



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA

Dottorato di Ricerca
in
“Scienze della Terra”

XXVIII Ciclo

*Studio morfostrutturale e geodinamico
di strutture tettoniche recenti lungo il bordo meridionale dell'Arco Calabro*

Fabrizio Cultrera

Coordinatore:
Prof. ssa Agata Di Stefano

Tutor:
Prof. Carmelo Monaco (UNICT)

Co-Tutor:
Dott. Giovanni Barreca (UNICT)
Dott. Luciano Scarfi (INGV-CT)
Dott. Mario Mattia (INGV-CT)

2015

*Non il possesso della conoscenza, della verità irrefutabile,
fa l'uomo di scienza, ma la ricerca critica,
persistente e inquieta, della verità.*

Karl Popper

Indice

1	Introduzione e obiettivi della ricerca	7
2	Localizzazione dell'area di studio.....	8
3	Inquadramento geologico-regionale.....	10
3.1	Assetto geologico-strutturale del Mediterraneo centrale.....	10
3.2	L'Arco Calabro-Peloritano	13
3.3	Il complesso di subduzione ionico	15
3.4	Margini del sistema di subduzione e "STEP faults"	17
3.5	Deformazione attiva lungo il margine meridionale dell'Arco Calabro.....	19
4	Sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni	22
4.1	Stato dell'arte.....	22
5	Il Complesso Lipari-Vulcano	26
5.1	Caratteri generali	26
5.2	Dati strutturali.....	30
5.2.1	Lipari	30
5.2.2	Vulcano	34
6	Golfo di Patti.....	37
6.1	Dati batimetrici.....	39
6.1.1	Analisi morfo-batimetrica.....	42
6.2	Dati di sismica a riflessione.....	44
6.2.1	Cenni sul metodo della sismica a riflessione	44
6.2.2	Metodologie d'indagine	47
6.2.3	Elaborazione dei dati	52
6.2.4	Sismo-stratigrafia.....	53
6.2.5	Assetto strutturale.....	57
7	Aree costiere tirrenico-peloritane.....	65
7.1	Osservazioni morfologiche.....	65
7.2	Caratteri geologici	70
7.3	Dati strutturali.....	71
7.3.1	Sistema di faglie NO-SE (Tindari-Novara)	73
7.3.2	Sistema di faglie NNE-SSO (Depressione Tindari-Barcellona)	80
7.3.3	Sistema di faglie NE-SO.....	82
8	Dati sismologici.....	88

9	Analisi dei dati	94
9.1	Tensore dello stress	99
10	Discussioni	106
10.1	Il complesso Lipari-Vulcano.....	106
10.2	Golfo di Patti.....	108
10.2.1	Comparazione con dati di simica a riflessione profonda.....	111
10.2.2	Dorsale di Patti	116
11	Conclusioni	124
	Ringraziamenti	128
	Bibliografia	130

Abstract

The southern margin of the Calabrian Arc (southern Tyrrhenian Sea, Italy) represents one of the most seismically active region of Italian peninsula. The main tectonic feature affecting the investigated area is represented by a NNW–SSE trending right-lateral strike-slip fault system called “Aeolian-Tindari-Letojanni” (ATLFS) which has been interpreted as a lithospheric transfer zone extending from the Aeolian Islands to the Ionian coast of Sicily and separating two different active tectonic compartments: a contractional one to the west and an extensional one to the north-east. This lithospheric boundary represents an important geodynamic element which have controlled volcanism of southern Tyrrhenian Sea. Over the period 1999–2014, about 1700 earthquakes with small-to-moderate magnitude ($1.0 \leq M_L \leq 4.8$) and a maximum hypocentral depth of 30 km were registered in this sector of the Calabrian Arc. Furthermore, historical catalogues reveal that the same area was affected by several strong earthquakes such as the $M_w=6.1$ event in April 1978 and the $M_w=6.2$ one in March 1786 which have caused several damages in the surrounding localities. Available focal solutions indicate that faulting mostly occurs by strike-slip, subordinately normal and reverse kinematics.

Although large-scale role of the ATLFS is widely accepted, several issues about its structural architecture (i.e., distribution, attitude, and slip of fault segments) are poorly constrained and no correlation between faults and seismicity have been satisfactorily produced particularly in the offshore sector.

To better understand the structural and morpho-structural setting of the ATLFS, an integrated analysis including field structural geology, marine geophysics (seismic reflection and swath bathymetry) and seismological data, has been carried out. Detected faults are distributed into two major NW-SE and NE-SW trending systems and are characterized by a prevailing extensional motion, even though strike-slip movement along some NW-SE trending segments can be inferred. Several fault segments deform late Quaternary deposits and are often characterized by steep scarps and alongside intense seismicity.

The overall fault pattern can be explained as the result of fault overlapping which may give rise to releasing step-over and pull-apart structures. This faults configuration is supported by available focal solutions which are consistent with attitude and kinematics of the detected faults. Releasing step-over and pull-apart structures developed within the larger ATLFS deformation belt and have favored magma ascent and the shaping of the Lipari-Vulcano volcanic complex northward. A similar setting is here proposed for the Gulf of Patti that has been interpreted as an

extensional relay zone between two overlapping strike-slip NW-SE trending bounding faults. The high-rate of seismicity, the intense fluids ascent and the possible forced folding of Plio-Quaternary deposits by magma intrusion (e.g. the Patti ridge) suggest that, even though the geodynamics of the analyzed sector are related to the regional processes acting in the southern margin of the Calabrian Arc, a component of deformation could be related to magmatic processes.

1 Introduzione e obiettivi della ricerca

L'Arco Calabro meridionale e la Sicilia nord-orientale sono regioni del Mediterraneo centrale in cui gli effetti della tettonica recente e attiva si manifestano attraverso un'intensa attività vulcanica e sismica. Mentre nella zona tirrenica e assiale della Calabria e nella zona ionica siciliana domina attualmente un regime tettonico estensionale, lungo il margine meridionale dell'Arco Calabro la deformazione è in parte accomodata da un sistema di faglie oblique. Tra la costa tirrenica della Sicilia nord-orientale e il settore centrale dell'arcipelago eoliano agisce infatti un sistema di faglie obliquo-destre con direzione NW-SE, con caratteri transtensivi o transpressivi, noto in letteratura come sistema Eolie-Tindari-Letojanni. Sebbene risulti ampiamente accettato che questo importante lineamento strutturale eserciti un ruolo chiave nella geodinamica, nel vulcanismo e nella sismicità del Tirreno meridionale e della Sicilia nord-orientale, alcuni aspetti circa la sua architettura strutturale e la cinematica dei vari segmenti discreti che lo compongono, rimangono tutt'oggi oggetto di dibattito. Studi strutturali e sismologici eseguiti negli ultimi anni su differenti porzioni di questo sistema di faglie hanno costituito dei vincoli per la formulazione di modelli sismotettonici a grande scala, l'ubicazione delle sorgenti sismogenetiche è ancora dibattuta, anche se differenti ipotesi sono state proposte. Buona parte dell'incertezza nel caratterizzare le strutture è dovuta alla localizzazione di alcune sorgenti in mare, come si evince anche dalle ampie incertezze nei database esistenti (v. Database DISS).

Scopo della ricerca è stato quello di fornire ulteriori vincoli circa il quadro della deformazione recente e attiva lungo il settore più settentrionale di questo elemento strutturale regionale. A tal fine, è stata condotta un'analisi multidisciplinare che ha incluso misurazioni strutturali nei settori on-land, e l'interpretazione di linee sismiche ad alta ed altissima risoluzione nelle aree sommerse del Golfo di Patti.

Successivamente, in collaborazione con l'INGV Catania, sono state investigate le relazioni tra le strutture tettoniche e la sismicità attraverso l'analisi dei maggiori eventi sismici strumentali e storici caratterizzati da intensità MCS maggiore di VIII-IX e $M > 6$.

L'insieme dei dati ha suggerito che la deformazione attiva in questo settore si esplica principalmente attraverso sistemi di faglie di ordine diverso che nel complesso descrivono geometrie del tipo releasing step-over. Questa configurazione tettonica è fortemente supportata dai meccanismi focali analizzati e ben si inquadra nel contesto deformativo del sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni.

2 Localizzazione dell'area di studio

L'area oggetto di studio si colloca in un settore del Tirreno meridionale compreso tra le isole vulcaniche di Lipari e Vulcano, a nord, e il settore costiero tirrenico-peloritano a sud (Figura 2-1).

Essa ricade tra il foglio 244 (isole Eolie) e 253 (Castroreale) della cartografia ufficiale italiana (Istituto Geografico Militare) ed è in gran parte composta da aree sommerse, ricoprendo una superficie totale di circa 1.600 Km².

Il complesso Lipari-Vulcano, propaggine meridionale dell'arcipelago eoliano, si estende per 25 km in direzione NNO-SSE, occupa una superficie di 80 Km² e, risalendo di circa 1 km dai fondali tirrenici, raggiunge la quota altimetrica massima (600 m s.l.m.) in corrispondenza del settore centrale di Lipari. Rappresentato in superficie dalle omonime isole, il complesso Lipari-Vulcano è caratterizzato da una morfologia notevolmente variegata, strettamente legata alle dinamiche del sistema vulcanico, che nel tempo ha prodotto aspri rilievi morfologici e aree depresse in seguito modellati dall'azione degli agenti esogeni.

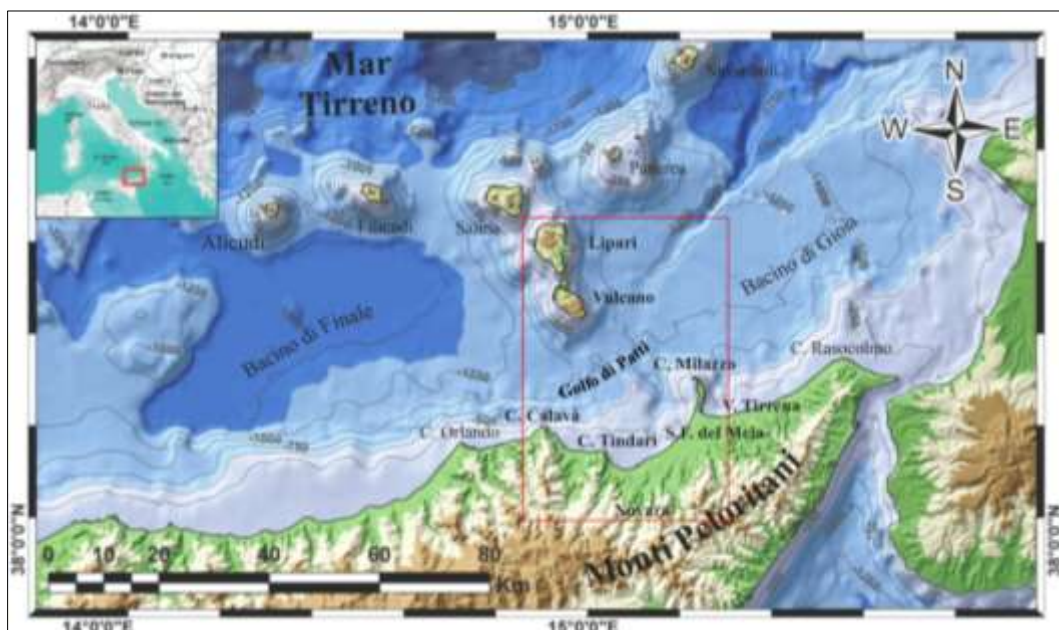


Figura 2-1. Ubicazione dell'area oggetto di studio (rettangolo rosso).

Il settore sommerso del Golfo di Patti, compreso tra i promontori di Capo Calavà e Capo Milazzo, risulta caratterizzato da una piattaforma continentale che si estende in direzione nord-ovest/sud-est generalmente da 1 a 4 km e da una scarpata continentale che degrada dolcemente verso la base dell'edificio di Vulcano, dove raggiunge profondità di circa 800 m sotto il livello del mare. I settori di scarpata continentale, caratterizzati da inclinazioni verso mare di circa 15°, risultano incisi ortogonalmente da profondi canyon sottomarini che veicolano il materiale terrigeno proveniente dalle aree di piattaforma verso i bacini di Gioia e di Finale. L'elevato tasso di trasporto di materiale solido lungo le incisioni sottomarine ha determinato un incremento dei fenomeni erosivi dapprima in corrispondenza delle aree di scarpata e successivamente nelle aree di piattaforma, per progressivo arretramento delle testate dei canyon.

Il settore costiero tirrenico-peloritano è stato investigato lungo un'area di circa 250 Km² compresa tra le località di Capo Tindari e Novara di Sicilia, per quanto riguarda il settore occidentale, e tra il promontorio di Capo Milazzo e gli abitati di San Filippo del Mela e Villafranca Tirrena in quello orientale. I caratteri morfologici dell'area sono notevolmente differenti in funzione delle litologie affioranti, prevalentemente di natura sedimentaria e in misura minore di natura cristallina. Le distribuzioni altimetriche mostrano una notevole escursione, che dal livello del mare raggiungono la quota massima di 1200 m. I rilievi montuosi sono orientati prevalentemente lungo una direttrice nord-est/sud-ovest, presentano versanti aspri e scoscesi, tipico dei terreni metamorfici di medio-alto grado, e risultano profondamente incisi da fiumare caratterizzate per lo più da regime torrentizio stagionale.

Sul versante tirrenico sono presenti tratti pedemontani a morfologia relativamente più dolce laddove affiorano depositi terrigeni terziari e quaternari, data da pianori e colline con quote che variano dalle decine di metri alle centinaia di metri.

3 Inquadramento geologico-regionale

3.1 Assetto geologico-strutturale del Mediterraneo centrale

L'attuale assetto geologico-strutturale della Sicilia nord-orientale e del Tirreno meridionale deve essere inquadrato nel più ampio contesto geodinamico del Mediterraneo centrale, il quale è da ritenersi il risultato di una lunga e complessa storia deformativa che ha avuto origine in seguito ai meccanismi di subduzione/collisione, attuatisi a partire dal Terziario, tra il margine africano e quello europeo (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Patacca et al., 1990; Boccaletti et al., 1990). Questo lento e progressivo processo di convergenza tra i due margini, impostato prevalentemente su una direttrice circa meridiana, ha prodotto diversi compartimenti tettonici che ne hanno accomodato la deformazione in maniera differente e in funzione delle diverse configurazioni paleogeografiche che caratterizzavano le zone di sutura. Nell'attuale conformazione, si possono distinguere tre domini strutturali principali: un **Dominio di Avampaese**, rappresentato dai settori crostali non ancora o solo in parte raggiunti dalla deformazione compressiva; un **Dominio Orogenico**, caratterizzato da distinti edifici a thrust tettonicamente sovrapposti e da un **Dominio di Hinterland**, rappresentato dal bacino di retro-arco tirrenico, derivante da deformazione intra-placca europea (Figura 3-1, Lentini et al., 1994, 1996).

Il **Dominio di Avampaese** risulta articolato in due settori continentali, il Blocco Pelagiano (Burrollet et al., 1978) che della Placca Africana ne rappresenta l'attuale margine, ed il Blocco Apulo, terminazione meridionale della microplacca adriatica (Channel et al., 1979; Ricchetti, 1980). Tali settori sono caratterizzati da notevoli spessori crostali variabili tra i 25 e i 30 km, di cui, secondo i dati dell'esplorazione petrolifera, almeno 6–7 km sono costituiti da successioni carbonatiche, sia di piattaforma che di bacino, complessivamente di età meso–cenozoica con ripetute intercalazioni di vulcaniti basiche.

In Sicilia, il blocco Pelagiano affiora nell'Altopiano Ibleo, le cui successioni sedimentarie sono geologicamente collegabili a quelle omologhe affioranti in Libia e nel Sahel tunisino (Ben Avraham et al., 1990) e si riconoscono con continuità in tutte le aree sommerse del Canale di Sicilia, dove emergono in corrispondenza dell'arcipelago di Malta e dell'isola di Lampedusa (Grasso & Reuther, 1988).

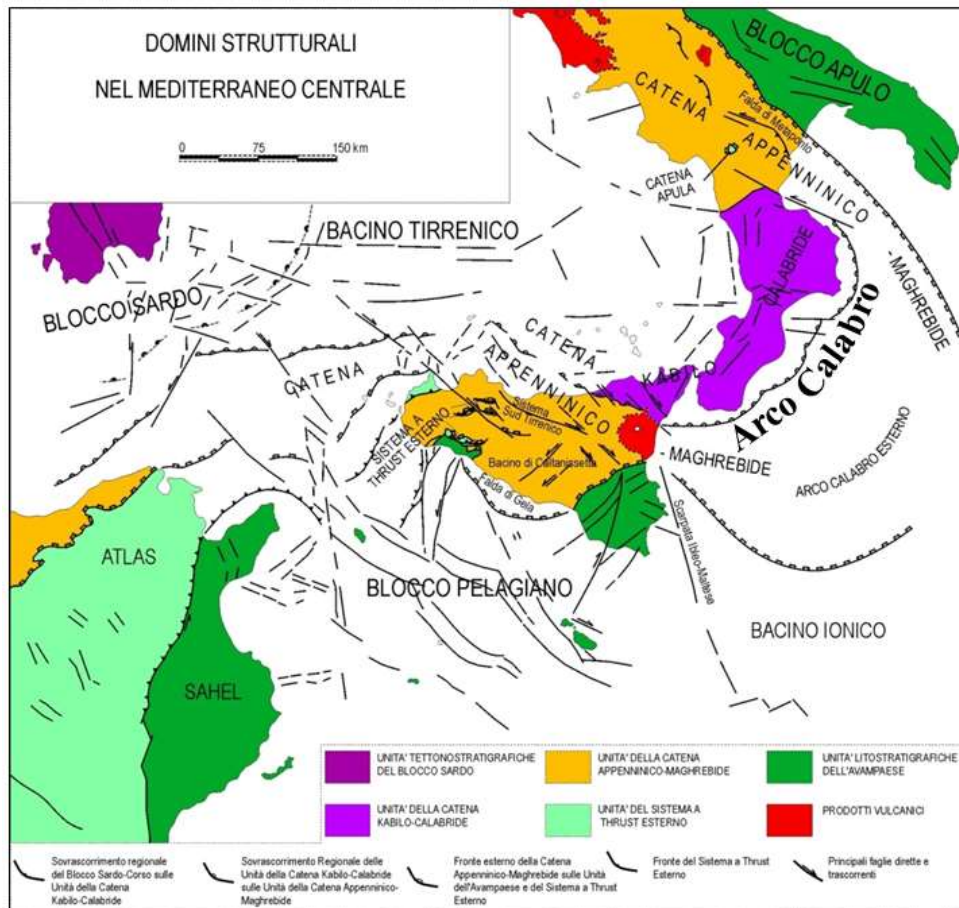


Figura 3-1 Assetto geologico-strutturale del Mediterraneo centrale (modificato da [Lentini et al., 1996](#)).

Verso est, la continuità spaziale del Blocco Pelagiano è compromessa da un importante elemento strutturale mesozoico, la Scarpata Ibleo-Maltese (Figura 3-1). Tale elemento è caratterizzato dalla presenza di sistemi di faglie a gradinata che mantengono una generale orientazione NNO-SSE e che separano il Blocco Pelagiano da una vasta area a crosta oceanica di età giurassica, il Bacino Ionico ([Finetti, 1982](#); [Finetti & Del Ben, 1986](#)) di cui la Scarpata Ibleo-Maltese ne rappresenta l'elemento di transizione tra esso e i settori continentali. Verso nord la continuità del Blocco Pelagiano è interrotta dalla sua improvvisa inflessione sotto le unità del dominio orogenico.

