità minima degli *splays* (e dunque dei segmenti) alto-crostaletali, non supera le poche centinaia o addirittura le decine di metri. Tale dato è evidenziato per le aree *offshore* dai profili sismici SPK (**Fig. 4.2**) e si ritiene che possa essere valido anche per le strutture che interessano i settori a terra.

Occasionalmente, alcuni degli *splays* possono propagarsi fino in superficie, come osservato sia per le aree emerse con il “*Thrust della Carraia*”, sia in *offshore* con i *thrust* localizzati sulla piattaforma continentale di Punta Granitola; tuttavia è verosimile che la maggior parte dello *slip* lungo la rampa profonda e lungo la parte profonda degli *splays*

che formano i segmenti parametrizzati, si realizzi attraverso la crescita di strutture plicative (**Fig. 5.15**)

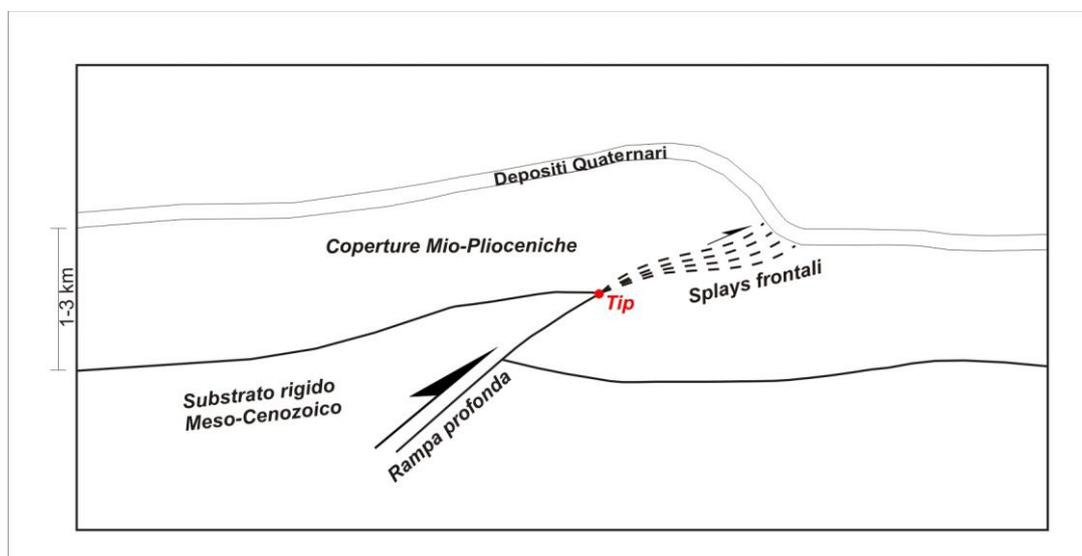


Fig. 5.15 – Modello generale non in scala di un *thrust related fold* con la propagazione di *splays* minori a partire dal *tip* della faglia.

In questo modello, la rampa profonda dislocerebbe in maniera discreta e unica un substrato rigido, rappresentato nell'area d'interesse da un substrato carbonatico di età Mesozoica-Cenozoica riferibile alle Unità Saccensi. Sopra tali unità, le successioni Mio-Plioceniche e i depositi Pleistocenici assorbono la deformazione con piegamento e con lo sviluppo di strutture fragili secondarie, come il CTF (**Fig. 5.16**).

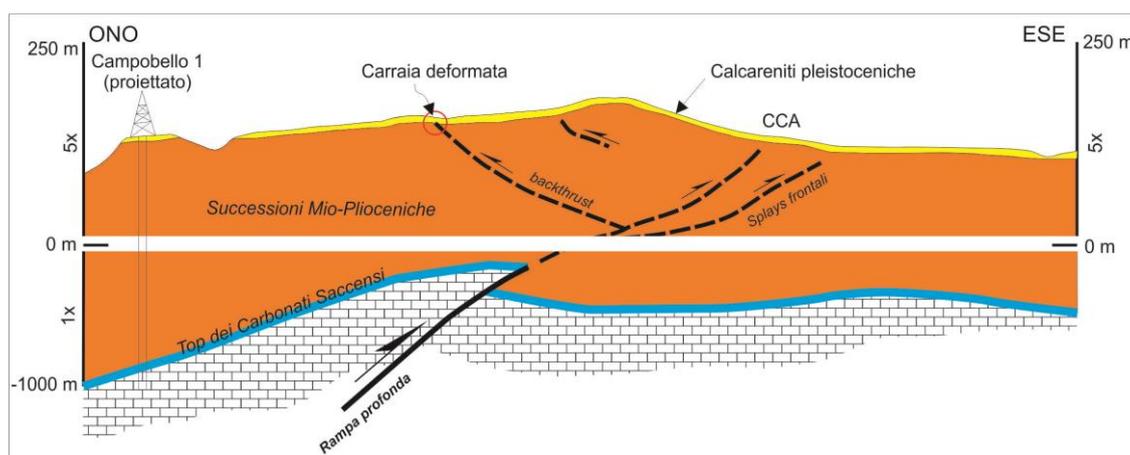


Fig. 5.16 – Modello in scala della rampa crostale del GCTS e degli *splays* frontali che determinano la scarpata sul fianco SE dell'antiforme CCA. La profondità del *top* del substrato carbonatico è stata desunta da dati di pozzo (VIDEPI dataset). La scala verticale è 1x per l'assetto profondo e 5x per quello superficiale.

Applicando tale modello al GCTS, lo *slip* lungo la rampa profonda verrebbe accomodato nei livelli alto-crosta dalla crescita dell'anticlinale CCA mentre gli *splays* frontali si dipartirebbero dalla rampa contribuendo, insieme al piegamento, alla formazione della scarpata morfologica sul fianco SE dell'anticlinale CCA.

Nel sistema GCTS la propagazione di più *splays* frontali di ordine minore, a partire dal *tip* della rampa principale, spiegherebbe lo sviluppo differente delle scarpate sui lineamenti CCA ed SPG. La variazione in ampiezza della scarpata sul profilo longitudinale per entrambi i segmenti rivela infatti una forma a campana simmetrica, tipica di segmenti di faglia discreti cresciuti in maniera “caratteristica”.

Il modello di grandi rampe è in accordo con le massime profondità ipocentrali (fino a 39 km secondo ANDERSON & JACKSON, 1987) registrate per la sequenza sismica del Belice. I dati qui presentati, pertanto, supportano e caratterizzano meglio le ipotesi di struttura crostale elaborata da Monaco *et al.* (1996) per la struttura sismogenetica del Belice (corrispondente al CGTS esaminato in maniera qualitativa in questa tesi), e inglobata nel modello sismogenetico regionale di Lavecchia *et al.* (2007).

5.4 MODELLO SISMOTETTONICO

Alla luce delle analisi e dei dati raccolti le deformazioni riscontrate nell'area sembrano associabili a un unico sistema profondo (qui denominato SOST *Sud-Ovest Sicilia Thrust*) che si articola in superficie nei due grandi sistemi a *thrust* parametrizzati in precedenza, GCTS e CGTS (**Fig. 5.17**).