Il **Dominio Orogenico** costituisce la dorsale montuosa che dall'Appennino meridionale, attraverso l'Arco Calabro e la Sicilia, prosegue verso le coste dell'Africa settentrionale (Figura 3-1). I segmenti dell'orogene, costituiti da falde di copertura, sono collegati dalla struttura arcuata dell'Arco Calabro ove sono rappresentate le unità del basamento cristallino appartenenti alle porzioni più interne del sistema orogenico. In Sicilia nord-orientale e in Calabria il dominio orogenico è rappresentato nella sua completezza e consiste nella sovrapposizione tettonica di un elemento pellicolare, costituito da due edifici alloctoni, la

Catena Kabilo-Calabride e la Catena Appenninico-Maghrebide, entrambi sovrascorsi su un sistema a thrust sepolto, il Sistema a Thrust Esterno, originatosi a spese dei margini più interni del Blocco Pelagiano che, dal Miocene superiore, sono stati coinvolti nella tettonica contrazionale (Lentini et al., 1990; 1996; 2000). Questi tre edifici disegnano complessivamente una geometria a duplex di estensione regionale.

La Catena Kabilo-Calabride, che occupa la parte nord orientale dell'isola, costituisce l'ossatura dei Monti Peloritani che rappresentano anche la terminazione meridionale dell'Arco Calabro (Scandone, 1979; Amodio Morelli et al., 1976). Tale catena si è originata a partire dall'Eocene superiore ed è composta principalmente da diverse falde di ricoprimento costituite da terreni del basamento cristallino con resti di coperture sedimentarie meso-cenozoiche.

La Catena Appenninico-Maghrebide è formata da un sistema a thrust con vergenza sud-orientale e occupa gran parte del territorio siciliano. Questo sistema comprende elementi derivanti dalla deformazione del dominio oceanico della Neotetide e ha coinvolto, a partire dal Miocene medio, sequenze mesozoico-terziarie sia di piattaforma che di bacino, con le relative coperture flyscioidi mioceniche, ritenute appartenenti al paleomargine afro-adriatico (Ogniben, 1960; Amodio-Morelli et al., 1976; Lentini & Vezzani, 1978; Catalano & D'Argenio, 1982; Giunta, 1985; Bianchi et al., 1987; Roure et al., 1990; Catalano et al., 1996; Lentini et al., 1996; 2006). Gli accavallamenti sono caratterizzati da una propagazione di tipo piggy-back che ha prodotto geometrie a flat e ramp SSE vergenti (Bianchi et al., 1987; Lentini et al., 1990; Roure et al., 1990; Bello et al., 2000; Catalano et al., 2000).

Il **dominio di Hinterland** (o Tirrenico) si è formato a partire dal Tortoniano nelle aree interne rispetto al sistema orogenico (Scandone, 1979; Dewey et al., 1989) e deriva da deformazione intra-placca europea. Al suo interno si sviluppano bacini di forma triangolare caratterizzati da crosta assottigliata fino ad oceanica (Moho <10 Km), come il Bacino Magnaghi-Vavilov e il Bacino del Marsili, originatisi rispettivamente nel Pliocene inferiore e nel Pliocene superiore-Pleistocene inferiore (Kastens et al., 1986). Nei settori meridionali si sviluppa un vulcanesimo quaternario caratterizzato da prodotti sia alcalini (Ustica) che calcoalcalini (arcipelago eoliano). Il dominio tirrenico è stato interpretato o come un bacino di retro-arco connesso ad un sistema arco-fossa sviluppatosi in seguito alla subduzione della placca ionica sotto la placca europea (Boccaletti & Guazzone, 1972; Dewey et al., 1973; Malinverno & Ryan, 1986; Rehault et al., 1987), o come il risultato di processi di delaminazione della litosfera legati a movimenti verticali del mantello (Wezel, 1985;

Locardi, 1986; Channell, 1986). Le interpretazioni più recenti si basano su modelli di estrusione laterale di blocchi secondo i quali l'indentazione del blocco pelagiano nel fronte della zona collisionale durante il Miocene avrebbe causato la formazione di una zona di rifting passivo al retro dell'Arco Calabro (Tapponnier, 1977; Boccaletti et al., 1984, 1990; Ben Avraham et al., 1990; Faccenna et al., 1996; Catalano et al., 2004). Secondo questi modelli l'estensione del bacino tirrenico è stata favorita dalla conseguente risalita del mantello e accomodata verso SE dalla contrazione al fronte della catena con l'attivazione dei thrust appenninici e la migrazione dell'Arco Calabro sul bacino ionico guidata da grandi fasce trasformati. Durante il Pliocene superiore-Pleistocene inferiore, mentre strutture contrazionali continuano a formarsi al fronte e lungo l'asse della catena e al retro di essa si apre il bacino tirrenico, i settori interni dell'Arco Calabro-Peloritano collassano a causa dell'attivazione di faglie normali con direzioni sia longitudinali che trasversali rispetto all'arco, che viene frammentato in alti strutturali e bacini sedimentari (Ghisetti, 1979; Monaco et al., 1996; Catalano & Di Stefano, 1997; Lentini et al., 2004).

3.2 L'Arco Calabro-Peloritano

L'Arco Calabro-Peloritano (Figura 3-1), che comprende la Sicilia nord-orientale e la Calabria, rappresenta uno degli elementi arcuati del sistema corrugato peri-mediterraneo e si configura come una zona di raccordo tra la catena Siculo-Maghrebide e l'Appennino meridionale (Tortorici 1995). Spesso associati ai relativi bacini di retro-arco, questi orogeni curvati rappresentano infatti una geometria tipica all'interno del bacino Mediterraneo (Faccenna et al., 2004; Guegen et al., 1998; Rosenbaum & Lister, 2004). Esso rappresenta l'elemento più interno dell'orogene ed è costituito da una serie di unità tettoniche, in cui sono rappresentate diverse porzioni di un'originaria crosta continentale composta da basamento cristallino ercinico e dalle relative coperture meso-cenozoiche (Ogniben, 1969), cui si associano unità ofiolitifere caratterizzate da gradi di metamorfismo variabile e derivanti dalla deformazione di uno o più originari domini oceanici.

L'evoluzione di questo elemento rispetto ai domini della catena Appenninico-Maghrebide è stata oggetto di numerose controversie. Tuttavia, le interpretazioni prodotte possono essere riconducibili a tre ipotesi principali. La prima ipotesi considera le falde cristalline calabridi come frammenti del margine europeo (Ogniben, 1969; 1973; Bouillin, 1984; Bouillin et al., 1986), mentre la seconda considera l'Arco Calabro come un frammento di catena alpina

Europa-vergente che, durante il Neogene, è sovrascorsa in toto sui domini appenninici (Haccard et al., 1972; Alvarez, 1976; Amodio-Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982). La terza ipotesi prevede che il dominio calabride rappresenti una microplacca continentale mesomediterranea originariamente interposta tra i due margini principali (Alvarez, 1976; Ogniben, 1985; Guerrera et al., 1993), coinvolta in processi collisionali dapprima con vergenza europea (fase eo-alpina) e successivamente con vergenza africana. I processi di convergenza sarebbero stati caratterizzati da una prima subduzione, nel Cretaceo superiore-Eocene, di litosfera oceanica tetidea al di sotto della placca africana (dominio australpino) o di una placca mesomediterranea (calabride), con conseguente collisione continentale nell'Eocene-Oligocene e formazione di una catena eo-alpina Europa-vergente (Haccard et al., 1972; Amodio-Morelli et al., 1976; Boccaletti et al., 1977; Scandone et al., 1977; Tortorici, 1983). Successivamente, nel Paleogene-Miocene inferiore, sarebbe occorsa una seconda subduzione di litosfera assottigliata di pertinenza africana al di sotto del margine europeo e/o calabride, seguita da processi collisionali con conseguente formazione della catena Appenninico-Maghrebide Africa-vergente e, nel Neogene-Quaternario, dall'apertura del bacino tirrenico al retro (Mostardini & Merlini, 1986; Cello et al., 1989; Roure et al., 1991; Catalano et al., 2004).

Nonostante le differenti e contrastanti interpretazioni circa la sua origine geologica, nella letteratura più recente risulta ampiamente accettato che l'attuale configurazione geometrica e strutturale dell'Arco Calabro è strettamente legata al processo di subduzione della piastra ionica al di sotto delle unità calabridi e appenninico-maghrebidi (Guegen et al., 1998; Wortel & Spakman, 2000; Faccenna et al., 2004; Rosenbaum & Lister, 2004; Cifelli et al., 2007).

3.3 Il complesso di subduzione ionico

Durante il processo di convergenza tra il margine europeo e quello africano, i settori continentali del blocco pelagiano e quello apulo erano separati da un braccio di mare di pertinenza tetidea, il Bacino Ionico (Figura 3-2, [Catalano et al., 2000](#)).

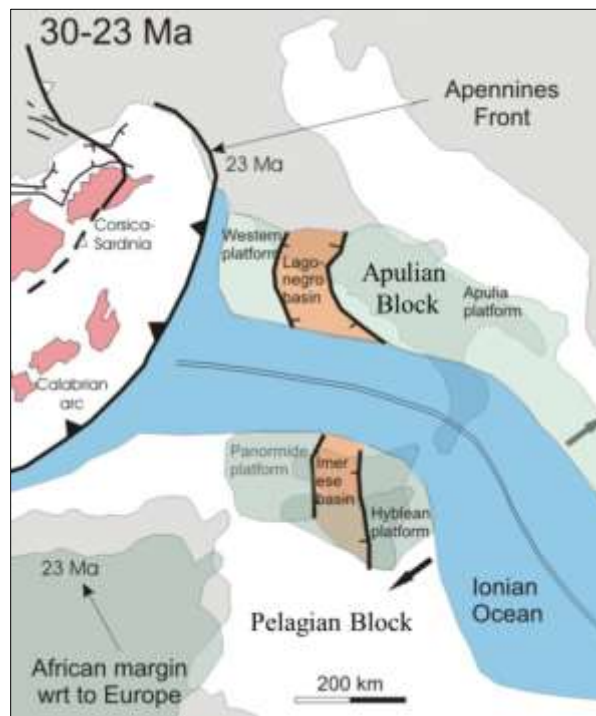


Figura 3-2. Configurazione paleogeografica del Mediterraneo centrale nell'intervallo 30-23 Ma (modificato da [Catalano et al., 2000](#)).

Questa antica configurazione paleo-geografica ha determinato un differente accomodamento della deformazione lungo le zone di sutura, determinando dapprima la strutturazione della catena Appenninico-Maghrebide, con successiva indentazione dei settori continentali ([Tapponnier, 1977](#); [Boccaletti et al., 1990](#)) e subduzione delle unità ioniche al di sotto dell'Arco Calabro.

L'apertura del bacino di retro-arco tirrenico, ascrivibile al Tortoniano (8-10 Ma) e la contemporanea migrazione verso est/sud-est delle falde appenninico-maghrebidi rappresentano la risposta geodinamica a tale processo di subduzione e al roll-back verso SE dello slab ionico ([Malinverno & Ryan, 1986](#); [Patacca et al., 1990](#), [Faccenna et al., 2001](#), [2004](#)). L'arretramento dello slab ha indotto un processo di drifting verso SE dell'edificio calabride, precedentemente posizionato ad est della Sardegna (

L'estrusione dell'Arco Calabro è stata probabilmente favorita dall'attivazione, ai margini del complesso di subduzione, di due fasce trascorrenti ad orientazione NO-SE che, fungendo da "binari" tettonici, ne hanno favorito la progressiva migrazione verso E/SE causando rotazioni strutturali antiorarie del settore appenninico e orarie di quello siciliano (Channell et al., 1980; 1990; Channell, 1992; Scheepers et al., 1993).

3.4 Margini del sistema di subduzione e "STEP faults"

I margini di un complesso di subduzione, laddove occorrono processi di indentazione continentale cui si interpone un dominio a crosta oceanica (o a crosta continentale assottigliata), possono rappresentare i luoghi in cui viene accomodata, sotto forma di trascorrenza, buona parte della deformazione compressiva regionale (Van Dijk et al., 2000; Tansi et al., 2007). Nello scenario della subduzione sud-tirrenica sono stati proposti diversi lineamenti tettonici a carattere trascorrente che, con cinematica transpressiva e/o transtensiva, hanno accomodato il processo di estrusione dell'Arco Calabro e la sua progressiva migrazione verso E/SE. Queste strutture tettoniche a carattere trascorrente sono state classicamente identificate nella Linea di Sanginetto a nord e nella Linea di Taormina a sud, caratterizzate rispettivamente da movimenti sinistri e destri (Amodio-Morelli et al., 1976; Scandone, 1982). In effetti si tratta di zone di taglio più complesse che potrebbero comprendere la zona di taglio sinistro del Pollino in Appennino meridionale (Moussat et al., 1986; Dewey et al., 1989; Ben Avraham et al., 1990; Cinque et al., 1993; Catalano et al., 2004) e il Sistema Sud-Tirrenico destro in Sicilia settentrionale (Finetti et al., 1996; Lentini et al., 2006) cui appartiene il noto sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni.

Govers & Wortel (2005) hanno annoverato le strutture di taglio che interessano i margini dell'Arco Calabro tra le "STEP regions" attualmente presenti ai margini di alcuni principali complessi di subduzione. Il termine STEP (Govers & Wortel, 2005) assume il significato di "Subduction Transfer Edge Propagator" e indica una "tear fault" al margine di un complesso di subduzione che implica un "wrenching" progressivo lungo la struttura di taglio principale, accompagnato da rotazioni strutturali dei settori separati dalla stessa. Secondo gli autori, le strutture di tipo STEP possono inoltre produrre considerevoli espressioni topografiche e formare i maggiori bacini sedimentari, secondo un'evoluzione temporale ben precisa.

Per quanto riguarda il margine meridionale dell'Arco-Calabro, gli autori identificano come "STEP fault" una fascia di deformazione trascorrente destra che dal settore eoliano,

attraverso il monte Etna, si snoda verso SSE e riprende una linea di debolezza mesozoica corrispondente alla Scarpata Ibleo-Maltese.

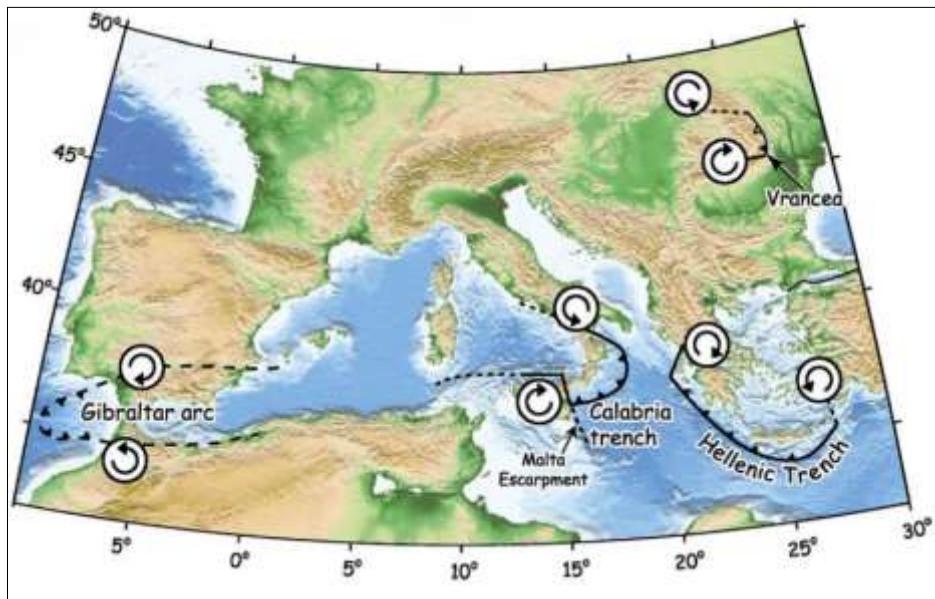


Figura 3-4. “STEP faults” nel Mediterraneo, [Govers & Wortel, 2005](#). Il termine STEP assume il significato di “Subduction Transfer Edge Propagator” e indica una “tear fault” al margine di un complesso di subduzione che implica un “wrenching” progressivo lungo la struttura di taglio principale, accompagnato da rotazioni strutturali dei settori separati dalla stessa. Secondo gli autori, le strutture di tipo STEP possono inoltre produrre considerevoli espressioni topografiche e formare i maggiori bacini sedimentari, secondo un’evoluzione spazio-temporale ben precisa.

Sebbene non pienamente vincolata, una struttura di tipo “STEP” dovrebbe interessare anche il margine settentrionale dell’Arco Calabro (Appennino Lucano), laddove occorrono una fascia di deformazione a trascorrenza sinistra ([Catalano et al., 2003](#)) e rotazioni strutturali antiorarie ([Mattei et al., 2004](#); [Scheepers et al., 1993, 1994](#)). La presenza di queste strutture tettoniche litosferiche di tipo “slab tears” che delimitano sia a nord che a sud la placca ionica in subduzione è supportata anche dall’assenza di sismicità profonda al di sotto della Sicilia occidentale e dell’Appennino meridionale ([Wortel & Spakman, 2000](#); [D’Agostino & Selvaggi, 2004](#)).

[Neri et al., 2012](#) attraverso la produzione di alcune tomografie sismiche in corrispondenza dell’Arco Calabro hanno evidenziato dei distacchi laterali dello slab ionico e propongono come STEP fault la faglia di Crotone a nord e il sistema Eolie-Tindari-Letojanni a sud.

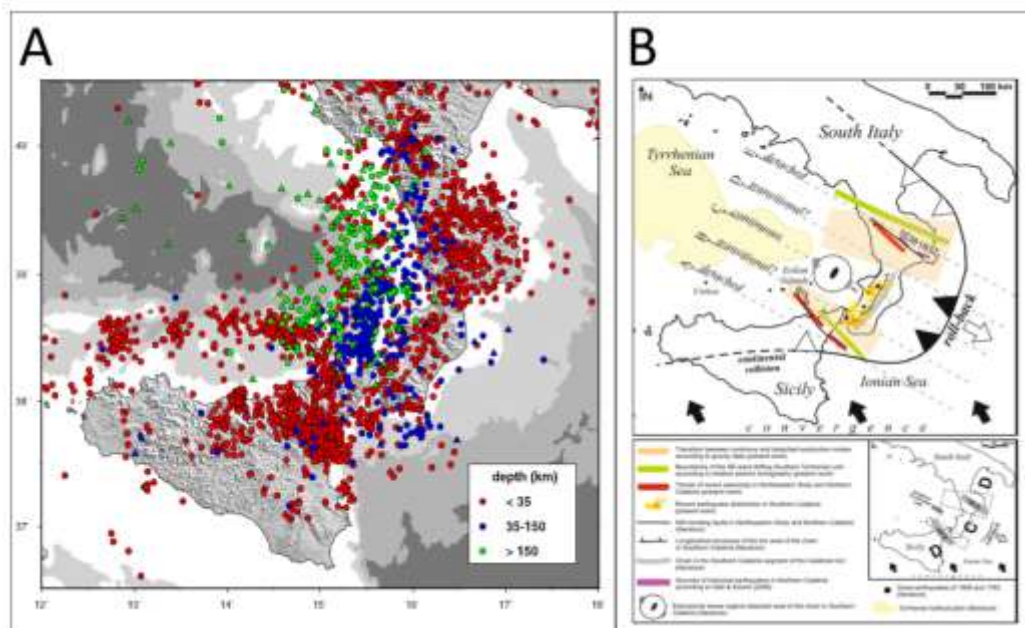


Figura 3-5 A, Distribuzione della sismicità superficiale e profonda lungo l'Arco Calabro e la Sicilia, [D'Agostino & Selvaggi, 2004](#). L'assenza di sismicità profonda al di sotto della Sicilia occidentale e dell'Appennino meridionale supporta la presenza di queste strutture tettoniche litosferiche di tipo "slab tears" che delimitano sia a nord che a sud la placca ionica in subduzione. B, immagine schematica prodotta da [Neri et al., 2012](#) i quali evidenziano dei distacchi laterali dello slab ionico in prossimità dei margini dell'Arco Calabro e propongono come STEP fault la faglia di Crotona a nord e il sistema Eolie-Tindari-Letojanni a sud.

3.5 Deformazione attiva lungo il margine meridionale dell'Arco Calabro

Nonostante la convergenza tra il margine europeo e quello africano sia avvenuta con tassi di 1-2 cm/anno, negli ultimi 5-6 Milioni di anni, l'Arco Calabro ha subito una migrazione verso Est/Sud-Est con una velocità di circa 5-6 cm/anno, accompagnata da un processo di subduzione e roll-back della litosfera oceanica ionica sottostante ([Faccenna et al., 2004](#)) e, contemporaneamente, da un processo di rifting del bacino di retro-arco tirrenico. Tuttavia, durante il Pleistocene superiore, i processi di subduzione e di roll-back hanno subito un notevole rallentamento, riducendosi a tassi dell'ordine di 1 cm/anno ([Faccenna et al., 2001](#)) con conseguente riorganizzazione delle placche ([Goes et al., 2004](#)).

I dati geodetici ([D'Agostino & Selvaggi, 2004](#); [Palano et al., 2012](#)) testimoniano che la convergenza tra il margine europeo e quello africano, orientata NNO-SSE, è attualmente accomodata da una fascia contrazionale continua, orientata circa est-ovest e collocata a nord della Sicilia, nel Tirreno meridionale, tra Ustica e il settore centrale delle isole Eolie (Figura 3-6).

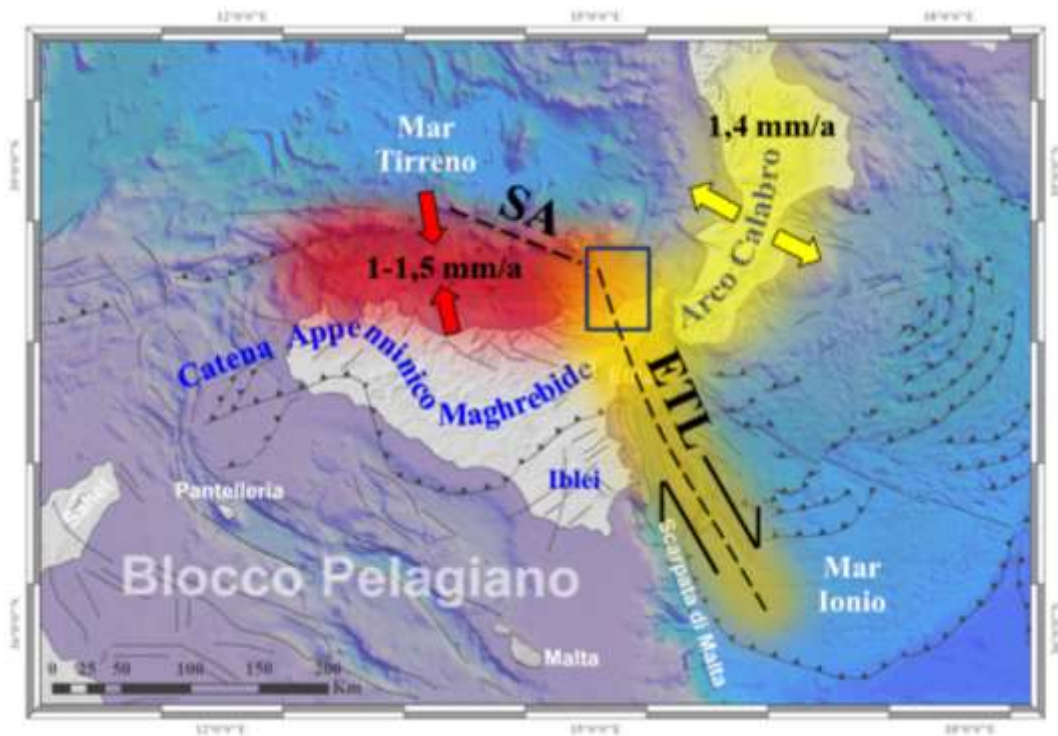


Figura 3-6. Stato della deformazione attiva lungo il bordo meridionale dell'Arco Calabro (rosso, compressione; giallo, estensione; arancione, transtensione). I dati geodetici e sismologici testimoniano la presenza di un fascia compressiva orientata circa est-ovest e che si estende approssimativamente da Ustica al settore centrale delle isole Eolie, caratterizzata da tassi di raccorciamento pari a 1-1,5 mm/a (Pondrelli et al., 2004, 2006; D'Agostino & Selvaggi, 2004; Neri 2005; Palano et al., 2012). Tale deformazione potrebbe essere in gran parte accomodata dal sistema di faglie transpressive destre di Sisifo-Alicudi (SA, Finetti & Del Ben, 1986; De Astis et al., 2003; Billi et al., 2006), il quale si sviluppa per oltre 100 km lungo il trend ONO-ESE. Verso est questa fascia compressiva lascia il posto ad una estensionale caratterizzata da tassi di apertura di circa 1,4 mm/a (Tortorici et al., 1995; Jacques et al., 2001, D'Agostino & Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004; Mattia et al., 2009; Palano et al., 2012). La transizione tra il dominio estensionale e quello contrazionale sembra essere accomodata dal sistema Eolie-Tindari-Letojanni (ETL), caratterizzato da uno stile deformativo di tipo trascorrente destro (Mazzuoli et al., 1995; Lanzafame & Bousquet, 1997; Pondrelli et al., 2004; Billi et al., 2006; Argnani et al., 2007; Mattia et al., 2009; Palano et al., 2012). Il rettangolo blu indica l'ubicazione dell'area investigata.

Essa risulta caratterizzata da tassi di raccorciamento compresi tra 1 e 1,5 mm/anno (D'Agostino & Selvaggi, 2004; Palano et al., 2012) e presenta una sismicità crostale caratterizzata da meccanismi focali di tipo inverso, con assi di compressione orientati NNO-SSE e NO-SE (Pondrelli et al., 2004, 2006; Neri et al., 2005). Tale deformazione potrebbe essere in gran parte accomodata dal sistema di faglie transpressive destre di Sisifo-Alicudi (SA in Figura 3-6; Finetti & Del Ben, 1986; De Astis et al., 2003; Billi et al., 2006), il quale si sviluppa per oltre 100 km lungo il trend ONO-ESE.

La contrazione coesiste con una fascia estensionale attiva che caratterizza i Monti Peloritani e la Calabria (Monaco & Tortorici, 2000; Scarfi et al., 2009). Una direzione d'estensione

ESE-ONO, caratterizzata da tassi di deformazione di circa 1,5 mm/anno, è dedotta da dati strutturali (Tortorici et al., 1995; Jacques et al., 2001), sismologici (cataloghi CMT e RCMT), da campi di velocità VLBI (Ward, 1994) e GPS (D'Agostino & Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004; Mattia et al., 2009; Palano et al., 2012).

Sebbene risulta ampiamente accettato che il settore in compressione localizzato a nord della Sicilia presenti uno stretto legame col processo di convergenza tra la placca Africana e quella Europea (Goes et al., 2004; Pondrelli et al., 2004), le cause della tettonica estensionale osservata in Calabria e Sicilia orientale non sono ancora del tutto chiare ed esistono ipotesi come ad esempio l'esistenza di un rift orientato NNE-SSO (Monaco & Tortorici, 2000; Jacques et al., 2001), un processo di back-arc stretching (Neri et al., 2005), la risposta isostatica al distacco dello slab ionico (Westaway, 1993) o la risposta regionale al rallentamento dell'arretramento dello slab (D'Agostino & Selvaggi, 2004; Goes et al., 2004)

La transizione tra il dominio estensionale e quello contrazionale sembra avvenire in prossimità della parte meridionale dell'arcipelago eoliano, dove dati geologici, geodetici e sismologici identificano un importante allineamento strutturale, il sistema Eolie-Tindari-Letojanni (ETL in Figura 3-6), caratterizzato da uno stile deformativo di tipo trascorrente destro (Mazzuoli et al., 1995; Lanzafame & Bousquet, 1997; Pondrelli et al., 2004; Billi et al., 2006; Argnani et al., 2007; Mattia et al., 2009; Palano et al., 2012).

4 Sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni

4.1 Stato dell'arte

Il sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni (ETL in Figura 4-1) consiste in un'ampia fascia di deformazione fragile ad orientazione NNO-SSE che, secondo alcune interpretazioni, si snoda dal settore centrale delle isole Eolie (Salina, Lipari, Vulcano) verso sud fino al bacino ionico, rivestendo un ruolo chiave nella geodinamica del Tirreno meridionale e dello Ionio occidentale (Palano et al., 2012 e riferimenti all'interno). Nell'ambito di un generale movimento laterale destro, questo sistema di faglie alterna compartimenti sia transtensivi che transpressivi, a seconda della disposizione dei vari segmenti discreti rispetto al campo di stress dominante.

L'intensa attività sismica che caratterizza i settori centrali delle isole Eolie e la costa tirrenico-peloritana, l'anomala distribuzione delle isole di Lipari e Vulcano rispetto al resto degli edifici appartenenti all'arco eoliano e la sua ubicazione al margine meridionale del complesso di subduzione ionico, sono alcuni degli elementi che hanno accresciuto l'interesse di numerosi studiosi verso questo sistema di faglie.

Nel contesto geodinamico del Mediterraneo centrale, sono state proposte diverse interpretazioni circa il ruolo di questo importante elemento strutturale:

- a) un "thrust lateral-ramp" o "tear fault" litosferica che borda i margini occidentali dello slab in subduzione e che ha accomodato il trasporto tettonico verso sud est dell'edificio calabride (Rehault et al., 1987; Van Dijk & Okkes, 1991; Nicolich et al., 2000, Doglioni et al., 2001; Faccenna et al., 2004; Rosenbaum et al., 2008; Chiarabba et al., 2008);
- b) una "transfer zone" crostale che trasferisce la deformazione tra la fascia contrazionale che caratterizza il Tirreno meridionale e la Sicilia settentrionale e l'Arco Calabro esterno nel Bacino Ionico (Goes et al., 2004; Neri et al., 2004; Billi et al., 2006; Barreca et al., 2014);
- c) una faglia trasforme (Lanzafame & Bousquet, 1997; Nicolich et al., 2000) rispetto all'arco eoliano che si sviluppa verso sud lungo l'offshore ionico, riattivando le strutture della Scarpata Ibleo-Maltese (Scandone et al., 1981; Bianca et al., 1999; Argnani & Bonazzi, 2005);
- d) l'espressione superficiale di una STEP fault (Polonia et al., 2011, Argnani et al., 2007; 2014).

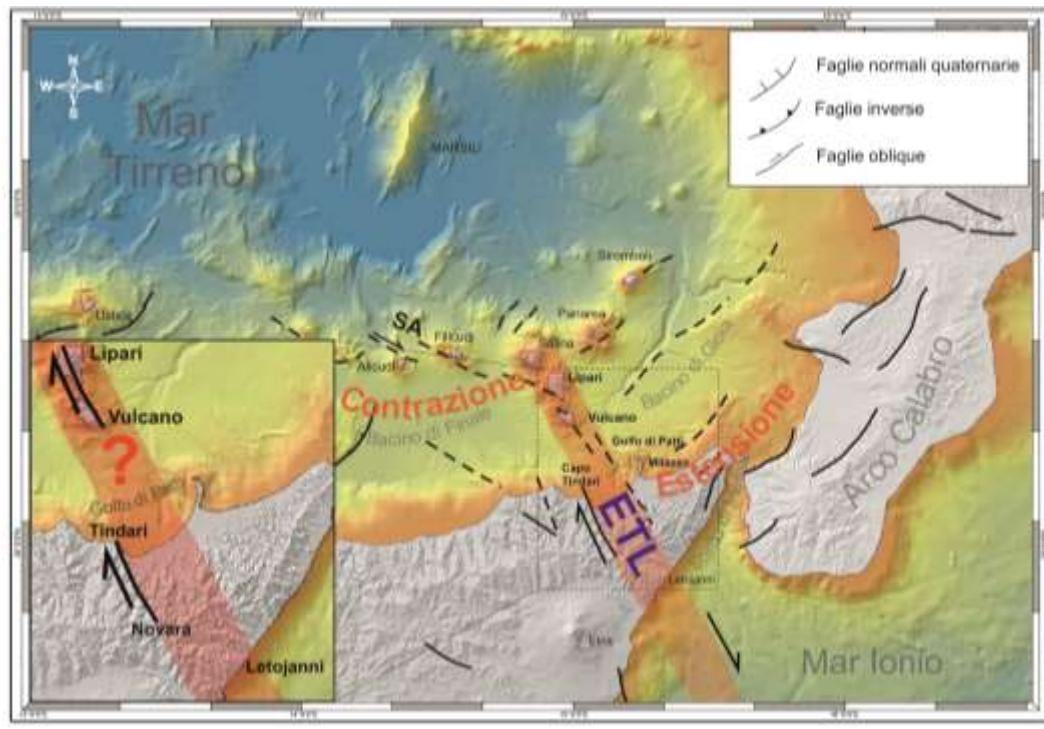


Figura 4-1. Sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni (ETL) nel contesto geodinamico del Mediterraneo centrale (modificato da Barreca et al., 2014). Secondo alcune interpretazioni, questa ampia fascia di deformazione fragile ad orientazione NNO-SSE, si snoda dal settore centrale delle isole Eolie (Salina, Lipari, Vulcano) verso sud fino al bacino ionico, rivestendo un ruolo chiave nella geodinamica del Tirreno meridionale e dello Ionio occidentale (Palano et al., 2012 e riferimenti all'interno).

Sebbene risulti ampiamente accettato che questo importante lineamento strutturale eserciti un ruolo chiave nella geodinamica, nel vulcanismo e nella sismicità del Tirreno meridionale e della Sicilia nord-orientale (Barreca et al., 2014 e riferimenti all'interno), alcuni aspetti circa la sua architettura strutturale e la cinematica dei vari segmenti discreti che lo compongono, rimangono tutt'oggi oggetto di dibattito.

A parte i settori relativi all'offshore ionico (si veda Polonia et al., 2011; Gallais et al., 2013; Argnani et al., 2014), una delle questioni a lungo dibattute, è stata per esempio la prosecuzione strutturale di questo sistema di faglie dalle aree tirrenico-peloritane verso la costa ionica siciliana (Novara-Letojanni, vedi inset in Figura 4-1).

Secondo alcuni autori (Billi et al., 2006), segmenti riferibili al sistema ETL sono presenti lungo la congiungente Tindari-Novara (vedi inset in Figura 4-1) ma non ci sono evidenze circa la sua prosecuzione verso sud-est, fino alla costa ionica.

Tuttavia, i dati geodetici suggeriscono che una prosecuzione verso SE di questo elemento strutturale potrebbe essere possibile. Infatti, Palano et al., (2012), attraverso una

scomposizione dei vettori di velocità GPS di stazioni poste a cavallo dell'ipotetica terminazione sud-orientale del lineamento ETL (stazione TAOR e 9532 in Figura 4-2), hanno evidenziato, lungo il suo trend, 3,7 mm/a di movimento trascorrente destro. Questo valore risulta in buona coerenza e continuità con quello osservato da [Mattia et al., \(2009\)](#) nelle porzioni settentrionali del sistema (3,9 mm/a di movimento trascorrente destro e 1,4 di tensile, area Tindari-Novara), avvalorandone, anche se solo strumentalmente, l'ipotesi di una probabile connessione strutturale e cinematica tra i due settori.

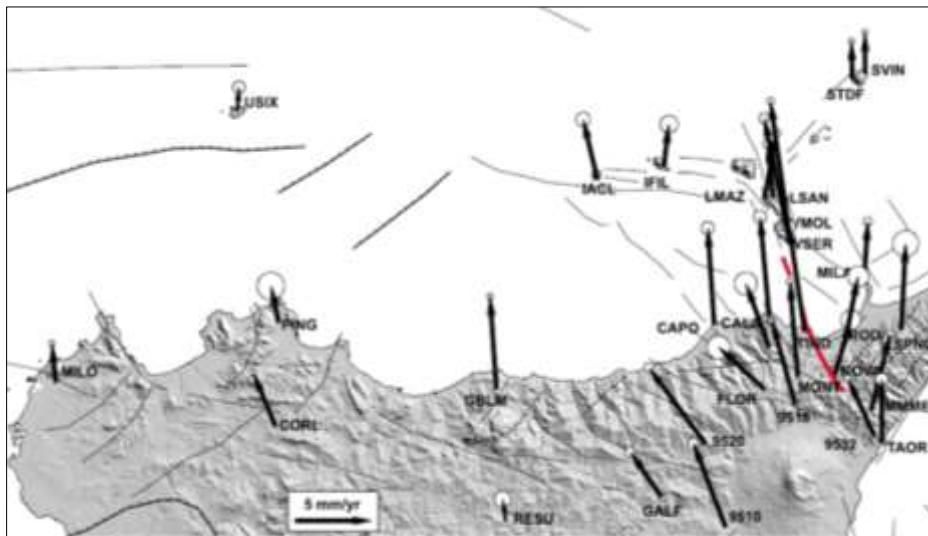


Figura 4-2. Velocità GPS in Eurasia stabile (18 anni di osservazioni GPS sia da stazioni permanenti che da discrete, da [Palano et al., 2012](#)). Applicando una scomposizione dei vettori di velocità GPS in riferimento a delle stazioni poste ad est e ad ovest dell'allineamento ETL (stazione TAOR e 9532), gli autori hanno determinato, per questo sistema di faglie, 3,7 mm/a di movimento trascorrente destro anche nei suoi settori sud-orientali, avvalorando, anche se solo strumentalmente, la probabile prosecuzione del sistema di faglie ETL, dai settori eoliani e peloritani fino alla costa ionica.

Ciò che invece, dal punto di vista strutturale, rimane ancora oggi in larga parte enigmatico, è la prosecuzione del sistema di faglie ETL dalle aree di Tindari all'edificio di Vulcano, lungo il Golfo di Patti (vedi inset in Figura 4-1). Sebbene i dati di letteratura siano convergenti nell'attribuire un significato transtensivo destro ai segmenti eoliani (Lipari-Vulcano, [Mazzuoli et al., 1995](#); [Ventura et al., 1994, 1999](#)) e peloritani (Tindari-Novara, [Billi et al., 2006](#), [De Guidi et al., 2013](#)) appartenenti a questo sistema di faglie, relativamente ai settori sommersi del Golfo di Patti il significato di questo lineamento non è ancora chiaro e sono state prodotte interpretazioni spesso contrastanti.

Gabbianelli et al., (1996), Cuppari et al., (1999), Colantoni et al., (2001), attraverso indagini di sismica a riflessione superficiale (generalmente 1 secondo di penetrazione) evidenziano la presenza di un sistema di faglie normali ad orientazione NO-SE e NNO-SSE che si diparte dalle aree di piattaforma fino alla base dell'edificio di Vulcano. Secondo Cuppari et al., (1999), la tettonica estensionale si sarebbe recentemente sovrainposta su una precedente configurazione di faglie transpressive e/o compressive plioceniche (Figura 4-3 A). Contrariamente Argnani et al., (2007), attraverso indagini di sismica a riflessione relativamente più profonda (3 secondi di penetrazione), evidenziano la presenza di una fascia transpressiva e/o compressiva sviluppata lungo il trend NO-SE, che si snoda dal Golfo di Patti fino all'isola di Salina, ritenendo la Dorsale di Patti e la Dorsale di Milazzo (Figura 4-3 B) come delle strutture plicative formatesi a seguito di una fase compressiva occorsa dal Pleistocene medio e che riprende precedenti strutture estensionali plioceniche. Evidenze di fagliazione inversa e/o transpressiva in questo settore, sono state documentate anche da Billi et al., (2006), a sud di Vulcano (profilo sismico ST1E), dove le faglie sembrano coinvolgere depositi plio-pleistocenici.