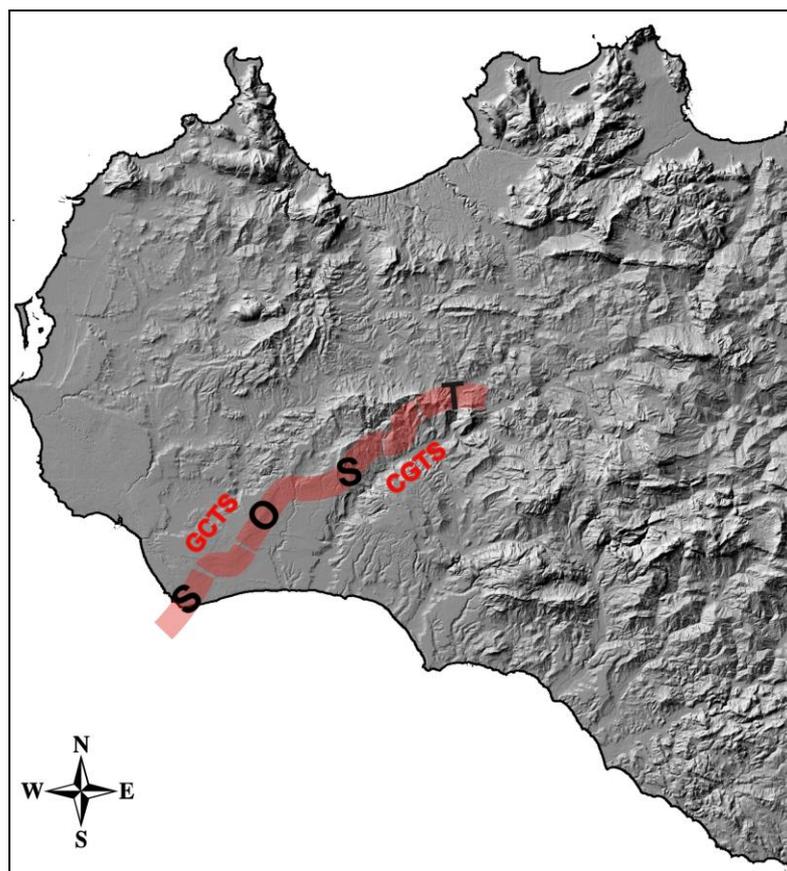


Fig. 5.17 – Il Sud-Ovest Sicilia *Thrust* con i due sistemi Granitola-Castelvetrano *Thrust System* e Castelvetrano-Garcia *Thrust System*.

Questa fascia contrazionale si estende per più di 40 km dalle aree *offshore* fino alla zona epicentrale della sequenza sismica del Belice. I sistemi a *thrust* GCTS e CGTS a loro volta, si suddividono nel settore alto-crostante in più segmenti di lunghezza compresa attorno ai 7-15 km. Data la notevole variazione di orientazione tra il CGTS e il GCTS, è plausibile ritenere che le rampe crostanti sottese ai due sistemi a *thrust* siano discrete e possano avere valori di lunghezza, *tip* e inclinazione in parte differenti. Tale considerazione si applica anche ai segmenti alto-crostanti, e questa ipotesi di partenza rappresenta un vincolo cruciale per considerazioni sismotettoniche.

Secondo le relazioni empiriche di Wells e Coppersmith, applicate alla lunghezza dei segmenti principali, considerati per semplicità come faglie puramente inverse, ciascuno di essi sarebbe in grado di generare terremoti con $M \sim 6$, raggiungendo una stima di M_{eq} 6.3 per il segmento CCA e 6.4 per il CP (**Tab. 5.1**). Questa considerazione prevede che occasionalmente tutta la deformazione accumulata sui segmenti di faglia in seguito allo *slip* sulle rampe profonde sia rilasciata in maniera elastica, cioè attraverso terremoti. Tuttavia non si hanno informazioni sull'effettivo comportamento sismico dei segmenti

studiati, in quanto i cataloghi sismologici non riportano per la zona frequenti terremoti di tale magnitudo, fatta eccezione per quello del Belice.

Il comportamento sismico di una regione è espresso dal parametro di accoppiamento sismico "c" (KANAMORI, 1971), che è il rapporto tra il tasso di momento sismico, basato sui cataloghi dei terremoti, e il tasso momento medio basato sui dati di deformazione ad esempio derivati dalle velocità GPS o dalla sommatoria di *slip* sulle superfici di faglia. Nel caso in cui non sia possibile determinare uno dei due parametri, come per l'area in esame, il comportamento sismico può essere schematizzato in tre semplici casi generali (Fig. 5.18)

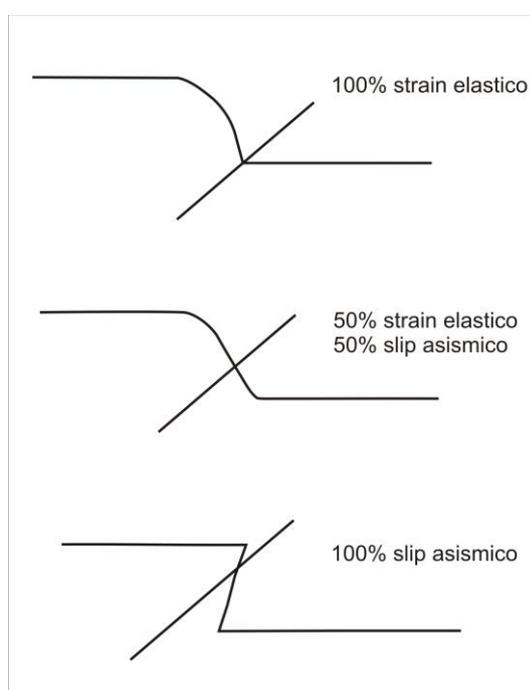


Fig. 5.18 – Modelli di distribuzione di accumulo/rilascio di *strain* elastico.

Se consideriamo un segmento di faglia inversa bloccato, può accadere che sul segmento si accumuli esclusivamente *strain* elastico, o che la deformazione sia ripartita in percentuali variabili tra accumulo di *strain* elastico sul segmento, che si tramuta successivamente in rilascio cosismico, e *slip* asismico per *creep*, o che il 100% della deformazione sia rilasciato in maniera asismica (*creep*). Ciò che appare difficile da determinare è proprio la ripartizione della deformazione tra accumulo/rilascio sismico e *creep* asismico.

Uno studio recente ha dimostrato che l'accoppiamento sismico (c) in Italia appare in gran parte controllato dal meccanismo di fagliazione prevalente ed è in media circa 0.20 su 1 per fagliazione inversa, su aree che condividono lo stesso stile di deformazione

(BARBA E DOGLIONI, 2010). In altri termini solo il 20% di *strain* si converte in cosismico in questo tipo di contesti tettonici; ciò implica che la maggior parte della contrazione può essere accomodata asismicamente, e possibilmente plasticamente o in alternativa con scorrimenti diffusi su superfici elasticamente accoppiate, di lunghezza troppo piccola per essere determinate.

In base alle deformazioni da noi osservate, riteniamo che la maggior parte dello *strain* accumulato lungo i due sistemi a *thrust* del SOST sia rilasciato, lungo rotture multiple su segmenti di faglie all'interno di un grande volume sismogenetico, piuttosto che lungo un singolo piano di faglia. Al di fuori della sequenza, il rilascio elastico si accompagna a dissipazione intersismica per *creep* asismico, che non possiamo definire quantitativamente ma che si suppone significativa stanti i numerosi casi da noi osservati.

I segmenti analizzati lungo tutto il SOST mostrano, infatti, deformazioni di tipo cosismico (resti archeologici sul segmento CCA), deformazioni per *creep* post-sismico (muretto in calcestruzzo-Lago Garcia) o intersismico (acquedotto antico sul PC); altre ancora possono essere interpretate come dovute a *strain* diffuso e permanente lungo delle *relay-zone* tra segmenti adiacenti (Straglio e Monte Porcello).

È dunque molto probabile che ogni segmento accumuli e rilasci *strain* in modo e tempi differenti e che ognuno sia in grado di causare terremoti in maniera individuale. Alla luce di ciò è possibile ipotizzare che il terremoto del '68 si sia nucleato sul segmento più orientale del CGTS, cioè il GLG. Data la lunghezza del segmento (~10 km), il *main shock* (15-1-1968, M 5.9 secondo BOTTARI, 1973) dovrebbe aver rotto una porzione di circa 5-6 km di esso, mentre gli altri eventi della sequenza (più di 300 scosse) potrebbero aver continuato a rompere il resto del segmento.