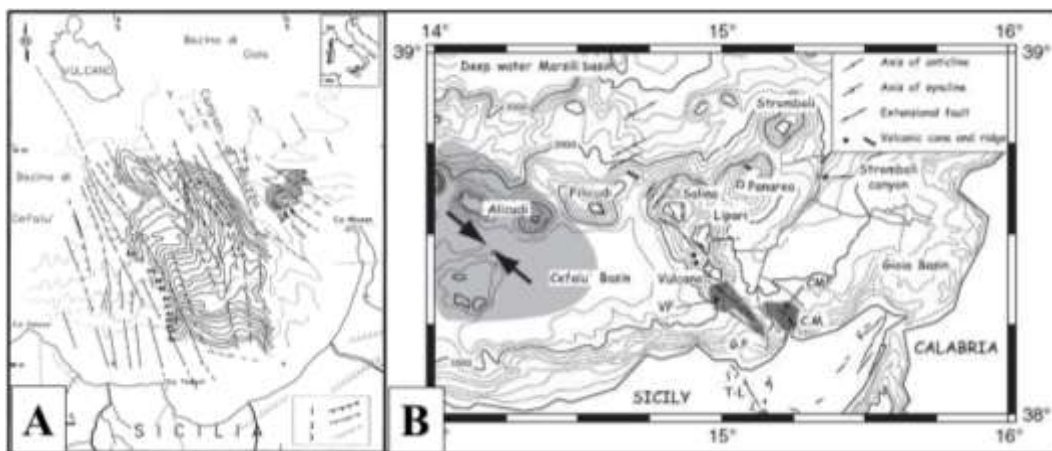


Figura 4-3. Assetto strutturale del Golfo di Patti. Cuppari et al., (1999) evidenziano la presenza di un sistema di faglie normali ad orientazione NO-SE e NNO-SSE che si diparte dalle aree di piattaforma fino alla base dell'edificio di Vulcano (A). Contrariamente (B), Argnani et al., (2007), attraverso indagini di sismica a riflessione relativamente più profonda, evidenziano la presenza di una fascia transpressiva e/o compressiva sviluppata lungo il trend NO-SE, che si snoda dal Golfo di Patti fino all'isola di Salina, ritenendo la Dorsale di Patti e la Dorsale di Milazzo (VF e CMF, rispettivamente) come delle strutture plicative formatesi a seguito di una fase compressiva occorsa dal Pleistocene medio e che riprende precedenti strutture estensionali plioceniche.

5 Il Complesso Lipari-Vulcano

5.1 Caratteri generali

Il complesso Lipari-Vulcano, rappresentato in superficie dalle omonime isole, consiste in un apparato vulcanico del Tirreno meridionale che si estende per circa 25 km in direzione NNO-SSE (Figura 5-1). Formatosi nel Pleistocene medio, esso risale di circa 1 km dai fondali tirrenici ed è collocato su 15-20 km di crosta continentale riferibile alle unità cristalline calabridi (Boccaletti et al., 1990; Nicolich et al., 2000; Nicolich, 1989; Piromallo & Morelli, 2003).

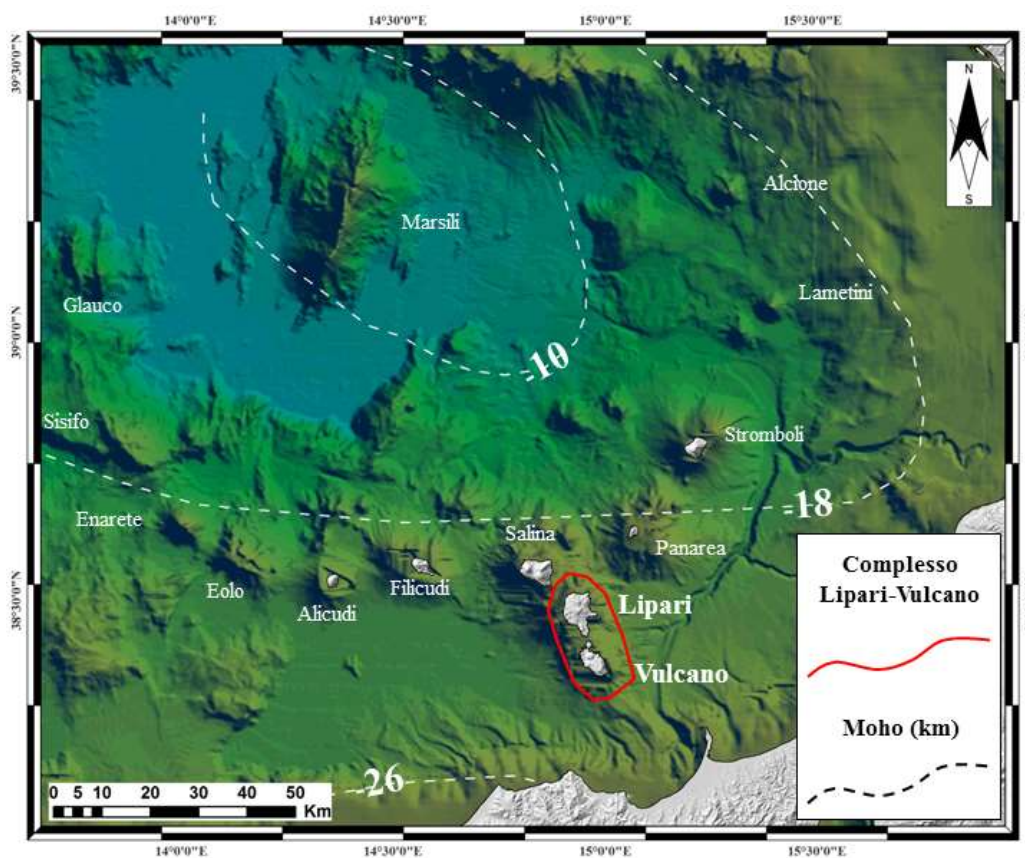


Figura 5-1. Ubicazione del complesso Lipari-Vulcano nel Tirreno meridionale. Formatosi nel Pleistocene medio, esso risale di circa 1 km dai fondali tirrenici ed è collocato su 15-20 km di crosta continentale riferibile alle unità cristalline calabridi (Boccaletti et al., 1990; Nicolich et al., 2000; Nicolich, 1989; Piromallo & Morelli, 2003). E' possibile notare come questo elemento si disponga su un trend anomalo (NNO-SSE) rispetto a quello degli altri edifici appartenenti all'arco eoliano, ragion per cui diversi autori hanno ipotizzato che la strutturazione degli edifici di Lipari e Vulcano sia stata probabilmente controllata dall'importante lineamento strutturale Eolie-Tindari-Letojanni (Ghisetti, 1979; Locardi & Nappi, 1979; Lanzafame & Bousquet, 1997). Isobate della moho da Nicolich et al., 1991. Dtm batimetria Tirreno prodotto da grid GEBCO.

Lipari, l'isola più grande dell'Arcipelago eoliano, rappresenta il risultato di distinte fasi eruttive occorse da circa 220.000 fa fino a tempi storici (Gillot, 1987), con prodotti andesitici ad affinità da calc-alcalina ricca in K a shoshonitica, emessi da diversi centri eruttivi principalmente distribuiti lungo una direttrice N-S e NNO-SSE (Figura 5-2, Peccerillo, 2005; De Astis et al., 2013; Lucchi, 2013). L'attività vulcanica è iniziata nel settore occidentale dell'isola con la formazione di diversi centri eruttivi monogenici caratterizzati per lo più da prodotti andesitico-basaltici (Lucchi, 2013). Dopo la formazione dell'edificio di Monte Sant'Angelo (98 ka; Crisci et al., 1991), occorre un relativo periodo di quiescenza fino a 42 ka, quando l'attività riprese nel settore meridionale dell'isola con prodotti caratterizzati da composizione shoshonitica (Crisci et al., 1991; Gioncada et al., 2003), e successivamente, interessò l'intero settore occidentale (l'ultima eruzione occorse nel VI secolo d.C. a Monte Pilato). L'attività idrotermale (es. Terme San Calogero), attualmente distribuita nel settore occidentale dell'isola, è stata favorita da una diffusa fratturazione che si sviluppa lungo la stessa direzione (Mazzuoli et al., 1995).

I prodotti più vecchi dell'isola di Vulcano (Vulcano primordiale, 120-100 ka; Keller 1980) sono caratterizzati da basalti e andesiti con composizione da calc-alcalina ricca in K a shoshonitica (Peccerillo, 2005). Circa 100.000 anni fa, il settore meridionale di questo edificio fu interessato dalla formazione di una caldera (Caldera del Piano, Figura 5-2), riempita in seguito da prodotti vulcanici relativamente più recenti (80 ka, De Astis et al., 1989). Dopo un periodo di quiescenza, circa 50.000 anni fa, delle strutture estensionali hanno interessato il settore settentrionale del vecchio edificio, favorendo la formazione della Caldera della Fossa, dove occorre l'eruzione di prodotti da basaltici a shoshonitici (Gioncada & Sbrana, 1991; Gioncada et al., 2003). Circa 25.000 anni fa, occorsero eruzioni shoshonitiche lungo fratture orientate NNO-SSE e prodotti da latitici a riolitici furono emessi nel settore settentrionale dell'isola (complesso della Lentia). Circa 15.000 anni fa, il collasso del complesso della Lentia completò la formazione della caldera della Fossa la quale fu colmata da prodotti shoshonitici e latitici, eruttati lungo fessure orientate N-S, probabilmente coincidenti con quelle che alimentarono i prodotti coevi a Lipari (Gioncada et al., 2003). Seguirono le trachiti-shoshoniti alcalino-potassiche dell'edificio di Vulcanello e le lave e piroclastiti riolitiche del cono de la Fossa (Peccerillo, 2005); l'ultima eruzione occorse tra il 1888 e il 1890 al cratere de la Fossa dove è tutt'oggi in corso un'intensa attività fumarolica.

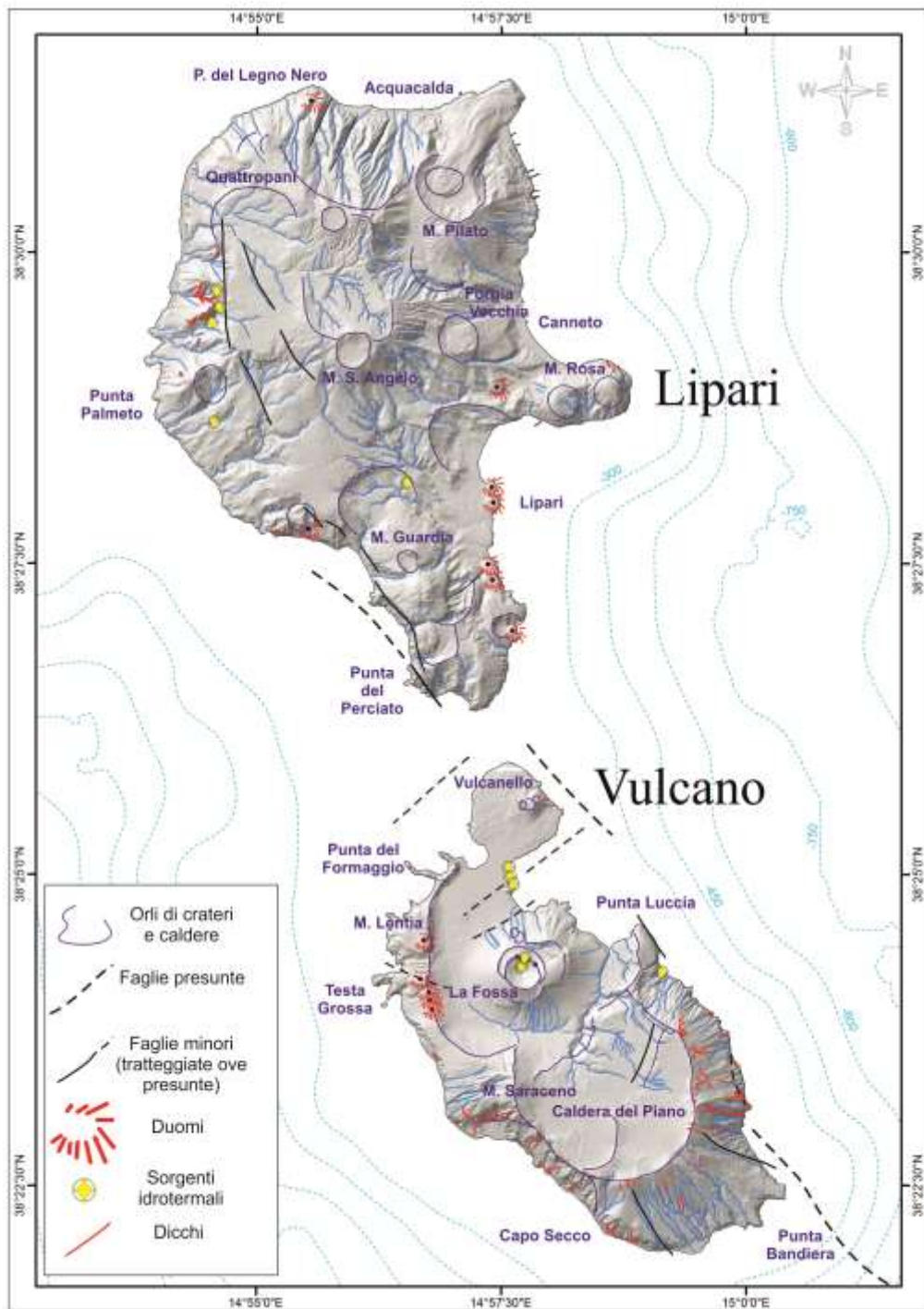


Figura 5-2. Mappa morfo-strutturale del Complesso Lipari-Vulcano. Sullo shaded relief ad alta risoluzione (DTM 2x2 m), sono state riportate le principali discontinuità strutturali rinvenute in questo lavoro e tutti gli elementi tipici dell'ambiente vulcanico che possono suggerire e indicare l'eventuale presenza di elementi tettonici (orientazione dicchi, distribuzione sorgenti idrotermali, distribuzione dei centri eruttivi, da [Lucchi, 2013](#)).

La natura del complesso Lipari-Vulcano deve essere inquadrata nel più ampio contesto geodinamico cui l'arcipelago eoliano appartiene, il quale è stato solitamente messo in

relazione alle dinamiche del complesso di subduzione ionico. Infatti i caratteri geochimici dei prodotti vulcanici, la forma arcuata dell'arcipelago e la presenza di terremoti profondi localizzati nel Tirreno meridionale che definiscono un piano inclinato verso NO, hanno portato numerosi Autori ad interpretarlo come un arco vulcanico collegato alla subduzione della litosfera ionica al di sotto dell'Arco Calabro (Barberi et al., 1974; Keller, 1982; Beccaluva et al., 1985). Mentre la maggior parte degli edifici vulcanici eoliani si dispone grossomodo lungo un allineamento arcuato, convesso verso sud-est e che si estende da SO a NE per circa 170 km, il complesso Lipari-Vulcano presenta una distribuzione anomala degli edifici disposti sul trend NNO-SSE, suggerendo una migrazione dell'attività vulcanica dal settore centrale dell'arco verso SSE (Figura 5-1). L'interruzione della geometria arcuata e la migrazione verso SSE degli edifici vulcanici ha portato diversi autori (Ghisetti, 1979; Locardi & Nappi, 1979; Lanzafame & Bousquet, 1997) ad ipotizzare che la strutturazione di questo apparato sia stata controllata dall'attività del sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni. L'assetto tettonico del complesso Lipari-Vulcano è stato ampiamente investigato da diversi autori (Locardi & Nappi, 1979; Frazzetta et al., 1982; Mazzuoli et al., 1995; Ventura, 1994; Tortorici et al., 1995) i quali hanno fornito differenti interpretazioni circa la cinematica delle strutture tettoniche e il campo di stress agente. Sebbene risulti generalmente accettato che queste isole siano interessate da una tettonica da obliqua a estensionale (Mazzuoli et al., 1995; Frazzetta et al., 1982), il contesto tettonico nel quale le strutture si sono nucleate è stato variamente interpretato. Frazzetta et al., (1982) suggerirono che le due isole sono dominate da una deformazione estensionale pura in cui l'occorrenza di faglie normali NO-SE e NE-SO sono state relazionate alle dinamiche del processo di subduzione sud-tirrenico e alla relativa estensione di retroarco rispettivamente. Secondo studi relativamente più recenti (Ventura, 1994; Mazzuoli et al., 1995; Tortorici et al., 1995), le isole sono controllate da due sistemi di faglia, uno orientato NO-SE con cinematica trascorrente destra e l'altro orientato N-S e NE-SO caratterizzato da movimenti estensionali puri. In particolare, gli allineamenti di fratture cui è relazionabile l'attività vulcanica degli ultimi 42 ma corrispondono al sistema di faglia ad orientazione NNO-SSE Eolie-Tindari-Letojanni (Gioncada et al., 2003). Di conseguenza, l'attività vulcanica delle due isole da 42.000 fa ad oggi dovrebbe essere studiata considerando il settore meridionale di Lipari e quello settentrionale di Vulcano come un unico complesso vulcanico (Crisci et al., 1983). Infatti, dopo un lungo periodo di quiescenza, i prodotti vulcanici delle due isole hanno mostrato variazioni geochimiche simili, relazionabili al principale elemento tettonico della

regione (sistema Eolie-Tindari-Letojanni) il quale ha controllato l'ascesa, lo stoccaggio e la diversificazione dei magmi primari durante la recente attività vulcanica (Gioncada et al., 2003; Ventura et al., 1999; De Astis et al., 2003).

5.2 Dati strutturali

I dati strutturali sono stati raccolti in 40 stazioni di misura distribuite lungo diversi settori delle isole, laddove gli affioramenti ben si prestavano al tipo di analisi da condurre. Le singole stazioni di misura non individuano necessariamente un singolo affioramento di roccia bensì corrispondono ad un'area limitata entro cui sono stati analizzati diversi affioramenti.

L'analisi strutturale è consistita essenzialmente nella determinazione delle caratteristiche giaciture di fratture (~450) e faglie (~70) rinvenute e, ove possibile, nella stima dei relativi cinematismi. I vettori di movimento sono stati ottenuti da gradini di roccia, strie di movimento (rare) e fratture di Riedel. L'analisi delle discontinuità riscontrate è stata successivamente integrata con l'utilizzo di modelli digitali del terreno ad alta risoluzione (2x2 m, S.I.T.R. Sicilia), nel tentativo di individuare eventuali relazioni esistenti tra tettonica ed evoluzione del paesaggio. Con l'ausilio dei dati di letteratura disponibili (Favalli et al., 2005; Lucchi, 2013) sono stati mappati tutti gli elementi tipici dell'ambiente vulcanico che possono suggerire e indicare l'eventuale presenza di elementi tettonici (orientazione dicchi, distribuzione sorgenti idrotermali, distribuzione dei centri eruttivi,

Figura 5-2). I dati acquisiti sono stati rappresentati mediante reticolo di Schmidt (emisfero inferiore). L'età dei depositi è stata dedotta da carte geologiche recentemente pubblicate (Lucchi, 2013).

5.2.1 Lipari

Per quanto riguarda l'isola di Lipari l'analisi strutturale è stata condotta in 18 stazioni di misura, lungo il settore occidentale e meridionale dell'isola dove affiorano i depositi più antichi e deformati (Figura 5-3). In questi settori la deformazione ha coinvolto depositi più giovani di 42 ka. Le misure meso-strutturali consistono di ~40 faglie e 200 fratture caratterizzate da orientazioni e cinematismi differenti (vedi diagrammi a rosa in Figura 5-3 B). Le strutture individuate includono faglie con prevalente componente di dip-slip con rigetti compresi da pochi cm a 1 m. In generale, queste strutture mostrano componenti di movimento

da estensionali pure a leggermente oblique e risultano distribuite secondo tre prevalenti orientazioni. Il set più rappresentativo è principalmente caratterizzato da piani di faglia ad orientazione NO-SE (valore massimo ~11% lungo il trend N120-130E) che mostrano rake intorno a 90°. Questo set contiene anche meso-faglie caratterizzate da una componente obliquo-destra (stazione 6, vedi plot in Figura 5-3 A), con rake che si attestano tra 95 e 100° e inclinazioni dei piani comprese tra 60-70° (Figura 5-4 A e B). Lungo le falesie del settore sud-occidentale dell'isola (area Punta del Perciato, stazione 15, plot in Figura 5-3 A), questo sistema di faglie è rappresentato da un'ampia zona di taglio, caratterizzata da diffuse superfici che riproducono una geometria di tipo flower negativa (Figura 5-4 C e D). Rare tecto-grooves e fratture di Riedel indicano una componente di movimento laterale destro. Il set NNO-SSE (N162-180E) è principalmente caratterizzato da ripide superfici di faglia con strie che indicano un movimento da normale a obliquo (rake 130°). Queste strutture sono state rinvenute verso nord (C.da Quattropani, stazione 3, plot in Figura 5-3 A) in corrispondenza di lapilli e tufi ben stratificati e consistono in faglie oblique orientate N170E (Figura 5-4 E). I vettori di slip sono stati ricostruiti attraverso i movimenti degli hanging-wall i quali indicano una componente obliquo-destra. Un ulteriore set di strutture si sviluppano lungo il trend N30-50E e consistono esclusivamente di faglie normali con piani inclinati di 70-80°. Superfici di faglia ben esposte sono state rinvenute nel settore sud-orientale dell'isola (stazione 17, plot in Figura 5-3 A), dove dislocano depositi "tuff-breccia" di 27-24 ka ascrivibili alla formazione di Monte Guardia (Lucchi, 2013). Le superfici di faglia formano set poco spaziate e talvolta danno luogo a piani coniugati con geometria "andersoniana" (Figura 5-4 F). Un pattern di deformazione simile è stato riscontrato nel settore settentrionale dell'isola in località Punta del Legno Nero (stazione 1, plot in Figura 5-3 A). Qui, un set di strutture orientate N10-30E danno luogo ad una fascia di deformazione composta da faglie normali con immersione opposta (Figura 5-4 G) che dislocano depositi piroclastici di 180 ka. Le fratture consistono in joint e tension gashes diffuse in generale su tutta l'area analizzata. I joint sono rettilinei e sovente formano set paralleli e coniugati contenuti in zone altamente deformate. Le tension gashes sono state rinvenute lungo le aree dove insiste una considerevole alterazione chimica delle rocce (cave caolino, C.da Palmeto) e risultano spesso riempite da gesso. La distribuzione azimutale (vedi diagramma a rosa in Figura 5-3 B) mostra un pattern sparso delle fratture misurate sebbene può essere osservata una distribuzione preferenziale lungo il trend N170-180E. Una minore concentrazione può essere osservata sul trend N10-40E. Per quanto riguarda la distribuzione

dei dicchi, è stata riscontrata una maggiore concentrazione lungo il trend N20-30E (vedi diagramma a rosa in Figura 5-3 B).

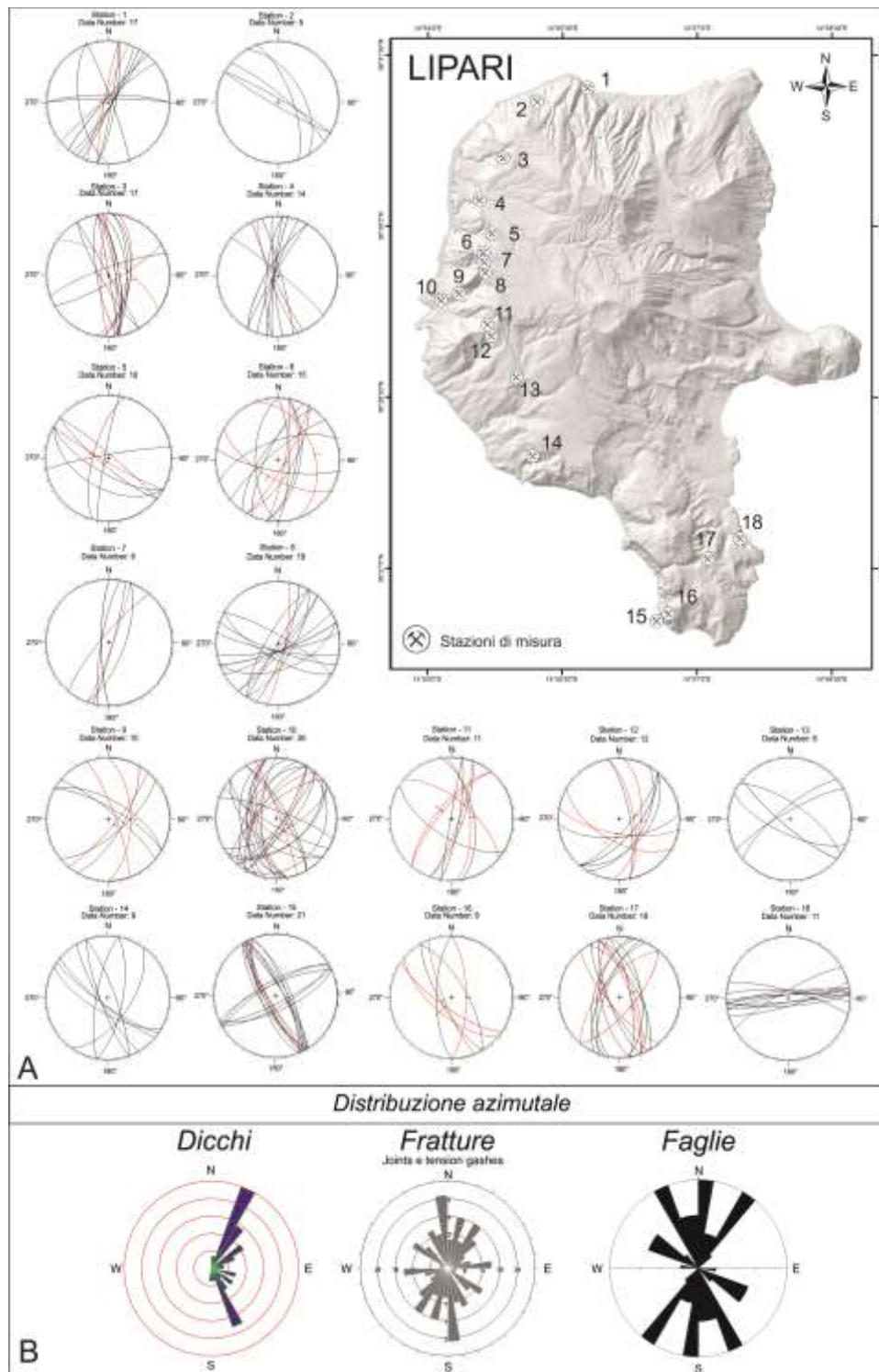


Figura 5-3. A, Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) mostranti la giacitura delle faglie (rosso) e delle fratture (nero) rinvenute lungo l'isola di Lipari. Le frecce rosse sui piani di faglia indicano il movimento dei rispettivi hanging-wall; B, diagrammi a rosa cumulativi mostranti la distribuzione azimutale di dicchi, fratture e faglie.

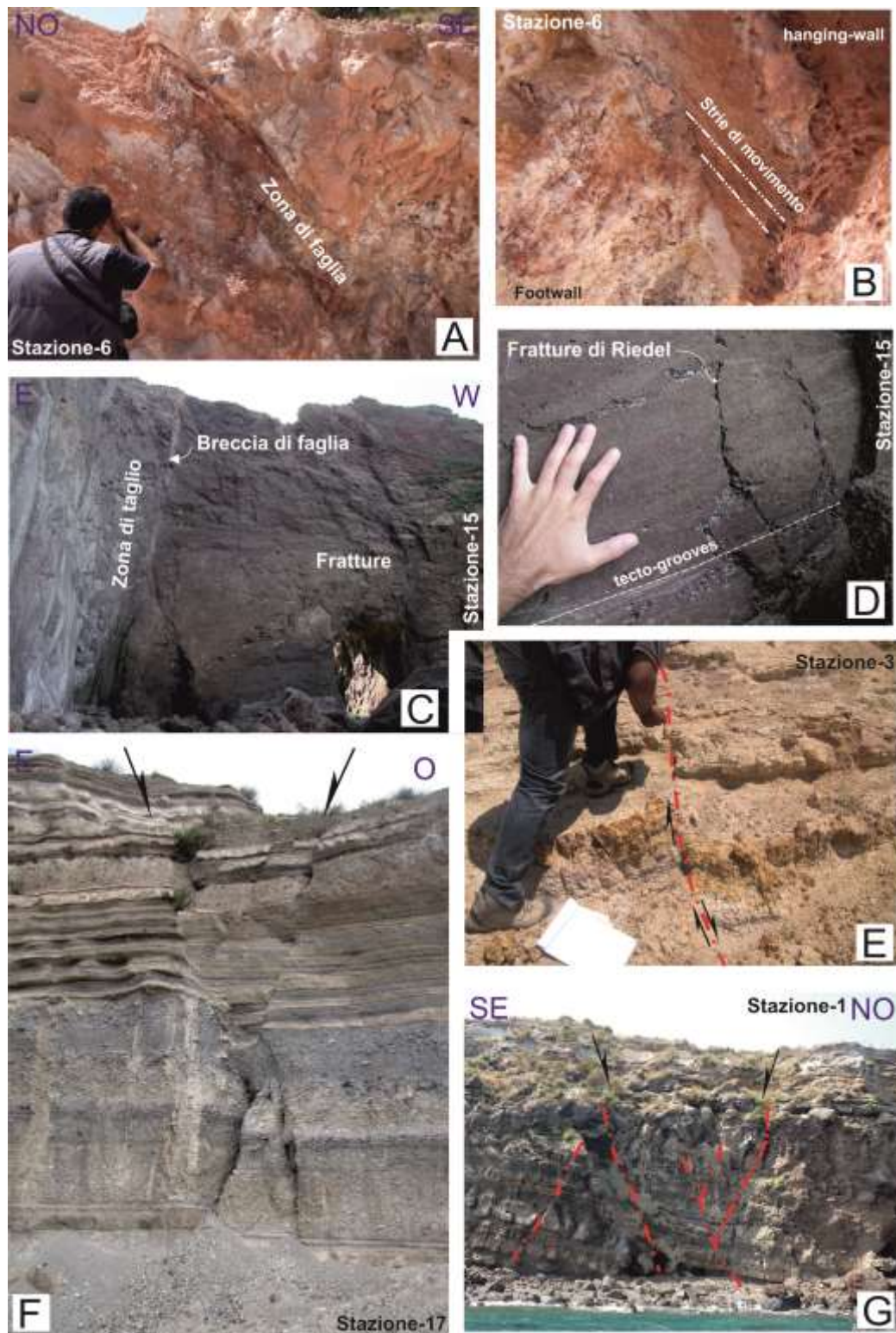


Figura 5-4. Principali strutture tettoniche rinvenute sull'isola di Lipari; (A) Piano di faglia rinvenuto in corrispondenza delle cave di Caolino nel settore nord-occidentale dell'isola (stazione 6; Figura 5-3 A) e relative strie di movimento (B); (C) shear zone individuate nell'area di Punta del Perciato (stazione – 15; Figura 5-3 A) nel settore sud-occidentale dell'isola e relativi tecto-grooves (D) sul piano di faglia; (E) faglia obliqua destra (station – 3; Figura 5-3 A) propagata in depositi di tufo in C.da Quattropiani; (F) faglie con geometria “andersoniana” rinvenute in una cava di prestito a sud dell'abitato di Lipari (stazione – 17; Figura 5-3 A); (G) faglie estensionali NE–SO (stazione – 1; Figura 5-3 A) lungo la falesia nord-occidentale, C.da Punta del Legno Nero (vedi

Figura 5-2 per l'ubicazione).

5.2.2 Vulcano

L'analisi strutturale sull'isola di Vulcano è stata condotta in 22 stazioni di misura, selezionate sia a terra che lungo le falesie (Figura 5-5 A). I movimenti lungo le faglie sono stati principalmente dedotti da marker stratigrafici data la relativa scarsità di chiari indicatori cinematici. Le strutture analizzate consistono principalmente in faglie normali e fratture distribuite in differenti direzioni (Figura 5-5 A) e che interessano depositi più giovani di 50 ka. Le faglie normali sono distribuite lungo due principali trend NNO-SSE e NNE-SSO (vedi diagramma a rosa Figura 5-5 B). Il set NNE-SSO è il più rappresentativo (valore massimo di 30,5% lungo il trend N10-20E). Le faglie sono generalmente caratterizzate da inclinazioni pari a 70°. Nel settore centrale dell'isola (stazione 7, plot in Figura 5-5 A) esse dislocano di ca 15-20 cm dei depositi piroclastici ben stratificati (Figura 5-6 A). Le zone di taglio sono talora riempite da breccie a grana fine e sono spesso da rare fratture di Riedel sintetiche orientate a 15-20° rispetto alla superficie di taglio principale. Ulteriori faglie appartenenti a questo sistema sono state rinvenute lungo le falesie nel settore orientale dell'isola (stazione 15, plot in Figura 5-5 A). Qui, faglie normali sub-verticali con orientazione ONO-ESE dislocano da pochi cm a 1 m depositi cineritici ben stratificati (Figura 5-6 B e C). Il set orientato NNO-SSE è caratterizzato da faglie estensionali pure con piani inclinati di 60-70°. Nel settore centro-orientale dell'isola (stazione 11, plot in Figura 5-5 A), faglie normali immergenti verso SO dislocano di 1-3 m una sequenza di scorie e lava. Gli hanging-wall risultano frequentemente affetti da fratture di tensione sub-verticali poco spaziate. Un set di faglie orientate N170E affiora lungo la falesia sud-occidentale dell'isola (località Scogliazzo, stazione 20, plot in gura 3-5 A), dove le strutture immergono verso NE di circa 70°. Le superfici di faglia sono accompagnate da fratture parallele, confinate dentro una fascia di deformazione larga 2-3 m (Figura 5-6 D). Nel settore nord-occidentale dell'isola, faglie e fratture orientate ONO-ESE (stazione 3, 4, 5 e relativi stereoplot, Figura 5-5 A) tagliano trasversalmente i duomi e i rim del complesso della Lentia. Alcune faglie sono caratterizzate da zone di deformazione larghe circa 1 m le quali ospitano breccie a grana fine. Lungo le loro superfici sono state osservate tecto-grooves e fratture di Riedel (stazione 5) che indicano una componente di movimento laterale (rake circa 170°; Figura 5-6 E). Le fratture di tipo "mode 1" sono principalmente distribuite lungo il trend N20-30E (vedi diagramma a rosa in Figura 5-5 A). I dicchi sono stati principalmente rinvenuti lungo il settore meridionale

dell'isola e mostrano una distribuzione sparsa, sebbene la concentrazione principale può essere osservata lungo il trend N10-20E e N100-110E (diagramma a rosa in Figura 5-5 A).

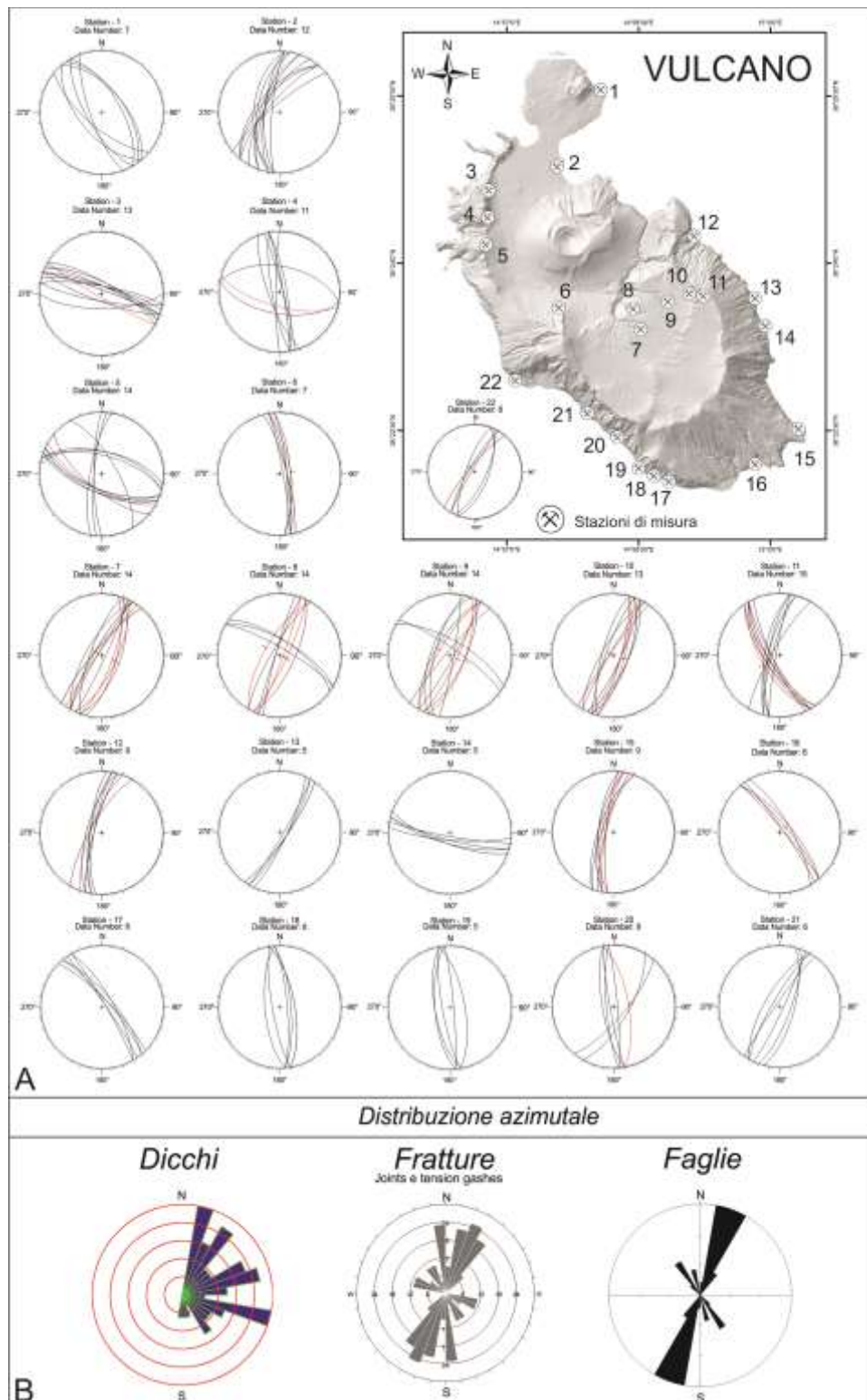


Figura 5-5. A, Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) mostranti la giacitura delle faglie (rosso) e delle fratture (nero) rinvenute lungo l'isola di Vulcano. Le frecce rosse sui piani di faglia indicano il movimento dei rispettivi hanging-wall; B, diagrammi a rosa cumulativi mostranti la distribuzione azimutale di dicchi, fratture e faglie.