Inoltre, la distribuzione epicentrale degli eventi del '68 di M più elevata è concentrata a est dell'anomalia SAR riscontrata sul fianco NO della sinclinale del Belice (**Fig. 5.19**), e corrispondente alla *relay zone* di M. Porcello. In base a tale osservazione, ipotizziamo che la MPRZ individui una barriera occidentale per la maggior parte della deformazione cosismica nel 1968. Solo in misura minore potrebbe essersi attivato nel 1968 il segmento CP come testimoniano alcuni epicentri (**Fig. 5.19**). E' ipotizzabile dunque che il prossimo rilascio sismico possa aversi su un segmento adiacente al GLG, anche in virtù delle deformazioni osservate all'estremità NE del sistema, in prossimità del Lago Garcia, che indicano che attualmente lo *stress* è rilasciato in maniera significativa per *creep* asismico.

L'anomalia SAR lungo la MPRZ e la zona di deformazione plastica del Lago Garcia delimiterebbero, dunque, l'area di più forte rilascio nel 1968. Nel contempo, essi rappresenterebbero i limiti esterni delle aree nelle quali attualmente si ha il maggior accumulo di *strain*, e quindi i segmenti sui quale potrebbe verificarsi il prossimo rilascio sismico.

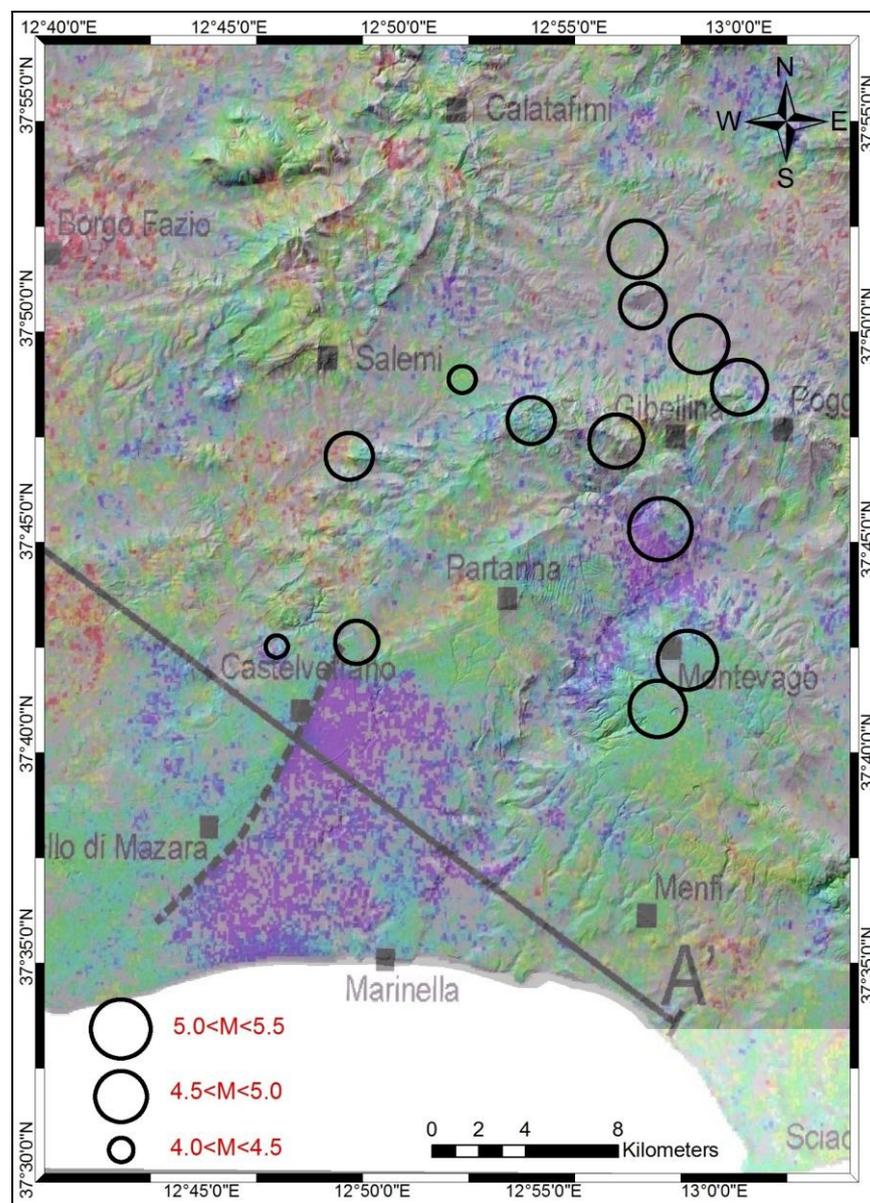


Fig. 5.19 – Distribuzione epicentrale della sequenza del Belice (dati da De Panfilis e Marcelli, 1968; Anderson e Jackson, 1987).

Analogamente, sul sistema GCTS, le deformazioni osservate lungo il segmento CCA attraverso i dati SAR e geomorfologici, individuano l'area tra Castelvetro a Campobello di Mazara, come quella nella quale oggi si concentra maggiormente lo *strain*. Le evidenze di deformazione riscontrate sui resti archeologici, quali il “*Thrust*

della Carraia”, sono imputabili a rotture co-sismiche e i dati strutturali, trattati con le relazioni di Wells e Coppersmith, danno valori di M prossimi a 6 ($M=5.9$ calcolata con la lunghezza di 4 cm delle strie o, meno precisamente, di 5 cm del rigetto sul *thrust*). Poiché i cataloghi sismologici non riportano eventi di tale M per quest’area, e vista la notevole distanza di essa dall’area epicentrale del Belice, è plausibile ricondurre tale dislocazione a terremoti avvenuti in epoca storica, come ad esempio quello che distrusse i templi di Selinunte tra il secolo 370 e 300 A.C. e tra il 300 e il 600 D.C. (GUIDOBONI *et alii*, 2002; BOTTARI *et alii*, 2009). Inoltre, dati i valori dissimili di M_{eq} ricavati dalla misura del rigetto (M_{eq} 5.9) e dalla lunghezza (M_{eq} 6.3) del segmento CCA, stimiamo che circa metà (~5 km) del segmento abbia dato origine alla rottura cosismica che ha prodotto il CTF. Non sappiamo dunque se il segmento CCA sia in grado di raggiungere un valore di M 6.3, o se la sua lunghezza totale sia in buona parte espressione di deformazione asismica. Certamente, se il “*Thrust* della Carraia” si è attivato nel corso del terremoto distruttivo di Selinunte, è plausibile che il maggior tempo trascorso rispetto ai segmenti del CGTS, attivati in parte nel 1968, sia più indicativo del prossimo evento co-sismico, anche alla luce dei dati SAR.

Infine, dato il carattere poco marcato delle *relay zone* nei due sistemi a *thrust*, che si configurano piuttosto di tipo *soft-relay* (PEACOCK E SANDERSON, 1991), sembra verosimile ipotizzare che i due sistemi non siano in grado di attivarsi nella loro totalità, escludendo così per il SOST terremoti di magnitudo 6.5-6.7 (**Tab. 5.1**).

CAPITOLO 6

CONCLUSIONI

In sintesi questo studio, condotto con un approccio multidisciplinare, ha confermato l'ipotesi di una contrazione ancora attiva in Sicilia sud-occidentale, con asse orientato NO-SE, fornendo anche le prime evidenze di deformazione superficiale per l'area colpita dal terremoto del Belice e per le zone limitrofe. Fornisce, inoltre, nuove indicazioni sulla possibile fascia composita di sorgenti individuali a cui apparterebbe anche la struttura del '68. Tale fascia assumerebbe un'orientazione circa E-O, in corrispondenza della zona epicentrale del '68, per poi ruotare in direzione NNE-SSO verso Castelvetro e proseguire fino all'*offshore* meridionale. Questa tesi, oltre a migliorare le conoscenze di tettonica attiva per questo settore dell'isola, presenta dei risultati che dovrebbero essere considerati nella valutazione della pericolosità sismica di quest'area.