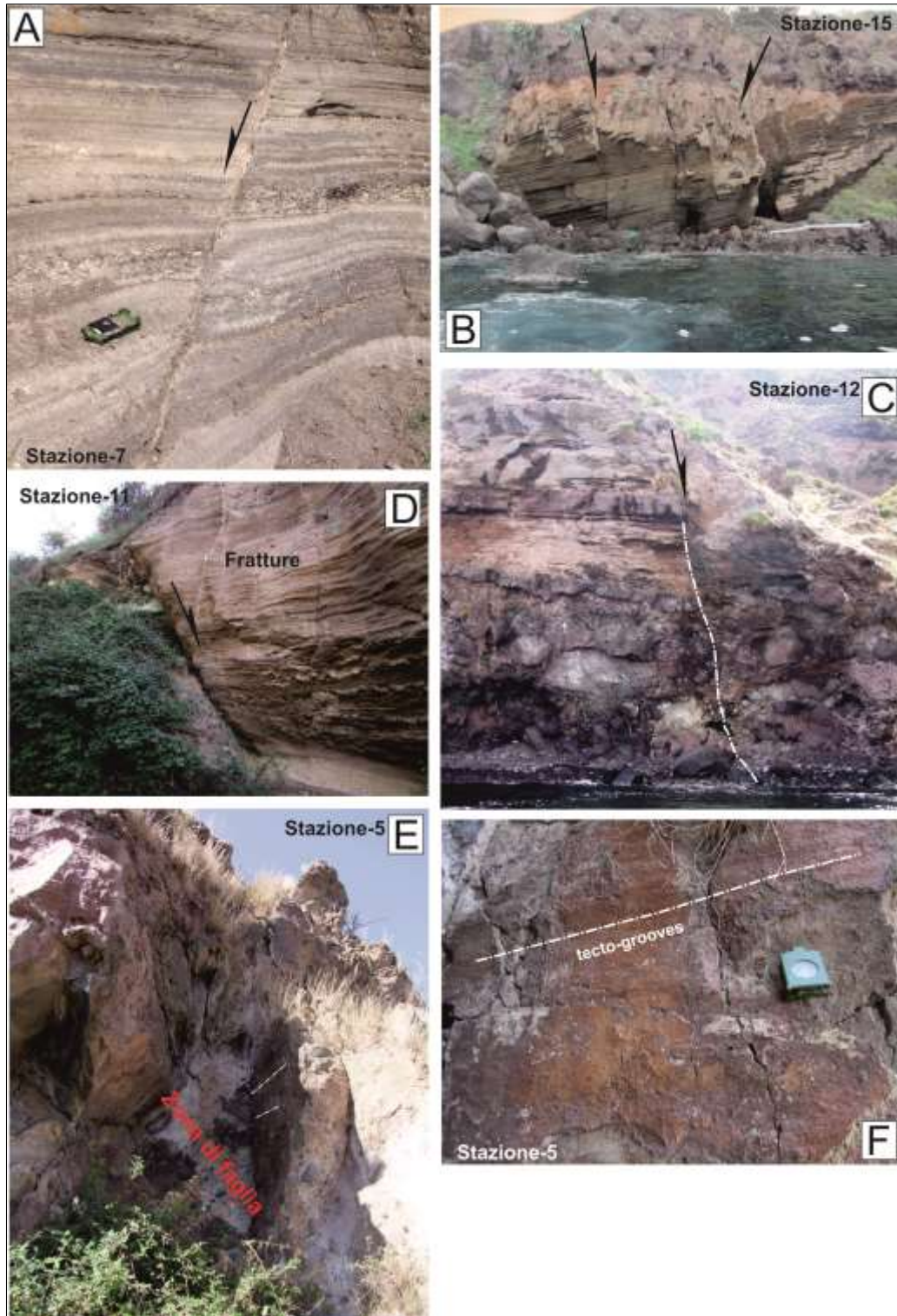


Figura 5-6. Principali strutture tettoniche rinvenute sull'isola di Vulcano (A); Faglie normali che interessano una sequenza di depositi piroclastici (stazione – 7; Figura 5-5 A); (B) set di faglie normali coniugate con orientazione NNE-SSO rinvenute lungo la falesia meridionale dell'isola (stazione – 15; Figura 5-5 A) vicino la località Punta Bandiera (vedi

Figura 5-2 A per l'ubicazione); (C) piani di faglia sub-verticali che interessano la parte superiore di una sequenza cineritica stratificata (stazione – 12; Figura 5-5 A) a sud di Punta Luccia lungo la falesia orientale dell'isola; (D) faglie normali con orientazione NNO-SSE immergenti a SO in corrispondenza di una sequenza ben stratificata di scorie e lava. Gli hanging-wall sono caratterizzati da fratture di tensione sub-verticali (stazione – 17; Figura 5-5 A); (E) zona di taglio larga 1 m e breccia di faglia riscontrate a sud del Monte lentia (vedi

Figura 5-2 per l'ubicazione) e relativi tecto-grooves e fratture di Riedel lungo il piano di faglia (F).

6 Golfo di Patti

Al fine di determinare l'eventuale prosecuzione offshore delle strutture tettoniche rinvenute lungo il complesso Lipari-Vulcano (sezione 5.2), è stata condotta una campagna di ricerca oceanografica lungo il Golfo di Patti, un'area compresa tra l'isola di Vulcano e i settori costieri tirrenico-peloritani (Capo Tindari-Capo Milazzo,

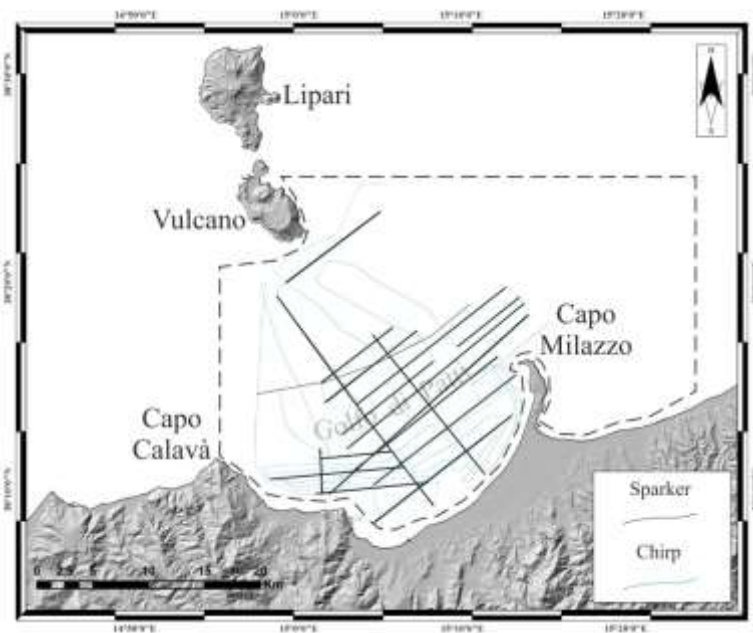
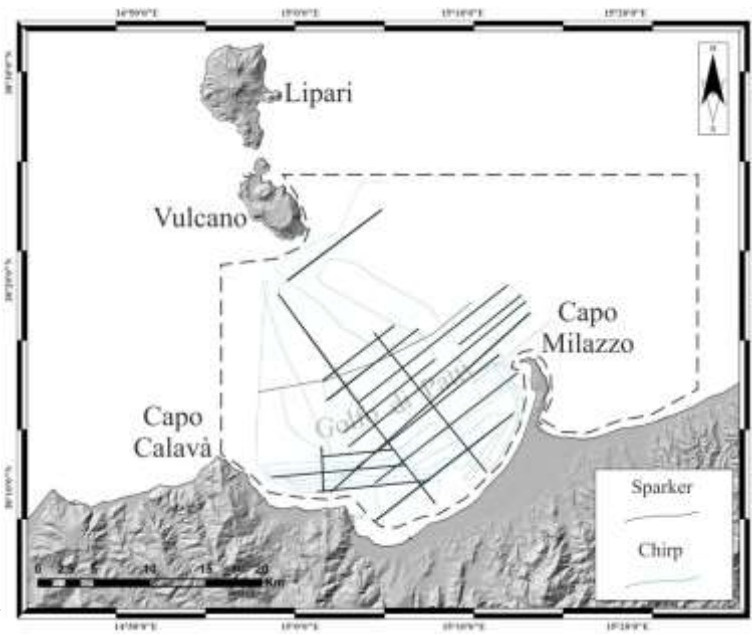


Figura 6-1). I dati sono stati acquisiti nel Gennaio 2014 a bordo della R/V Urania (di proprietà della Sopromar, in dotazione al CNR-IAMC di Napoli), nell'ambito del progetto di ricerca denominato "Milazzo 2013" che ha visto la cooperazione tra diverse unità di ricerca (CNR-IAMC-Napoli, Università di Catania, Palermo, Napoli, Trieste e INGV-Roma1). I dati consistono di circa 1000 km² di dati morfo-batimetrici (multibeam) e di 17 profili sismici monocanale ad alta (Sparker tarato a 1 Kj) e altissima (Chirp) risoluzione. La scelta delle sorgenti acustiche utilizzate è stata dettata dagli obiettivi di questo studio (il quale risulta mirato alla definizione della tettonica attiva e recente), per il quale si rende necessaria una

restituzione digitale dei depositi più superficiali ad elevata risoluzione. Il piano di navigazione



e le relative rotte (

Figura 6-1) sono state progettate tenendo conto dell'orientazione delle strutture tettoniche attese riportate in letteratura (vedi sezione 4.1, [Gabbianelli et al., 1996](#); [Cuppari et al., 1999](#); [Colantoni et al., 2001](#); [Argnani et al., 2007](#)).

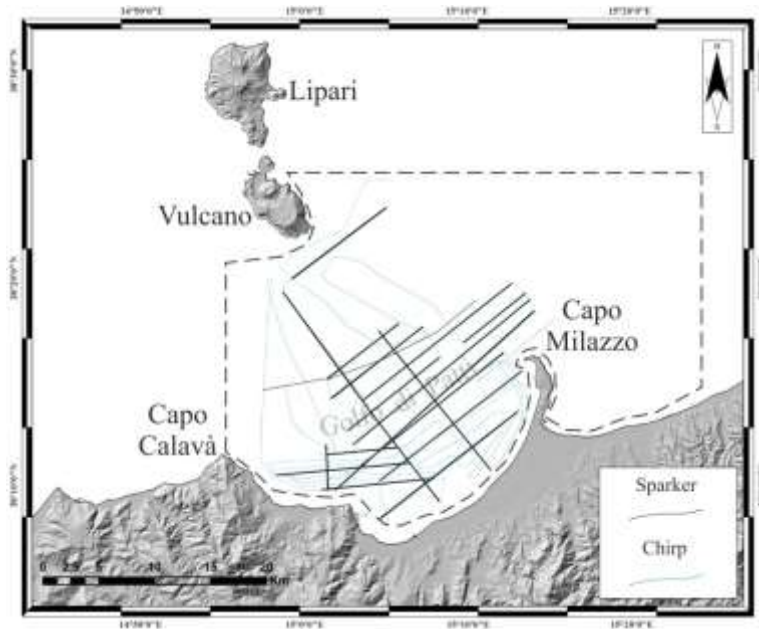


Figura 6-1. Golfo di Patti. Ubicazione dell'area oggetto delle indagini geofisiche nell'ambito del progetto "Milazzo 2013". La linea tratteggiata individua l'area su cui è stato condotto il rilievo morfo-batimetrico (indagine multibeam). Le linee continue rappresentano l'ubicazione dei profili sismici Sparker e Chirp acquisiti.

6.1 Dati batimetrici

Le indagini morfo-batimetriche sono state condotte utilizzando una tecnologia di tipo multibeam “M.B.E.S.” (Multi Beam Eco Sounding) la quale consente di acquisire dati sulle morfologie del fondale estremamente precisi e ad elevata risoluzione. Il termine Multibeam indica l’insieme di impulsi (beams) che un trasduttore, posto sulla chiglia dell’imbarcazione, emette simultaneamente verso il fondo del mare (

Figura 6-2). Le onde acustiche emesse sono caratterizzate da frequenze, solitamente comprese fra i 100 e i 500 kHz, scelte in funzione della profondità del fondale e della risoluzione che si vuole ottenere. Lo strumento rileva il tempo di percorrenza dell’onda acustica fra il trasduttore ed il fondo marino ed in base al tempo trascorso fra l’emissione e la ricezione dell’impulso di ritorno, viene calcolata la profondità di ogni punto investigato, il quale risulta caratterizzato da ben precise coordinate geografiche (latitudine e longitudine).

Un multibeam emette onde sonore perpendicolarmente alla direzione di movimento dell’imbarcazione, in un ventaglio di impulsi (da 120 a 240 raggi) caratterizzato da un angolo di copertura massimo di circa 150°. Effettuando transetti paralleli fra loro è possibile ottenere il 100% della copertura del fondo marino. Per una profondità inferiore ai 100 m l’ampiezza della copertura è mediamente pari a 2-3 volte la profondità. Per un corretto utilizzo dello strumento è necessario interfacciarlo con la strumentazione di bordo e calibrarlo rispetto alle condizioni ambientali (moto ondoso), utilizzando:

- un mareografo ad alta precisione che permetta di calibrare la misura della profondità rispetto alla variazione del livello del mare;
- un sensore di movimento, per filtrare gli effetti del rollio (rake), del beccheggio (roll) e delle variazioni di quota dell’imbarcazione (heave);
- un giroscopio che determina l’orientamento dell’imbarcazione rispetto al nord magnetico;
- un sonda multiparametrica che consente la calibrazione dello strumento rispetto alla velocità delle onde acustiche nell’acqua.

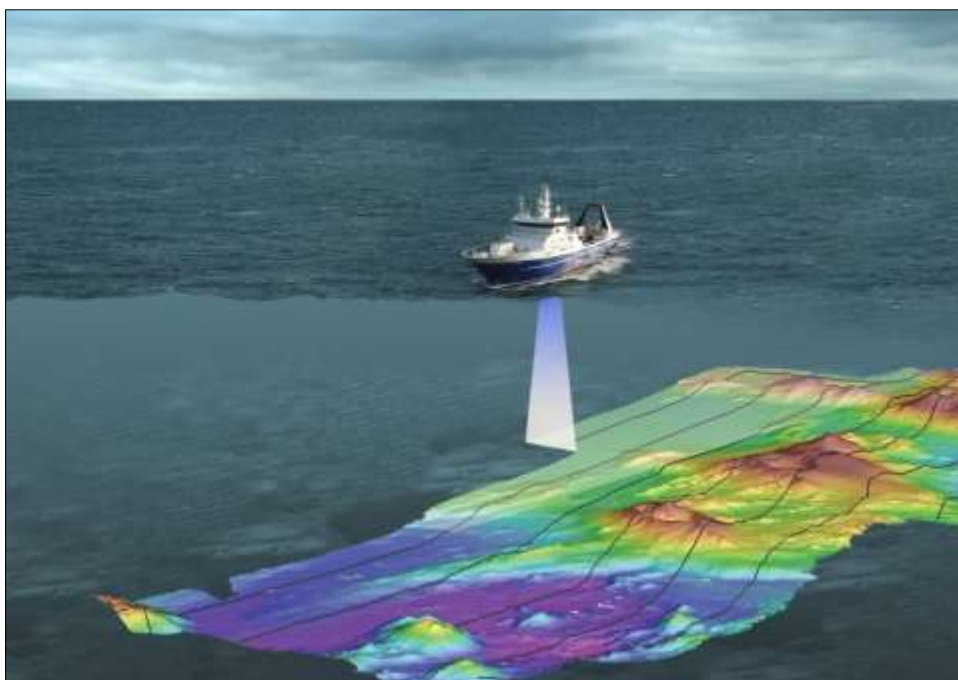


Figura 6-2. Immagine illustrativa mostrante il funzionamento della tecnologia multibeam (immagine da NIWA LTD 2005).

Nell'ambito del progetto "Milazzo 2013" è stata utilizzata una strumentazione di tipo Simrad EM710 (Kongsberg©inc), installata a scafo a profondità di circa 1,5 metri rispetto alla chiglia. Lo strumento ha una frequenza operativa di 100 kHz ed è capace di operare in un intervallo batimetrico da un minimo di 3 metri fino a circa 2 km. In Tabella 1 si riportano le principali caratteristiche tecniche della strumentazione Simrad EM710:

Intervallo di frequenze	70-100 kHz
Tasso massimo di ping	30 Hz
Copertura (in gradi)	Fino a 140°
Profondità minima	3 m sotto il trasduttore
Roll stabilized beams	±15°
Rake stabilized beams	±10°
Yaw stabilized beams	±10°
Sounding patterns	Equiangular Equidistant High Density
Profondità massima	2 km
CW transmit pulses	0.2-2 ms
Copertura massima	2400 m

Tabella 1. Caratteristiche della strumentazione multibeam Simrad EM710 (Kongsberg©inc).

Affiancato al software di acquisizione SIS (Seafloor Information System, Kongsberg), lo strumento restituisce informazioni ad alta risoluzione spaziale e verticale del fondo marino rilevando le coordinate (latitudine e longitudine) e la quota batimetrica di ogni punto illuminato. Per evitare la restituzione di morfologie innaturali, il cluster di punti ottenuto viene in seguito elaborato nel tentativo di aumentare il rapporto segnale/rumore, tenendo conto delle calibrazioni e dei filtraggi descritti precedentemente. Il grid ottenuto dall'indagine è stato processato presso l'Istituto Ambiente Marino Costiero di Napoli (IAMC), afferente al consiglio Nazionale delle Ricerche (CNR). Il software utilizzato per l'elaborazione, il Fledermaus 3D, ha permesso di ottenere un DTM con risoluzione di cella pari a 20x20 m.

Sebbene il campionamento dei dati batimetrici nel complesso è stato caratterizzato da una elevata copertura areale, alcune zone d'ombra (pochi km²) sono state individuate. Per colmare queste mancanze, utilizzando il software ArcGis 10.1 è stato prodotto un "merging" del grid di nuova acquisizione con quello scaturito dalle indagini condotte da [Cuppari et al., \(1999\)](#) nella stessa area. Una volta effettuato il "merging" dei dati, mediante l'utilizzo del software Global Mapper 12, è stato possibile produrre uno "Shaded Relief" (letteralmente "rilievo ombreggiato") ad alta risoluzione il quale ha permesso una restituzione dettagliata delle morfologie sottomarine (

Figura 6-3). La mappa batimetrica è stata prodotta essenzialmente per effettuare uno studio incrociato con i profili sismici acquisiti, nel tentativo di definire, ove presenti, le possibili relazioni esistenti tra le strutture tettoniche e le morfologie del fondale e per individuare la presenza di eventuali fenomeni di deformazione gravitativa.

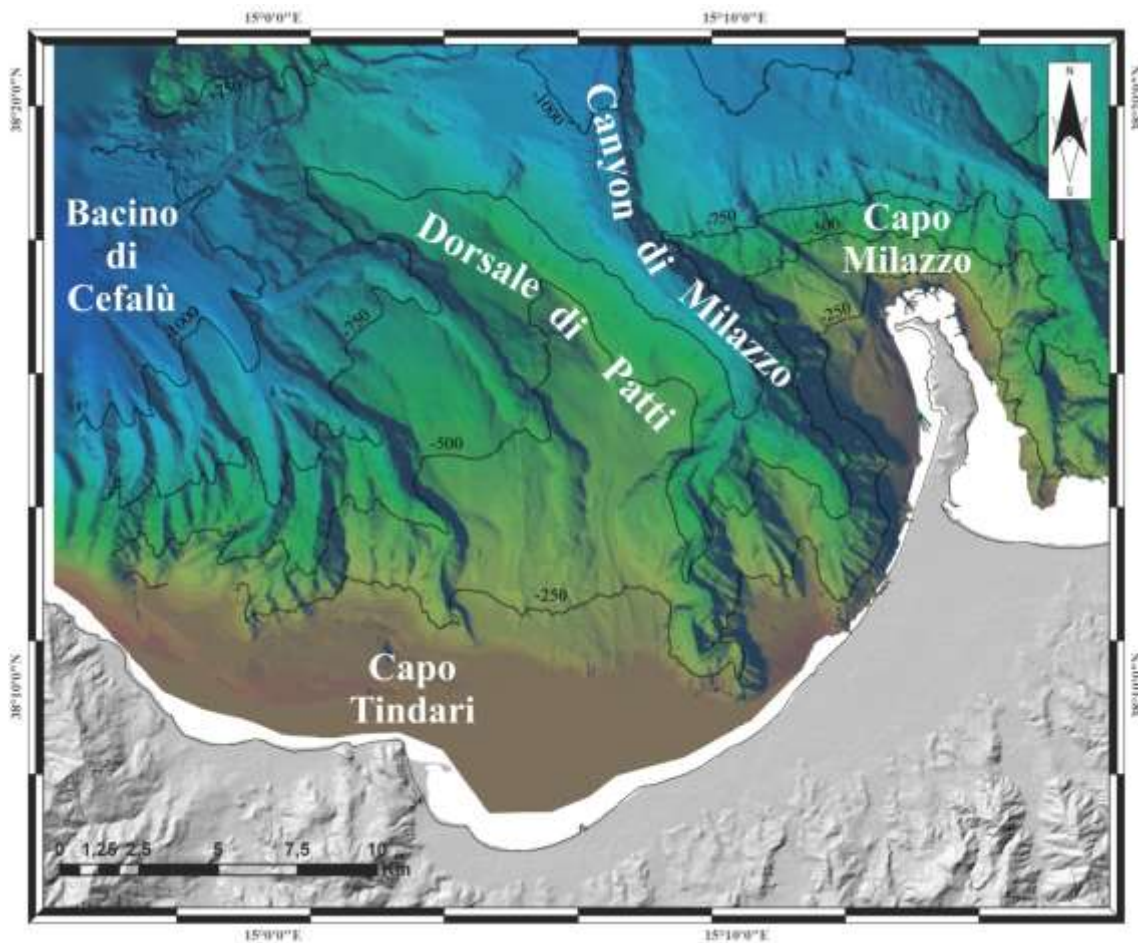


Figura 6-3 Shaded relief dell'area investigata (risoluzione di cella 20x20 m) prodotto mediante l'utilizzo del software Global Mapper 12. Le aree non coperte dall'indagine multibeam "Milazzo 2013" sono state interpolate utilizzando le isobate di Cuppari et al., (1999). Equidistanza delle isobate pari a 250 m.

6.1.1 Analisi morfo-batimetrica

Dal punto di vista morfologico, l'area esaminata è caratterizzata da una piattaforma continentale sviluppata in direzione NO-SE mediamente tra 1 e 4 km e larga poco più di 20. Una serie di dorsali e canyon principalmente orientati da nord-sud a nord-ovest/sud-est risultano impostati su un scarpata continentale che degrada verso nord di circa 15° (profilo A-A', Figura 6-4), raggiungendo la profondità massima di -1150 m. Nei settori centrali, la continuità della scarpata continentale è compromessa da un marcato rilievo batimetrico, la Dorsale di Patti, che rappresenta l'elemento morfologico dominante del Golfo di Patti (profilo C-C', Figura 6-4). Nel suo settore centrale, essa si erge fino a -450 m e si estende per circa 15 km in direzione NO-SE collegando la costa tirrenico-peloritana alla base meridionale dell'edificio di Vulcano, dove raggiunge una profondità di circa -800 m. Lungo il profilo C-C' (

Figura 6-4) è possibile osservare come la dorsale, verso ovest, presenta pendenze generalmente dolci mentre verso est degrada bruscamente verso il Canyon di Milazzo. Questa asimmetria morfologica risulta più marcata in corrispondenza dei settori centrali della dorsale dove essa raggiunge le quote batimetriche minori (-450 m). A sud di Vulcano, si rinviene un altro rilievo batimetrico minore (profilo B-B',

Figura 6-4), parallelo alla dorsale ma apparentemente indipendente da essa. Verso est la Dorsale di Patti è bordata da una profonda incisione (circa 350 m di dislivello) caratterizzata da diffusi e consistenti fenomeni gravitativi, il Canyon di Milazzo. Esso si estende per circa 15 km da SE a NO dove, ostruito dall'edificio di Vulcano, curva e si congiunge al Canyon di Stromboli. Il Canyon di Milazzo rappresenta un'estesa struttura di drenaggio caratterizzata da tre principali testate erosive, le quali esercitano una intensa erosione regressiva causando verso est un maggiore arretramento del ciglio della piattaforma continentale rispetto al settore occidentale (profilo D-D',

Figura 6-4), ove invece essa appare ben sviluppata. A ovest della dorsale si rinviene un'altra incisione, relativamente minore, che si sviluppa quasi per l'intera lunghezza della dorsale confluendo nel Bacino di Cefalù. I canyon che caratterizzano la scarpata continentale del Golfo di Patti possono essere annoverati tra le tipologie I e II descritte da [Zane et al., \(2011\)](#). I canyon di tipo I incidono i margini della piattaforma continentale, sono ricchi di sabbia, e sono caratterizzati da alto apporto di sedimenti e spesso terminano con fan di sabbia alla base della scarpata continentale. I canyon di tipo II, invece, non incidono il margine della piattaforma, sono ricchi di fango, e non presentano depositi di fan alla base della scarpata, a causa della loro posizione in una zona di caratterizzata da basso apporto solido. Va sottolineato inoltre che l'intensa azione erosiva che caratterizza alcuni dei canyon del Golfo di Patti (in particolare il canyon di Milazzo) potrebbe essere strettamente legata ai sollevamenti che interessano i settori costieri (0,63 mm/a Capo Tindari, 0,67 mm/a Capo Milazzo, [Ferranti et al., 2006](#); [Scicchitano et al., 2011](#)), i quali possono comportare delle modificazioni nel profilo di equilibrio di queste strutture morfologiche, favorendone l'attività.

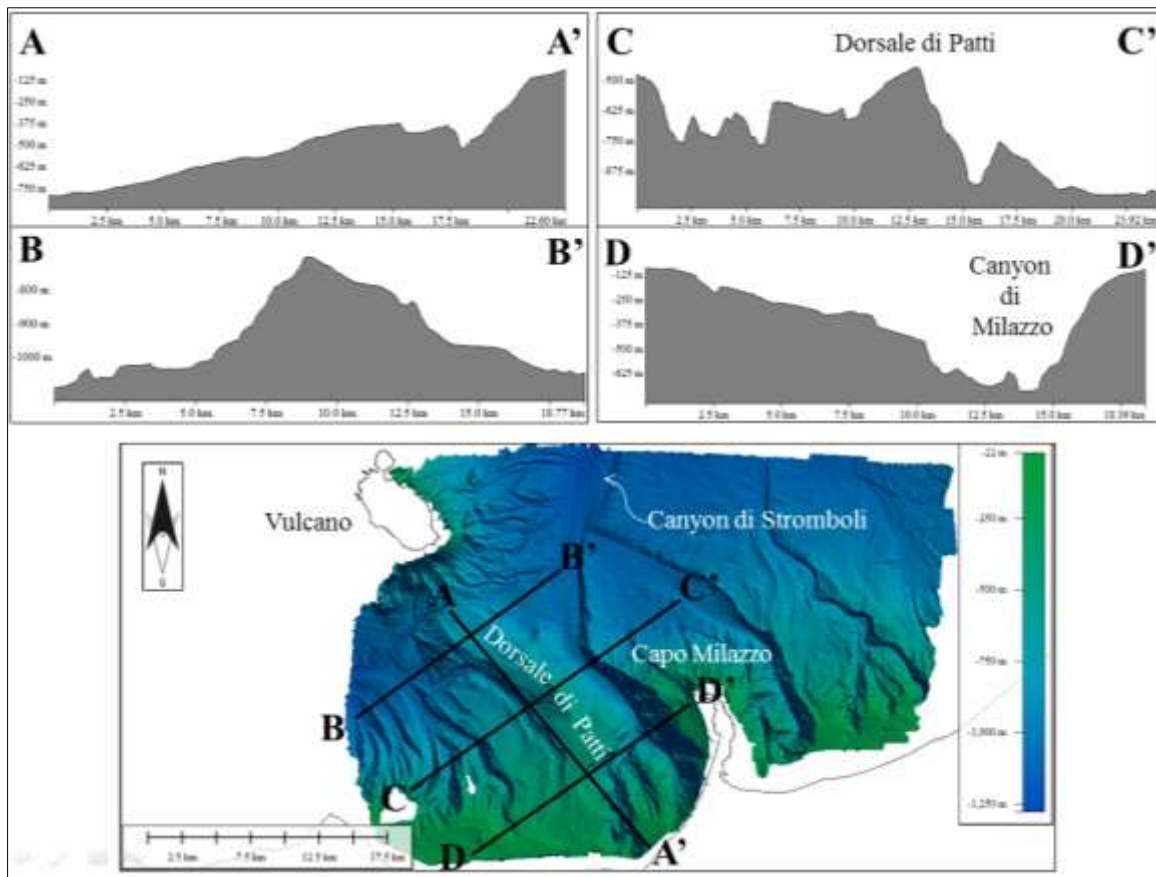


Figura 6-4. Caratteri batimetrici del Golfo di Patti. Dal punto di vista morfologico, l'area esaminata è caratterizzata da una piattaforma continentale sviluppata in direzione NO-SE mediamente tra 1 e 4 km e larga poco più di 20. Una serie di dorsali e canyon principalmente orientati da nord-sud a nord-ovest/sud-est risultano impostati su un scarpata continentale che degrada verso nord di circa 15° (profilo A-A', Figura 5.5), raggiungendo la profondità massima di -1150 m. L'elemento morfologico dominante è rappresentato dalla Dorsale di Patti (profilo C-C'). Nel suo settore centrale, essa si erge fino a -450 m e si estende per circa 15 km in direzione NO-SE collegando la costa tirrenico-peloritana alla base meridionale dell'edificio di Vulcano.

6.2 Dati di sismica a riflessione

6.2.1 Cenni sul metodo della sismica a riflessione

La sismica a riflessione è una metodologia d'indagine geofisica non invasiva, ampiamente utilizzata nell'esplorazione del sottosuolo per determinare l'assetto stratigrafico e strutturale dei corpi geologici (geometrie deposizionali, superfici di discordanza, faglie, ecc.). Essa consente di effettuare una ricostruzione molto fedele delle porzioni sepolte della superficie terrestre e può essere applicata in qualsiasi ambiente terrestre e/o marino.

La sismica a riflessione si è principalmente sviluppata a partire dagli anni '50 nell'ambito della ricerca petrolifera ma negli ultimi decenni la dilagante diffusione della tecnologia ha consentito sempre maggiori applicazioni in differenti campi che vanno dall'ingegneria civile,

alla geologia, agli studi ambientali. La disponibilità di sorgenti sismiche a basso costo e ad alta frequenza ha permesso una maggiore diffusione delle indagini superficiali (studio di fondazioni, individuazione di piani di scorrimento in zone interessate da fenomeni gravitativi, posa di cavi elettrici, etc.) volte ad indagare fra un metro e 1000 metri di profondità con utilizzo di frequenze sismiche fra 50 e 1000 Hz.

Il metodo d'indagine consiste nel produrre uno scoppio (shot), in superficie o sul livello del mare, e nel registrare i tempi che intercorrono tra l'istante in cui l'impulso acustico viene generato dalla sorgente e l'istante in cui viene registrato dai geofoni (o idrofoni nel caso di sismica a mare) in superficie, dopo aver subito una o più riflessioni su altrettante superfici riflettenti. Le onde sismiche indotte dalla sorgente nel sottosuolo danno origine ad una riflessione ogni qualvolta incontreranno un'interfaccia tra due mezzi caratterizzati da diversi valori di impedenza acustica (Z), la quale corrisponde al prodotto tra la densità del mezzo attraversato dall'onda (ρ) e la velocità con cui essa si propaga all'interno (V):

Impedenza acustica, $Z = \rho V$

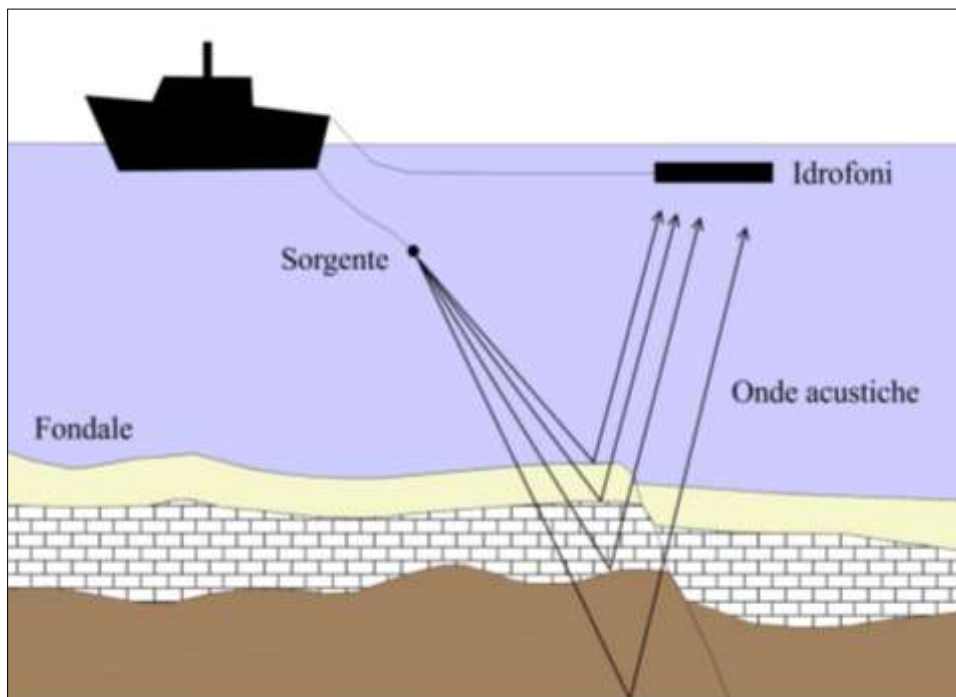


Figura 6-5. Immagine schematica mostrante il funzionamento di un'indagine di sismica a riflessione in ambiente marino. Le onde sismiche indotte dalla sorgente nel sottosuolo danno origine ad una riflessione ogni qualvolta incontreranno un'interfaccia tra due mezzi caratterizzati da diversi valori di impedenza acustica (Z).

Una volta ricevute le onde riflesse, i geofoni inviano un segnale elettrico che, dopo esser stato amplificato e filtrato arriva al sistema di registrazione. In corrispondenza di ogni scoppio, attraverso i geofoni, il sistema di registrazione riporta su un display (“marine controller display”) i valori di impedenza acustica via via riscontrati sulla verticale (traccia) di ogni punto investito dall’impulso acustico (Figura 6-6). Ciascun punto è individuato da ben precise coordinate spaziali e profondità di investigazione, quest’ultima funzione della sorgente utilizzata. La sezione sismica risultante, individuata graficamente dai tempi di ritorno dell’onda riflessa sulle ordinate e dai punti di scoppio (shot) sulle ascisse, può essere intesa quindi come l’accostamento progressivo delle singole tracce e permette di visualizzare in 2D la geometria delle varie superfici o corpi riflettenti che caratterizzano il sottosuolo investigato.

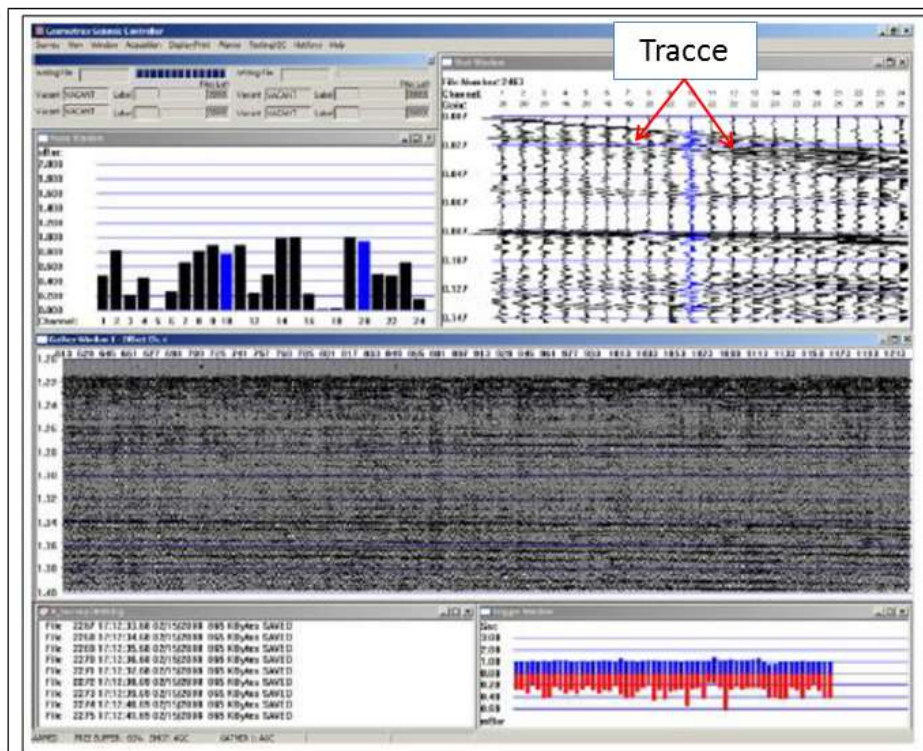


Figura 6-6. Esempio di “Marine controller display”. Durante l’acquisizione è possibile visualizzare le tracce relative ai vari shot point. La sezione sismica risultante, individuata graficamente dai tempi di ritorno dell’onda riflessa sulle ordinate e dai punti di scoppio (shot) sulle ascisse, può essere intesa quindi come l’accostamento progressivo delle singole tracce e permette di visualizzare in 2D la geometria delle varie superfici o corpi riflettenti che caratterizzano il sottosuolo investigato.

6.2.2 Metodologie d'indagine

Nell'ambito del progetto "Milazzo 2013" le indagini di sismica a riflessione sono state condotte mediante l'utilizzo di due strumentazioni differenti, caratterizzate da altrettante sorgenti e modalità di funzionamento e acquisizione. Esse consistono in:

- Una strumentazione di tipo Sparker (alta risoluzione);
- Una strumentazione di tipo Sub-bottom Chirp (altissima risoluzione).