In tale ottica l'area di Castelvetro può essere integrata nella ZS9 o tutto il sistema GCTS, comprese le aree *offshore*, potrebbero definire una nuova zona sismogenica. Inoltre i dati forniti in questa tesi possono costituire un valido supporto per l'integrazioni delle informazioni contenute nei *database* ufficiali delle sorgenti sismogenetiche. Ulteriori analisi, che possono apportare un miglioramento alle conoscenze strutturali dell'area, possono essere nuove campagne di misure GPS (nuova battitura rete PTGA), l'esecuzione di trincee esplorative lungo le principali zone di deformazione, ai fini di verificare se è stata registrata attività recente e per valutarne con maggiore precisione la cinematica, l'età e i tassi di deformazione, ulteriori analisi morfometriche di tipo quantitativo dei reticoli fluviali, quali *swath profile* (profili topografici lungo i fiumi), indice SL (*Stream Gradient Index* gradiente longitudinale dei corsi d'acqua), indice di allungamento, indice Vf (forma delle valli in sezione trasversale) ecc., analisi di terreno più di dettaglio nell'area epicentrale del 1968, nonché ulteriori indagini *offshore*, che prevedano l'acquisizione di nuovi profili sismici nelle aree di Marsala e di Sciacca, o/e l'interpretazione dei profili sismici ministeriali VIDEPI.

BIBLIOGRAFIA

- Abate B., Di Stefano E., Ferruzo G., Incandela A., Renda P., 1993. *Fase tettonica pliocenica nelle Madonie (Sicilia centro-settentrionale)*. Riv. Min. Siciliana N° 6 (168) pp. 37-46.
- Altamimi Z., Collilieux X., Legrand J., Garayt B., Boucher C., 2007. *ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station positions and Earth Orientation Parameters*. J. Geophys. Res., 112, B09401. doi:10.1029/2007JB004949.
- Anderson H., & Jackson J., 1987: *Active tectonics of the Adriatic Region*. Geophys. J.R. Astr. Soc., 91, 937-983.
- Antonelli M., Franciosi R., Pezzi G., Querci A., Ronco G.P., Vezzani F., 1988. *Paleogeographic evolution and structural setting of the northern side of the Sicily Channel*. Mem. Soc. Geol. It., pp. 141-157.
- Argnani A., Cornini S., Torelli L., Zitellini N., 1986. *Neogene-Quaternary foredeep system in the strait of Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., 36, pp. 123-130, 11 ff.
- Argnani A., Corvini S., Torelli L., Zitellini N., 1987. *Diachronous foredeep-system in the Neogene-Quaternary of the Strait of Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., 38, pp. 407-417.
- Argnani A., 1990. *The strait of Sicily Rift zone: foreland deformation related of the evolution of back-arc basin*. J. Geodyn., 12, pp. 311-331.
- Argnani A., 2000. *The Southern Tyrrhenian subduction system: recent evolution and neotectonic implications*. Ann. Geo-fis. 43 (3), pp. 585-607.
- Argnani A. & Bonazzi C., 2005. *Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data*. Tectonics, Vol. 24, TC4009, doi:10.1029/2004TC001656.
- Avallone A., Selvaggi G., D'Anastasio E., D'Agostino N., Pietrantonio G., Riguzzi F., Serpelloni E., Anzidei M., Casula G., Cecere G., D'Ambrosio C., De Martino P., Devoti R., Falco L., Mattia M., Rossi M., Obrizzo F., Tammaro U., Zarrilli L., 2010. *The RING network: improvements to a GPS velocity field in the central Mediterranean*. Ann. of Geophys., 53, 2; doi: 10.4401/ag-4549
- Avellone G., Barchi M.R., Catalano R., Morticelli M.G., Sulli A., 2010. *Interference between shallow and deep-seated structures in the Sicilian fold and thrust belt, Italy*. Journal of the Geological Society 167, 109–126, doi:10.1144/0016-76492008-163.
- Barreca G., Maesano F.E., Carbone S., 2010 b. *Tectonic evolution of the Northern Sicanian-Southern Palermo Mountains range in Western Sicily:*

insight on the exhumation of the thrust-involved foreland domains. It. J. Geosci. (Boll. Soc. Geol. It.), 129 (3), pp. 234-247.

- Barreca G., Maesano F.E., 2012. *Restraining stepover deformation superimposed on a previous fold-and thrust-belt: A case study from the Mt. Kumeta–Rocca Busambra ridges (western Sicily,Italy)*. Journal of Geodynamics. doi:10.1016/j.jog.2011.10.007
- Bello M., Franchino A., Merlini S., 2000. *Structural model of eastern Sicily*. Mem. Soc. Geol. It., 55, pp. 61–70.
- Bianchi F., Carbone S., Grasso M., Invernizzi G., Lentini F., Longaretti G., Merlini S., Moscardini F., 1987. *Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi - Iblei*. Mem. Soc. Geol. It. 38, pp. 429–458.
- Billi, A., Barberi, G., Faccenna, C., Neri, G., Pepe, F., Sulli, A., 2006. *Tectonics and seismicity of the Tindary Fault System, southern Italy: crustal deformations at the transition between ongoing contractional and extensional domains located above the edge of a subducting slab*. Tectonics 25, pp. 1–20.
- Billi A., Presti D., Faccenna C., Neri G., Orecchio B., 2007. *Seismotectonics of the Nubia plate compressive margin in the south Tyrrhenian region, Italy: Clues for subduction inception*. J. Geophys. Res., Vol. 112, B08302, doi:10.1029/2006JB004837.
- Billi A., Presti D., Orecchio B., Faccenna C., Neri G., 2010. *Incipient extension along the active convergent margin of Nubia in Sicily, Italy: the Cefalu-Etna seismic zone*. Tectonics, 29, TC4026, doi:10.1029/2009TC002559.
- Billi A., Faccenna C., Bellier O., Minelli L., Neri G., Piromallo C., Presti D., Scrocca D., Serpelloni E., 2011. *Recent tectonic reorganization of the Nubia-Eurasia convergent boundary heading for the closure of the western Mediterranean*.
- Boccaletti M., Nicolich R., Tortorici L., 1990. *New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 77, pp. 15-40.
- Bock Y., Gourevitch S.A., Counselman III C.C., King R.W., Abbot R.I., 1986. *Interferometric analysis of GPS phase observations*. Manuscripta Geodetica, 11, 282-288.
- Bonforte A., Ferretti A., Prati C., Puglisi G., Rocca F., 2001. *Calibration of atmospheric effects on SAR interferograms by GPS and local atmosphere models: First results*. J. Atmos. Sol. Terr. Phys., 63, 1343–1357, doi:10.1016/S1364-6826(00)00252-2.
- Bonforte A., Guglielmino F., Coltelli M., Ferretti A., Puglisi G., 2011. *Structural assessment of Mount Etna volcano from Permanent Scatterers*

analysis. Geochem. Geophys. Geosyst., Vol. 12, Q02002, doi:10.1029/2010GC003213.

- Bordoni P. & Valensise G., 1998. *Deformation of the 125 Ka marine terraces in Italy: tectonic implications*. *Coast. Tecton., Geol. Soc. Spec. Publ.* 146, pp. 71–110.
- Boschi E., Guidoboni E., Ferrari G., Gasperini P., Mariotti D., Valensise G., 2000. *Catalogue of strong Italian earthquakes from 461 B.C. to 1997*. *Ann. Geofis.* 43, 843–868 and CD-ROM.
- Bosi C., Cavallo R., Manfredini M., 1968. *Il terremoto della Valle del Belice del 1968*. CNR, Centro di studio per la Geologia Tecnica.
- Bosi C., Cavallo R., Francaviglia V., 1973. *Aspetti geologici e geologico-tecnici del terremoto della Valle del Belice del 1968*. *Mem. Soc. Geol. It.*, Vol. 12, pp. 81-130.
- Bottari A., 1973. *Attività sismica e neotettonica della Valle del Belice*. *Ann. Geof.*, XXVI (1), pp. 55-83.
- Bottari C., Stiros S.C., Teramo A., 2009. *Archeological evidence for destructive earthquakes in Sicily between 400 B.C. and A.D. 600*. *Geoarchaeology*, 24, No 2, 147-175. doi: 10.1002/gea.20260.
- Buonasorte G., Carboni M.G., Conti M.A., 1991. *Il substrato plio-pleistocenico delle vulcaniti sabatine: considerazioni stratigrafiche e paleoambientali*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 110, pp. 35-40.
- Burollet P.F., Mugniot G.M., Sweeney P., 1978. *The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania*. In: Nairn A., Kanes W., Stelhi F.G (Eds.), *The Ocean basins and margins*. Plenum Press, New York, NY, 331-339.
- Butler R.W.H., Grasso M., La Manna F., 1992. *Origin and deformation of the Neogene—Recent Maghrebian foredeep at the Gela Nappe, SE Sicily*. *J. Geol. Soc. Lond.*, 149, pp. 547–556.
- Catalano R., D'Argenio B., 1978. *An essay of palinspastic restoration across western sicily*. *Geol. Rom.*, 17, pp.145-159, 6 fig., 1 tab., Roma.
- Catalano R. & D'Argenio B., 1982. *Schema geologico della Sicilia*. In: Catalano R., D'Argenio B. (Eds.), *Guida alla geologia della Sicilia occidentale*. *Soc. Geol. It.*, pp. 9–41.
- Catalano R. & D'Argenio B., 1986. *Geology of the northern side of the Sicily Channel*. In S.G.F. & S.G.I., «Oceans», *Villefranche-sur-Mer*, 1, 2, 3 Dec., Abstracts, p. 23.

- Catalano R., Vinci, 1994. *Stili strutturali ed evoluzione neogenica del sistema a thrust esterno nell'orogene appenninico-maghrebide: esempi della Lucania e della Sicilia occidentale*. Riassunti 77° riunione Società Geologica Italiana (Bari).
- Catalano R., Di Stefano P., Sulli A., Vitale F.P., 1996. *Paleogeography and structure of the central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. *Tectonophysics* 260, pp. 291–323.
- Catalano R., Franchino A., Giunta G., Merlini S., Sulli A., 1998. *Ipotesi sulla prosecuzione settentrionale delle Unità Sicane nell'area di Rocca Busambra*. In: *Atti del 798 Congresso Nazionale Soc. Geol. It., Palermo 21–23 settembre*, pp. 268–271.
- Catalano R., Franchino A., Merlini S., Sulli A., 2000. *Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles*. *Mem. Soc. Geol. It.* 55, pp. 5–16.
- Catalano R., Doglioni C., Merlini S., 2001. *On the Mesozoic Ionian Basin*. *Geophys. J. Int.* 144, pp. 49–64.
- Catalano R., Sulli A., Abate B., Agate M., Avellone G., Basilone L., 2004. *The crust in western and central eastern Sicily*. *Field Trip Guide Book P45*. 32° International Geol. Congress, Firenze.
- Cox R.T., 1994. *Analysis of the drainage-basins simmetry as rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from Mississippi Embayment*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106, pp. 571-581.
- Curlander J.C., & McDonough R.N., 1991. *Synthetic Aperture Radar: Systems and Signal Processing*. John Wiley, New York.
- 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*. *J. Geophys. Res.* 109, B11402. doi:10.1029/2003TC001506.
- D'Agostino N., Avallone A., Cheloni D., D'Anastasio E., Mantenuto S., Selvaggi G., 2008. *Active tectonics of the Adriatic region from GPS and earthquake slip vectors*. *J. Geophys. Res.*, 113, B12413, doi:10.1029/2008JB005860.
- Damuth J.E. 1980. *Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near bottom sedimentation processes in the deep sea: a review*. *Marine Geology*, Vol. 38, pp. 51-75.
- Della Seta M., Del Monte M., Fredi P., Lupia Palmieri E., 2004. *Quantitative morphotectonic analysis as a tool for detecting deformation patterns in soft-rock terrains: a case study from the southern Marches, Italy*. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 4, 267-284.

- De Panfilis M., & Marcelli L., 1968. *Il periodo sismico della Sicilia occidentale iniziato il 14 gennaio 1968*. Ann. Geof., XXI, 4, pp. 343-420.
- Devoti R., Esposito A., Pietrantonio G., Pisani A.R., Riguzzi F., 2011. *Evidence of large scale deformation patterns from GPS data in the Italian subduction boundary*. Earth Planet. Sci., Lett., 311, 230-241, doi: 10.1016/j.epsl.2011.09.034.
- Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W., Knott S.D., 1989. *Kinematics of the Western Mediterranean*, in Coward M.P., Dietrich D., and Park R.G., eds., Alpine Tectonics: Geol. Soc. London, Special Publication 45, pp. 265–283.
- Doglioni C., Gueguen E., Sabat F., Fernandez M., 1997. *The western Mediterranean extensional basins and the Alpine orogen*. Terra Nova, 9, pp. 109-112.
- Dong D. & Bock R.W., 1989. *GPS network analysis with phase ambiguity resolution applied to crustal deformation studies in California*. J. Geophys. Res., 94, 3949-3966.
- Dong D., Herring T. A., King R. W., 1998. *Estimating regional deformation from a combination of space and terrestrial geodetic data*. J. Geod., 72, pp. 200-214.
- Faccenna C., Davy P., Brun J.P., Funicello R., Giardini D., Mattei M., Nalpas T., 1996. *The dynamics of back-arc extension: an experimental approach to the opening of the Tyrrhenian Sea*. Geophys. J. Int. 126, pp. 781-795.
- Faccenna C., Becker T.W., Lucente F.P., Jolivet L., Rossetti F., 2001. *History of subduction and back-arc extension in the Central Mediterranean*. Geophys. J. Int. 145, pp. 809-820.
- Faccenna C., Funicello F., Giardini D., Lucente F.P., 2001. *Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean*. Earth Planet. Sci. Lett. 187, pp. 105-116.
- Faccenna C., Speranza F., D'Ajello Caracciolo F., Mattei M., Oggiano G., 2002. *Extensional tectonics on Sardinia (Italy): insights into the arc-back-arc transitional regime*. Tectonophysics, 356, pp. 213–232.
- Ferranti L., Monaco C., Antonioli F., Maschio L., Kershaw S., Verrubbi V., 2007. *The contribution of regional uplift and coseismic slip to the vertical crustal motion in the Messina Straits, southern Italy: Evidence from raised Late Holocene shorelines*. J. Geophys. Res. Vol 112, B06401, doi:10.1029/2006JB004473.
- Ferranti L., Oldow J.S., D'Argenio B., Catalano R., Lewis D., Marsella E., Avellone G., Maschio L., Pappone G., Pepe F., Sulli A., 2008. *Active deformation in Southern Italy, Sicily and southern Sardinia from GPS*

velocities of the Peri-Tyrrhenian Geodetic Array (PTGA). Boll. Soc. Geol. It. Vol.127, No. 2, pp. 299-316.

- Ferranti L., Palano M., Cannavò F., Mazzella M.E., Oldow J.S., Gueguen E., Mattia M., Monaco C., 2014. *Rates of geodetic deformation across active faults in southern Italy*. Tectonophysics, in press.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F., Monti Guarnieri A., 1997. *Multibaseline SAR interferometry for automatic DEM reconstruction*. In: Proc. 3rd ERS Symp., Firenze.
- Ferretti A., Prati C., Rocca F., 2001. *Permanent Scatterers in Sar Interferometry*. IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 39, doi:10.1109/36.898661.
- Finetti R., 1982. *Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean*. Boll. Geofis. Teor. Appl. Vol. 24 pp. 247-312.
- Finetti R., & Del Ben A., 1986. Geophysical study of the Tyrrhenian opening. Boll. Geofis. Teor. Appl. Vol. 28 pp. 75-156.
- Finetti I., Lentini F., Carbone S., Del Ben A., Catalano S., 1996. *Il sistema Appenino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico*. Boll. Soc. Geol. It., 115, 529-559, 12 ff.
- Finetti I.R., Lentini F., Carbone S., Del Ben A., Di Stefano A., Forlin E., Guarnieri P., Pipan M., Prizzon A., 2005. *Geological outline of Sicily and Lithospheric Tectonodynamics of its Tyrrhenian Margin from new CROP seismic data*. In: Finetti, I.R.(Ed.), CROP PROJECT: Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy. Elsevier
- Frepoli A., Amato A., 2000. *Spatial variation in stresses in peninsular Italy and Sicily from background seismicity*. Tectonophysics, Vol. 317, pp. 109–124, doi: 10.1016/S0040-1951(99)00265-6.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scandone P. Scarpa R., 1982. *Seismotectonics of the Calabrian Arc*. Tectonophysics, 84, pp. 267-286.
- Gasparini C., Iannaccone G., Scarpa R., 1985. *Fault-plane solutions and seismicity of the Italian peninsula*. Tectonophysics, 117, pp. 59-78.
- Ghisetti F., 1979. *Relazioni tra strutture e fasi trascorrenti e distensive lungo i sistemi Messina-Fiumefreddo, Tindari-Letojanni e Alia-Malvagna (Sicilia nordorientale): uno studio microtettonico*. Geol. Rom. 18, pp. 23-58.
- Ghisetti F. & Vezzani L., 1980. *The structural features of the Iblean plateau and of the Monte Iudica area (South Eastern Sicily). A microtectonic contribution to the deformational history of the Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It. 99, 57–102.

- Ghisetti F. & Vezzani L., 1984. *Thin-skinned deformation of the western Sicily thrust belt and relationship with crustal shortening: mesostructural data on the Mt.Kumeta-Alcantara fault zone and related structures*. Boll. Soc. Geol. It., 103, 129-157, 17 ff.
- Ghisetti F., Gorman A.R., Grasso M., Vezzani L., 2009. *Imprint of foreland structure on the deformation of a thrust sheet: the Plio-Pleistocene Gela Nappe (southern Sicily, Italy)*. Tectonics, 28, TC4015, doi:10.1029/2008TC002385.
- Girlanda A., 1968. *L'attività sismica della Sicilia Occidentale dal 14 Gennaio 1968*. Enc. della Scienza e della Tecnica, Mondadori, Milano.
- Girlanda A., 1970. Comunicazione personale su ricerche non pubblicate. In: Bottari A., 1973. *Attività sismica e neotettonica della Valle del Belice*. Ann. Geof., XXVI (1), pp. 55-83.
- GNDT (Gruppo Nazionale per la Difesa dai Terremoti), NT4.1 *Catalogo parametrico di terremoti di area italiana al di sopra della soglia del danno*. <http://emidius.mi.ingv.it/NT>, 1998.
- Goes, S., Giardini, D., Jenny, S., Hollenstein, C., Kahle, H.G., Geiger, A., 2004. *A recent tectonic reorganization in the south-central Mediterranean*. Earth Planet. Sci. Lett. 226, 335–345
- Gorini C., Mauffret A., Guennoc P., Le Marrec A., 1994. *Structure of the Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): A review*. In: MASCLE A., Ed., Hydrocarbon and Petroleum Geology of France. Eur. Assoc. of Pet. Geol., pp. 223-243, Houten, Netherlands.
- Grasso M., & Reuther C.D., 1988. *The western margin of the hyblean plateau: a neotectonic transform system on the SE sicilian foreland*. Ann. Tect. 2, 107-120.
- Gueguen E., Doglioni C., Fernandez M., 1998. *On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean*. Tectonophysics, 298, pp. 259– 269.
- Guidoboni E., Comastri A., Traina G., 1994. *Catalogue of Ancient Earthquakes in the Mediterranean Area up to the 10th Century*: Bologna, ING, 504 p.
- Guidoboni E., Muggia A., Marconi C., Boschi E., 2002. *A Case Study in Archaeoseismology. The Collapses of the Selinunte Temples (Southwestern Sicily): two Earthquakes Identified*. Bull. seism. Soc. Am., 92, pp. 2961–2982.
- Haas J.E., Ayre R.S., 1969. *The western Sicily earthquake of 1968*. National Academy of Engineering Report, National Academy of Science. P.70.
- Hare P.W. & Gardner T.W., 1985. *Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margin, Nicoya Peninsula, Costa Rica*. In: Morisawa M. & Hack J.T. (eds.), Tectonic Geomorphology: Proceedings

of the 15th Annual Binghamton Geomorphology symposium, September 1984. Allen & Unwin: Boston.

- Herring, T.A., King, R.W., McKlusky, S.C., 2006a. *GAMIT reference manual: GPS analysis at MIT, Version 10.3*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, M.A.
- Herring, T.A., King, R.W., McKlusky, S.C., 2006b. *GLOBK reference manual: Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program, version 10.3*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Hollenstein, C.h., Kahle, H.G., Geiger, A., Jenny, S., Goes, S., Giardini, D., 2003. *New GPS constraints on the Africa–Eurasia plate boundary zone in southern Italy*. *Geophys. Res. Lett.* 30 (18), 1935. doi:10.1029/2003GL017554.
- Hooper A, Zebker H, Segall P, Kampes B., 2004. *A New Method for Measuring Deformation on Volcanoes and Other Natural Terrains Using InSAR Persistent Scatterers*. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23611, doi:10.1029/2004GL021737.
- Hooper A., 2008. *A multi-temporal InSar method incorporating both persistent scatterer and small baseline approaches*. *Geophys. Res. Lett.* 35, L16302. doi:10.1029/2008GL034654.
- Jenny S., Goes S., Giardini D., Kahle H.G., 2006. *Seismic potential of Southern Italy*. *Tectonophysics* 415, pp. 81–101.
- Jolivet L., Augier R., Faccenna C., Negro F., Rimmel G., Agard P., Robin C., Rossetti F., Crespo-Blanc A., 2008. *Subduction, convergence and the mode of backarc extension in the Mediterranean region*. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 179, pp. 525-550.
- Kastens K.A., Mascle J., O.L.S. Party, 1988. *ODP Leg 107 in the Tyrrhenian Sea: Insights into passive margin and backarc basin evolution*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 100, pp. 1140-1156.
- Keller E.A., 1986. *Investigation of active tectonics: Use of superficial Earth processes, in Active Tectonics*. Natl. Academy Press, Washington, D.C. pp. 136-147.
- Lanari R., Lundgren P., Sansosti E., 1998. *Dynamic deformation of Etna volcano observed by satellite radar interferometry*. *Geophys. Res. Lett.*, 25, doi:10.1029/98GL00642.
- Lanzafame G., Bousquet J.C., 1997. *The Maltese escarpment and its extension from Mt. Etna to the Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity*. *Acta Vulcanol.* 9, pp. 113-120.

- Lavecchia G., Boncio, P., Creati N., 2003. *A lithospheric-scale seismogenic thrust in Central Italy*. J. Geod. 36, pp. 79–94.
- Lavecchia G., Ferrarini F., de Nardis R., Visini F., Barbano M.S., 2007. *Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (Southern Italy): some insights from integrated structural-kinematic and seismological data*. Tectonophysics, 445, 145–167.
- Lavecchia G., De Nardis R., Visini F., Ferrarini F., Barbano M.S., 2007. *Seismogenic evidence of ongoing compression in eastern-central Italy and mainland Sicily: a comparison*. Boll. Soc. Geol. It Vol. 126 No. 2 (2007), pp. 209-222.
- Lentini 1982. *The geology of Mt. Etna basement*. Mem. Soc. Geol. It., 23, 7-25.
- Lentini F., Grasso M., Carbone S., 1987. *Introduzione alla geologia della Sicilia e guida all'escursione*. Conv. Soc. Geol. It. "Sistemi Avanfossa-Avampaese lungo la catena Appenninico-Maghrebide". Naxos-Pergusa 22-25, Aprile 1987.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S., 1994. *Main structural domains of the central mediterranean region and their Neogene tectonic evolution*. Boll. Geof. Teor. e Appl. Vol. 36, (N° 141-144), pp. 103-125.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S., Grasso M., 1995b. *Principali lineamenti strutturali della Sicilia nord-orientale*. Vol. Spec. Studi Geol. Camerti (1995/2) pp. 319-329.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S., Grasso M., 1996. *Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia Orientale*. Mem. Soc. Geol. It., **51**, 179-195, 1 carta geol.
- Lentini F., Catalano S., Carbone S., 2000. *Presentazione della carta geologica della provincia di Messina, scala 1:50.0000*. 70 pp. SELCA ED. Firenze.
- Lentini F., Carbone S., Guarnieri P., 2005. *Collisional and postcollisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian orogen (southern Italy)*. Geol. Soc. Am., Special Paper 409, 2006.
- Lentini F., Carbone S., Guarnieri P., 2006. *Collisional and postcollisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian Orogen (Southern Italy)*. In: Y. DILEK & S. PAVLIDES (Eds.), "Post-collisional Tectonics and Magmatism in the Eastern Mediterranean Region". Geol. Soc. Am., Special Paper 409, pp. 57-81.
- Lupia Palmieri E., Ciccacci S., Civitelli G., Corda L., D'Alessandro L., DeL Monte M., Fredi P., Pugliese F., 1995. *Geomorfologia quantitativa e Morfodinamica del territorio abruzzese. I: Il bacino idrografico del Fiume Sinello*. Geogr. Fis. Din. Quat., 18, 31-46.

- Lupia Palmieri E., Centamore E., Ciccacci S., D'Alessandro L., Del Monte M., Fredi P., Pugliese F., 1998. *Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese: II - Il bacino idrografico del Fiume Tordino*. Geogr. Fis. Din. Quat., 21, 113-129.
- Lupia Palmieri E., Biasini A., Caputo C., Centamore E., Ciccacci S., Del Monte M., Fredi P., Pugliese F., 2001. *Geomorfologia quantitativa e morfodinamica del territorio abruzzese; il Bacino idrografico del Fiume Saline*. Geogr. Fis. Din. Quat., 24, 157-176.
- Malinverno A., Ryan W.B.F., 1986. *Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of Arc migration driven by sinking of the lithosphere*. Tectonics 5, pp. 227-245.
- Marcelli L. Pannocchia G., 1971. *Uno studio analitico sui dati ipocentrali di 10 terremoti avvenuti in Sicilia occidentale nel Gennaio del 1968*. Ann. Geofis, 24
- Marrett, R. & Allmendinger, R.W., 1990. *Kinematic analysis of fault-slip data*. J. Struct. Geol., 12, pp. 973–986.
- Mascle G.H., Tricart P., Torelli L., Bouillin J.P., Compagnoni R., Depardon S., Mascle J., Pecher A., Peis D., Rekhiss F., Rolfo F., Bellon H., Brocard G., Lapierre H., Monié P., Poupeau G., 2004. *Structure of the Sardinia Channel: crustal thinning and tardi-orogenic extension in the Apenninic-Maghrebian orogen; results of the Cyana submersible survey (SARCYA and SARTUCYA) in the western Mediterranean*. Bull. Soc. geol. Fr., 175, pp. 607-627.
- Massonnet D. & Feigl K.L, 1995a. *Discriminating geophysical phenomena in satellite radar interferograms*. Geophys. Res. Lett., 22, 1537–1540.
- Massonnet D., & Feigl K.L., 1998. *Radar Interferometry and its application to changes in the earth's surface*. Reviews of Geophysics, 36, 4 / November 1998 pp. 441–500.
- Mattia M., Palano M., Bruno V., Cannavò F., 2009. *Crustal motion along the Calabro-Peloritano Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network*. Tectonophysics. doi:10.1016/j.tecto.2009.06.006.
- McClusky S., Reilinger R., Mahmoud S., Ben Sari D., Tealeb A., 2003. *GPS constraints on Africa (Nubia) and Arabia plate motions*. Geophys. J. Int., 155, pp. 126-138.
- Mckenzie D., 1972. *Active Tectonics of the Mediterranean Region*. Geophys. J. R. astr. Soc., 30, 109-185.
- Meletti C., Pattaca E., Scandone P., 2000. *Construction of a seismotectonic model: the case of Italy*. Pageoph 157, pp. 11–35.
- Meletti C., Galdini F., Valensise G., Stucci M., Basili R., Barba S., Vannucci G., Boschi E., 2008. *A seismic source model for the seismic hazard assessment of the Italian territory*, Tectonophysics, 450, pp. 85–108.

- Michetti A.M., Brunamonte F., Serva L., 1995. *Paleoseismological Evidence in the Epicentral Area of the January 1968 Earthquakes, Belice, Southwestern Sicily*. in: L. Serva and D. B. Slemmons (eds): "Perspectives in Paleoseismology", A.E.G. Special Publication, 6, 127-139.
- Minelli L. & Faccenna C., 2010. *Evolution of the Calabrian Accretionary wedge (Central Mediterranean)*. *Tectonics*, 29, TC4004, doi:10.1029/2009TC002562.
- Monaco C., Mazzoli S., Tortorici L. 1996. *Active thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquakes sequence*. *Terra Nova*, 8, 372-381.
- Monaco C., Tortorici L., Catalano S., 2000. *Tectonic escape in the Sicilian mountains (western Sicily)*. *Mem. Soc. Geol. It.* 55, 17–25, 7ff.
- Montone P., Mariucci M.T., Pondrelle S., Amato A., 2004. *An improved 1215 stress map for Italy and surrounding regions (central Mediterranean)*. *J. Geophys. Res.*, 109, B10410, doi:10.1029/2003JB002703.
- Morelli A., Pondrelli S., 1998. *Il terremoto del Belice del 1968*. In: Poster presented at Conference "Trenta anni di terremoti in Italia: dal Belice a Colfiorito". Erice, Sicily 14–18 July.
- Neri G., Barberi G., Orecchio B., Mostaccio A., 2003. *Seismic strain and seismogenic stress regimes in the crust of the southern Tyrrhenian region*. *Earth Planet. Sci. Lett.* 213, pp. 97-112.
- Neri, G., Barberi, G., Oliva, G., Orecchio, B., 2005. *Spatial variations of seismogenetic stress orientations in Sicily, south Italy*. *Phys. Earth Planet. Inter.* 148, pp. 175–191.
- Nigro F. & Renda P., 1999. *Evoluzione geologica ed assetto strutturale della Sicilia centro-settentrionale*. *Boll. Soc. Geol. It.*, 118, pp. 375-388, 7 ff.
- Nocquet J.-M., Calais E., 2003. *Crustal velocity field of Western Europe from permanent GPS array solutions 1996-2001*. *Geophys. J. Int.*, 154, 72, doi:10.1046/j.1365-246X.2003.01935.x.
- Nocquet, J.M., Calais, E., 2004. *Geodetic measurements of crustal deformation in the western Mediterranean and Europe*. *Pure Appl. Geophys.* 161, pp. 661–682.
- Palano M., Ferranti L., Monaco C., Mattia M., Aloisi M., Bruno V., Cannavò F., Siligato G., 2012. *GPS velocity and strain fields in Sicily and southern Calabria, Italy: updated geodetic constraints on tectonic block interaction in the central Mediterranean*. *J. Geophys. Res.*, 117, B07401.

- Patacca E., Scandone P., Giunta G., Liguori V., 1979. *Mesozoic paleotectonic evolution of the Ragusa zone (South-eastern Sicily)*. Geol. Romana, 81, 331-369.
- Patacca E., Scandone P., 2004. *The Plio-Pleistocene thrust beltforedeep system in the southern Apennines and Sicily (Italy)*. In: Crescenti, U., D'Offizi, S., Merlino, S., Sacchi, L. (Eds.), Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence, pp. 93–129.
- Peacock D.C.P. & Sanderson D.J., 1991. *Displacements, segment linkage and relay ramps in normal fault zones*. J. Struc. Geol., Vol. 13, pp. 721-733.
- Pepe F., Bertotti G., Cella F., Marsella E., 2000. *Rifted margin formation in the south Tyrrhenian Sea: A high resolution seismic profile across the north Sicily passive continental margin*. Tectonics, 19, pp. 241-257.
- Pepe F., Sulli A., Agate M., Di Maio D., Kok A., Lo Iacono C., Catalano R., 2003. *Plio-Pleistocene geological evolution of the northern Sicily continental margin (southern Tyrrhenian sea): new insights from high resolution, multi-electrode sparker profiles*. Geo. Mar. Lett., 23, 53-63.
- 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, pp. 71–101.
- Pondrelli S., Piromallo C., Serpelloni E., 2004. *Convergence vs. retreat in Southern Tyrrhenian Sea: insights from kinematics*. Geophys. Res. Lett. 31, L06611. doi:10.1029/2003GL019223.
- Pondrelli S., Salimbeni S., Ekström G., Morelli A., Gasperini P., Vannucci G., 2006. *The Italian GMT dataset from 1977 to the present*. Phys. Earth Planet. In., 159, 286-303, doi:10.1016/j.pepi.2006.07.008.
- Ogniben N. 1960. *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Ed. speciale per il convegno: giornate in memoria di Leo Ogniben. Giardini-Naxos, 6-8 Giugno 1991. Estratto dalla Riv. Min. Sic., anno IX N° 64-65, pp. 183-212, 2 fig., 2 tavolette.
- Rigano R., Antichi B., Arena L., Azzaro R., Barbano M.S. 1999. *Sismicità e zonazione sismogenetica in Sicilia occidentale*. Atti 17° Convegno GNGTS, Rome, November 10–12 1998. CDROM.
- Rosen P.A., Henley S., Peltzer G., Simons M., 2004. *Updated repeat orbit interferometry package released*, Eos Trans. AGU, 85(5), 47.
- Rosenbaum G. & Lister G.S., 2004. *Neogene and Quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides*. Tectonics, 23, TC1013, doi:10.1029/2003TC001518.
- Roure F., Howell D.G., Muller C., Moretti I., 1990. *Late Cenozoic subduction complex of Sicily*. Journal of Structural Geology 12 (2), 259–266.

- Sartori R., 1990. *The main results of ODP Leg 107 in the frame of Neogene to recent geology of peri-Tyrrhenian areas*. Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results, 107, 715-730.
- Sartoti R., Colalongo M.L., Gabbianelli G., Bonazzi C., Carbone S., Curzi P.V., Evangelisti D., Grasso M., Lentini F., Rossi S., Selli L., 1991. *Note stratigrafiche e tettoniche sul rise di Messina (Ionio nord-occidentale)*. Giornale di Geologia, 53, 49-64.
- Scandone P., 1979. *Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc*. Boll. Soc. Geol. It., 98, pp. 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*. GNDT CNR. Zonazione e riclassificazione sismica. Atti del Convegno di Pisa, 25-27 Giugno 1990,1, 119-135.
- Scandone P., Stucchi M., 2000. *La Zonazione sismogenetica ZS4 come strumento per la valutazione della pericolosità sismica*. In: Galadini, F., Meletti, C., Rebez, A. (Eds.), *Le ricerche del GNDT nel campo della pericolosità sismica (1996–1999)*, pp. 3–14.
- Schwartz D.P., & Coppersmith K.J., 1984. *Fault behaviour and characteristic earthquake: Examples from the Wasatch and San Andreas Fault Zones*. J. Geophys. Res., 89, pp. 5681–5698.
- Serpelloni E., Anzidei M., Baldi P., Casula G., Galvani A., 2005. *Crustal velocity and strain-rate fields in Italy and surrounding regions: New results from the analysis permanent and non-permanent GPS networks*. Geophys. J. Int., 161, 861–880, doi:10.1111/j.1365-246X.2006.06218.x.
- Serpelloni E., Vannucci G., Pondrelli S., Argnani A., Casula G., Anzidei M., Baldi P., Gasperini P., 2007. *Kinematics of the Western Africa-Eurasia Plate Boundary From Focal Mechanisms and GPS Data*. Geophys. J. Int., doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03367.x.
- Sgroi T., De Nardis R., Lavecchia G., 2012. *Crustal structure and seismotectonics of central Sicily (southern Italy): new constraints from instrumental seismicity*. Geophys. J. Int. (2012) 189, pp. 1237–1252.
- Torelli L., Grasso M., Mazzoldi G., Peis D., 1998. *Plio-Quaternary tectonic evolution and structure of the Catania foredeep, the northern Hyblean Plateau and the Ionian shelf (SE Sicily)*. Tectonophysics, 298, pp. 209-221.
- Yellin Dror A., Grasso M., Ben Avraham Z., Tibor G., 1997. *The subsidence history of the northern Hyblean Plateau margin, southeastern Sicily*. Tectonophysics, 282, pp. 277-289.
- Visini F., De Nardis R., Barbano M.S., Lavecchia G., 2009. *Testing the seismogenic sources of the January 11th 1693 Sicilian earthquake (Io X/XI):*

insights from macroseismic field simulations. Ital.J.Geosci. (Boll.Soc.Geol.It.), Vol. 128, No. 1, pp. 147-156.

- Visini F., De Nardis R., Lavecchia G., 2010. *Rates of active compressional deformation in central Italy and Sicily: evaluation of the seismic budget*. Int. J. Earth Sci. (Geol Rundsch), 99 (Suppl. 1), 243–264.
- Wells D.L., Coppersmith K.J., 1994. *New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement*. Bull. Seism. Soc. Am., Vol. 84, No. 4, pp. 974-1002.
- Working Group CPTI, 2004. *Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2004 (CPTI04)*. INGV, Bologna. <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI/>
- Working Group DISS, 2010. *Database sorgenti sismogenetiche individuali*. <http://diss.rm.ingv.it/diss/>, © INGV 2010.
- Working Group MPS, 2004. *Redazione della mappa di pericolosità sismica prevista dall'Ordinanza PCM del 20 marzo 2003. Rapporto Conclusivo per il Dipartimento della Protezione Civile*. INGV, Milano-Roma, April. 65 pp.+5 appendixes. <http://zonesismiche.mi.ingv.it>.

RINGRAZIAMENTI

L'esperienza del dottorato di ricerca ha rappresentato un momento fondamentale per la mia crescita scientifica e personale. Mi ha permesso di ampliare notevolmente le conoscenze teoriche di tettonica attiva riguardo ad una terra, la Sicilia, geologicamente meravigliosa e a me molto cara (in quanto vi sono nata). Questi anni di studio mi hanno dato la possibilità di scoprire luoghi bellissimi, di imparare ad usufruire di softwares (AutoCAD e ArcGIS) ormai indispensabili per la professione e di conoscere nuovi colleghi con cui scambiare le conoscenze e le proprie idee scientifiche e condividere la stessa passione. La multidisciplinarietà che ha caratterizzato questa tesi, mi ha consentito di approfondire molteplici aspetti della geologia moderna quali la geodesia e la sismica offshore. Per tale motivo ringrazio vivamente il personale scientifico dell'INGV-OE di Catania ed in particolare il Dott. Mario Mattia per avermi dato la possibilità di ampliare le conoscenze sull'utilizzo delle tecniche proprie di elaborazione di dati GPS e per aver messo a disposizione la strumentazione e le sue competenze scientifiche. Ringrazio inoltre la Dott.ssa Valentina Bruno per l'elaborazione dei dati GPS e i colleghi Fabrizio Cultrera e Giovanni Barreca per il supporto logistico nell'esecuzione delle misure e per la loro simpatica compagnia. Un ringraziamento va al Dott. Francesco Guglielmino (INGV-OE) per avermi introdotta allo studio dell'interferometria SAR e alla sua collaboratrice per l'elaborazione dei dati StaMPS. Un ringraziamento sincero va al Dott. Fabrizio Pepe (DiSTAM, Università di Palermo) per il suo prezioso contributo logistico-scientifico nell'acquisizione ed interpretazione dei profili sismici Sparker. In ultimo il mio grazie più affettuoso e autentico va al mio tutor, il Prof. Luigi Ferranti e ai co-tutors il Prof. Carmelo Monaco e il Dott. Giovanni Barreca per avere arricchito le mie conoscenze geologiche ed avermi profuso la capacità di analizzare ed interpretare con spirito critico i molteplici aspetti di un problema scientifico; insegnamenti indispensabili per l'arricchimento professionale e personale.

Dedico questo momento di crescita alla mia famiglia e alle amiche più care che mi hanno sostenuto anche in questa occasione.