La strumentazione di tipo Sparker consente di investigare le strutture del sottosuolo, con una buona definizione fino ad una profondità di circa 250-300 m al di sotto del fondale. Tale valore di profondità tuttavia può essere soggetto a oscillazioni essendo strettamente legato al valore di energizzazione della sorgente utilizzata, alla frequenza dell'impulso generato e alla capacità del mezzo investigato di farsi attraversare. L'intervallo di frequenza dell'impulso generato da una sorgente di tipo Sparker può variare generalmente tra 50 Hz e 4 kHz e questo permette di ottenere un profilo sismico ad alta risoluzione ma con minore penetrazione. L'energia acustica è generata da scariche elettriche in acqua e per questo scopo si utilizzano dei generatori di corrente continua che caricano una batteria di condensatori ad alto potenziale (3-10 kV). L'esplosione è prodotta da un impulso elettrico che chiude il circuito tra i condensatori ed il cavo di sparo, il quale è costituito da più elettrodi di diversa forma e dimensioni, posti in acqua. L'alta tensione presente alle estremità degli elettrodi genera un arco voltaico che vaporizza l'acqua producendo una bolla gassosa. Questa, propagandosi in acqua, espandendosi e contraendosi, genera a sua volta un impulso acustico che viene indirizzato verso l'area da investigare.

La sorgente Sparker utilizzata nell'ambito del progetto "Milazzo 2013" (

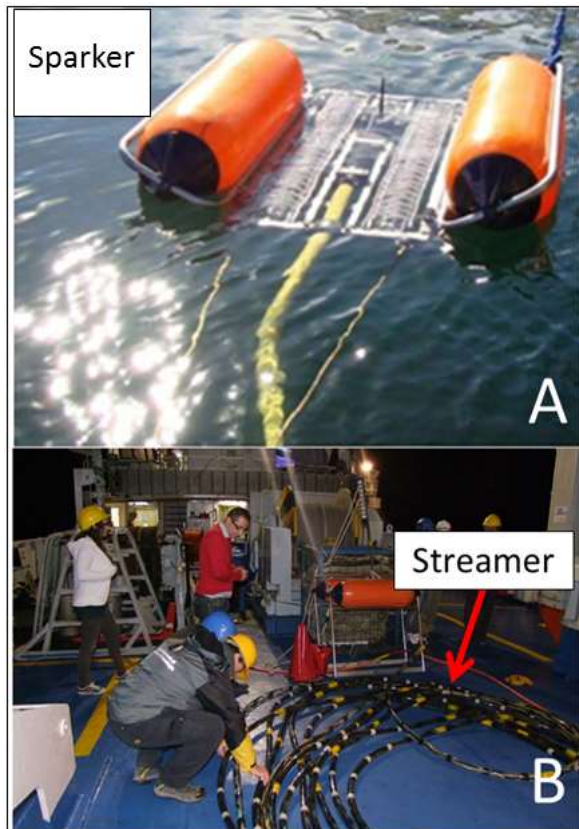
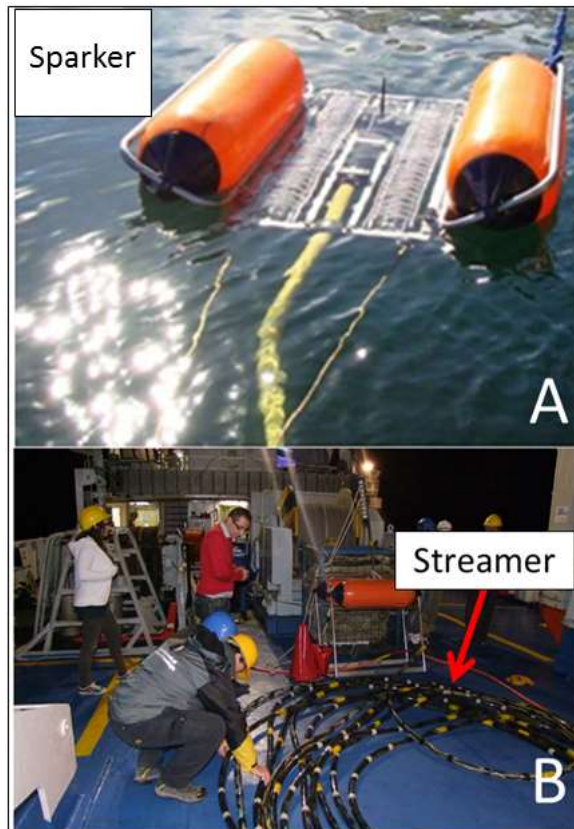


Figura 6-7 A), operava con un'energizzazione di 1 kJ e un intervallo di scoppio pari a 2 secondi, producendo un segnale di tipo "ring-free" caratterizzato da una frequenza base di

~800 Hz. Le onde riflesse venivano acquisite da 24 idrofoni (sezione attiva 2,8 m) posti su



un cavo lungo 100 m (streamer in

Figura 6-7 B) e che veniva trainato dalla nave a velocità costante di circa 3-4 nodi. I dati sono stati acquisiti con un tasso di campionamento pari a 10 kHz all'interno di una finestra di registrazione di 1,5 secondi (tempi doppi, "TWT"). Una volta ricevute le onde riflesse, gli idrofoni inviano un unico segnale elettrico che, dopo esser stato amplificato e filtrato arriva al sistema di registrazione. L'immagine sismica prodotta utilizzando questo tipo di strumentazione può essere caratterizzata da una risoluzione che arriva fino a 0,5 m poco al di sotto del fondale per poi diminuire in profondità.

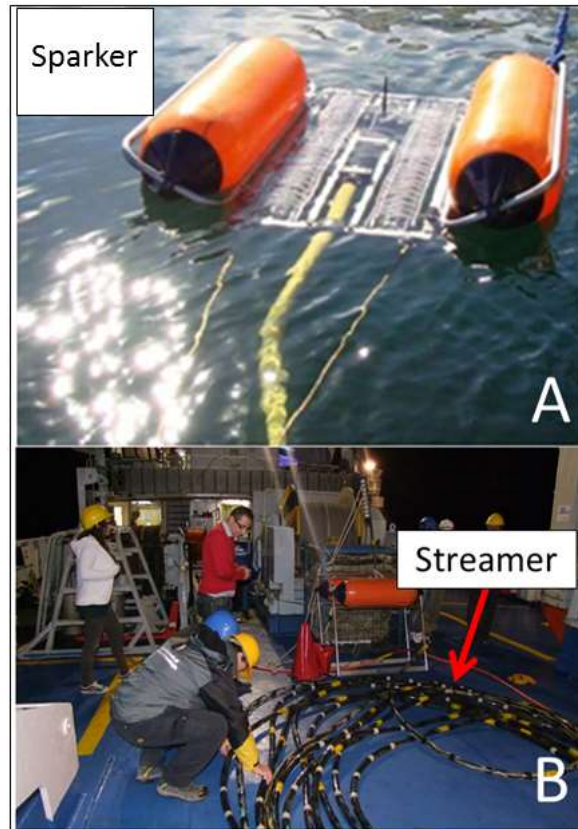


Figura 6-7. Componenti di base della strumentazione di tipo Sparker utilizzata nell'ambito del progetto "Milazzo 2013" (Gennaio 2014, R/V Urania, CNR-IAMC, Napoli): A, sorgente utilizzata; B, streamer contenente gli idrofoni.

La strumentazione di tipo Chirp Sub-bottom profiler permette di effettuare indagini di sismica a riflessione monocanale ad altissima risoluzione (fino a 10 cm di risoluzione verticale nei settori di sotto-superficie prossimi al fondale). Essa consente di investigare le strutture del sottosuolo con una definizione nettamente superiore a quella ottenuta mediante l'utilizzo della strumentazione sparker ma la sua capacità di penetrazione risulta relativamente limitata (circa 50-100 m di penetrazione in sedimenti sciolti). Questo tipo di tecnologia utilizza l'emissione di impulsi calibrati, modulati in frequenza, generati da trasduttori installati sulla chiglia dell'imbarcazione. Il segnale è campionato da convertitori analogico-digitali molto veloci ed è elaborato in tempo reale.

La strumentazione utilizzata nell'ambito del progetto "Milazzo 2013" denominata Chirp II (Benthos, Datasonics Mod. CAP-6600 CHIRP-II profiler), è contraddistinta dalle seguenti caratteristiche tecniche:

Trasduttori	16
Intervallo di frequenze utilizzate	2-7 Khz
Potenza di output	2-3 Kw
Taglia (Lunghezza, Larghezza, Altezza)	215 * 110 * 95 (cm)
Peso (in aria)	350 kg
Profondità operante	~ 6000 m

Tabella 2. Caratteristiche tecniche della strumentazione Chirp II (Benthos) utilizzata nell'ambito del progetto "Milazzo 2013".

Lo strumento di "profiling" acustico è dotato di 2 canali integrati. La lunghezza dell'impulso è stata scelta tra 5 e 15 ms mentre il tasso di trigger oscilla tra 0,25 e 1,5 s, in base alla profondità della colonna d'acqua. I dati, registrati dal software "Communication Technology SWANPRO" in formato XTF, sono stati stoccati su supporti di memoria sia locale che esterna. La gamma di frequenze utilizzate permette di raggiungere una risoluzione verticale minima di 10 cm (minimo teorico), ma la risoluzione verticale raggiunta in queste indagini si attesta a valori di circa 50 cm. I profili chirp sono stati acquisiti contemporaneamente al rilievo batimetrico, in quanto le sorgenti acustiche non producevano alcuna evidenza di interferenza reciproca, mentre il rilievo sparker (che necessita di una velocità di acquisizione di circa 3 nodi) è stato posizionato dopo la valutazione della batimetria e acquisito separatamente.

6.2.3 Elaborazione dei dati

I dati acquisiti sono stati elaborati mediante l'utilizzo del software GeoSuite Allworks 12, un programma applicativo sviluppato dalla Geo Marine Survey System, applicando una serie di semplici operazioni matematiche di seguito elencate:

- Operatore *Debias*, utilizzato per rimuovere la componente DC che potrebbe aver interessato il dato grezzo. Per ogni traccia l'operatore calcola il suo valore medio e lo sottrae in ogni campione;
- Modulo *IIR filter*, può essere utilizzato per eliminare frequenze dello spettro indesiderate come per esempio quelle legate al segnale elettrico a bassa frequenza;
- *Time Varying Gain, TVG* (con curva editabile), con questo operatore l'utente ha il pieno controllo sulla cosiddetta "curva di guadagno" applicata ai dati. La stessa curva di guadagno sarà applicata alla porzione del profilo definito nel riquadro posizione in termini di profondità e shot. La curva può essere definita manualmente trascinando i punti modali oppure è possibile modificare i valori visualizzati nella tabella di curve TVG. Ogni punto può essere definito in termini di guadagno assoluto (dB) o slope (db/sec);
- *Automatic Gain Control*, il controllo automatico del guadagno compensa l'attenuazione del segnale scalando i dati in modo che il valore medio assoluto delle ampiezze all'interno di una finestra specificata sarà un certo valore (livello di ampiezza di output). L'utente può specificare la lunghezza della finestra e il livello medio di output desiderato. Con questa operazione matematica l'utente può anche controllare come i valori vicini a zero possono influenzare il calcolo del fattore di scala. Se la finestra contiene troppi valori vicini a zero, viene usato il fattore di scala precedente, per evitare che i P-breaks vadano fuori scala (e quindi essere troncati). Due parametri possono essere utilizzati per controllare questo effetto: *Dead values* in una finestra, il quale indica il numero massimo di campioni vicini allo zero che possono essere trovati in una finestra prima di utilizzare il fattore di scala precedente; *Dead level* (mV): indica il livello di soglia vicino allo zero (ad esempio un valore di 100 mV significa che ogni campione il cui valore assoluto è minore di 100 mV è

considerato un valore vicino allo zero). Il parametro *Percent AGC* può essere utilizzato per ammorbidire l'effetto dell'operatore. AGC: 100% significa che il segnale è scalato completamente utilizzando il fattore di scala AGC; valori inferiori a 100% riducono il fattore di scala.

La sequenza di processing è stata applicata a tutti i profili sismici acquisiti, sia di tipo sparker che di tipo chirp, permettendo di migliorare la qualità delle sezioni sismiche laddove il rapporto segnale/rumore risultava basso (magari a causa delle avverse condizioni meteo-marine che talvolta hanno compromesso la qualità dell'acquisizione). Di seguito verranno mostrati alcuni dei profili sismici più rappresentativi e in particolare quelli che mostrano, in termini di risoluzione, un più elevato rapporto segnale/rumore.

6.2.4 Sismo-stratigrafia

Al fine di comprendere la natura, l'età e i rapporti geometrici dei corpi geologici attraversati dalle nostre indagini, l'analisi sismo-stratigrafica è stata condotta lungo un profilo sismico sparker orientato NO-SE che attraversa longitudinalmente l'intera area investigata, estendendosi per circa 12 km dalla piattaforma continentale, a sud-est, fin quasi al margine della scarpata continentale a nord-ovest (profilo GP 13 in Figura 6-8 A). Non essendo tra gli obiettivi primari della tesi quello di definire con precisione l'assetto sismo-stratigrafico e la stratigrafia sequenziale dei corpi acustici attraversati (es. ricostruzione dei "system tract"), ci si è limitati solamente a riconoscere, all'interno della sezione sismica, i limiti di sequenza principali individuati da altri autori nell'ambito di studi effettuati nella stessa area (Fabbri et al., 1981; Gabbianelli et al., 1996; Cuppari et al., 1999; Colantoni et al., 2001).

La sezione sismica GP 13 presenta una buona risoluzione fino alla profondità massima di circa 900 ms oltre la quale il segnale perde energia. L'assenza di pozzi nell'area limita la diretta correlazione alle formazioni affioranti onshore, anche se alcune ipotesi possono essere formulate. Laddove indicata, la conversione in profondità (metri) delle sezioni sismiche e delle caratteristiche dimensionali di eventuali elementi tettonici e/o stratigrafici (entità dei rigetti lungo le faglie, spessore dei depositi ecc.), è stata effettuata considerando un valore medio di velocità di propagazione dell'onda acustica all'interno delle sequenze plio-pleistoceniche pari a 1600 m/s (valore medio solitamente utilizzato in letteratura per questo tipo di depositi, Gabbianelli et al., 1996 e riferimenti all'interno).

Nel complesso sono state individuate le seguenti unità di facies sismica (Figura 6-8 B):

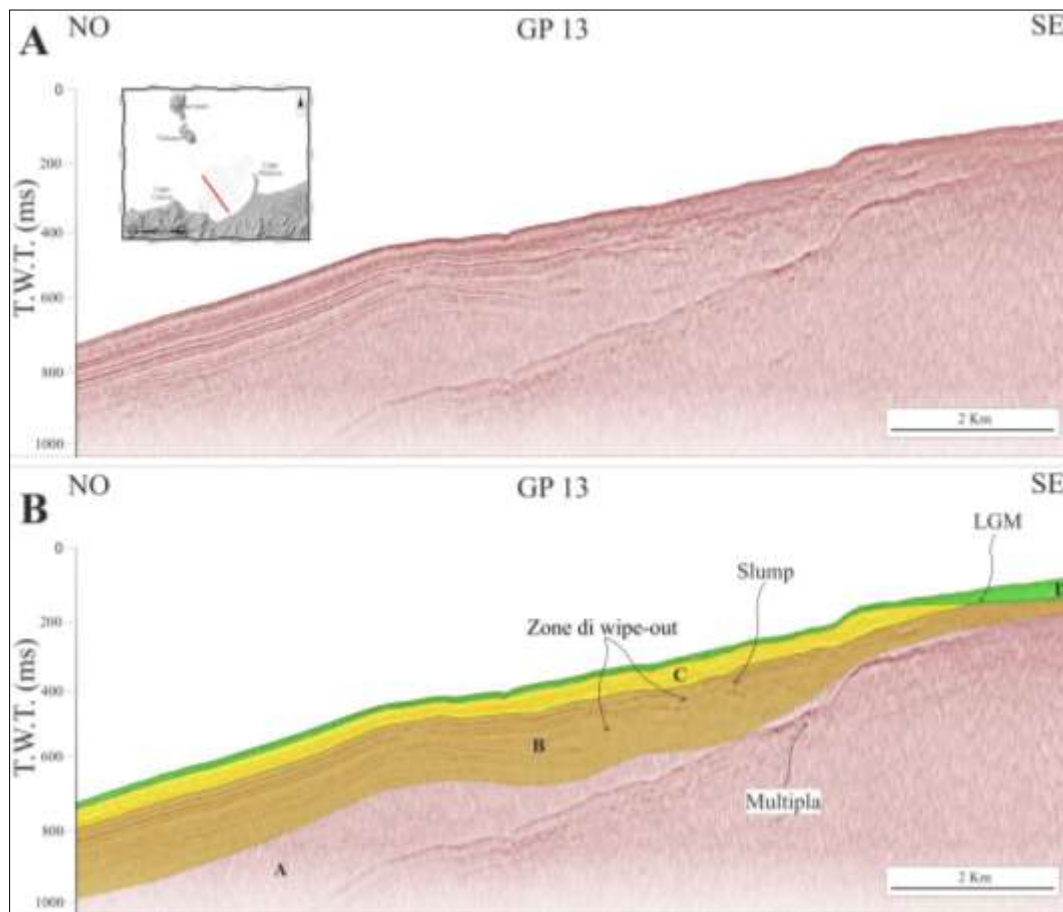


Figura 6-8. Profilo sparker GP 13. La sezione orientata NO-SE e attraverso per 12 km gran parte dell'area investigata. A, sezione sismica non interpretata; B, sezione sismica interpretata (vedi il testo per la descrizione delle unità) secondo gli approcci classici di analisi sismo-stratigrafica e di stratigrafia sequenziale (Mitchum et al., 1977; Vail et al., 1991). Il termine LGM indica la troncatura erosiva riferibile all'ultimo massimo glaciale (14-18 ka) e corrisponde alla discordanza angolare tra i depositi del Pleistocene superiore e quelli olocenici. Mentre nelle aree di piattaforma l'unità D presenta rapporti di discordanza rispetto alla sottostante unità C, nelle aree di scarpata continentale è possibile notare un rapporto di paraconcordanza probabilmente a causa della mancata emersione di questi settori durante l'ultima fase di stazionamento basso (LGM). All'interno dell'unità B sono talora presenti zone di wipe-out (sbiancamento), attribuibili alla presenza di gas. Le deformazioni per slumping coinvolgono principalmente l'unità B e in misura minore l'unità C.

-**Unità A**, difficile da caratterizzare, data la scarsa penetrazione delle nostre indagini. Risulta contraddistinta generalmente da una geometria di tipo “reflection-free”, molto raramente presenta riflettori continui a bassa ampiezza, bassa frequenza e scarsa continuità laterale. Rappresenta il substrato acustico dei profili sismici ad alta risoluzione (sparker). Nel settore settentrionale della sezione l'unità è limitata verso l'alto da riflettori ad alta ampiezza e buona continuità laterale (unità B). Nei settori centrali il contatto con l'unità sovrastante risulta meno evidente per la presenza di zone di wipe-out (probabilmente legate a risalite di gas) e deformazioni per slumping che ne compromettono la risoluzione. Questo tipo di

deformazioni, solitamente si sviluppano parallelamente alla scarpata continentale, con piani di scivolamento che immergono, a vario angolo, verso NO. Il limite con l'unità soprastante risulta pressoché indistinguibile nel settore sud-orientale della sezione a causa del basso rapporto segnale/rumore e dalla presenza della multipla che ne maschera i riflettori.

Considerate le caratteristiche acustiche mostrate da questo corpo laddove è ben rappresentato (facies trasparente, settore centrale e settentrionale della sezione investigata), questa unità potrebbe essere in gran parte associata alle porzioni sommitali dei depositi del Pliocene inferiore (Trubi, vedi [Fabbri et al., 1981](#); [Cuppari et al., 1999](#)) ed in questo caso il limite tra l'unità A e B rappresenterebbe la base del Pliocene superiore-Pleistocene.

-Unità B, caratterizzata da una successione ritmica di riflettori ad alta ampiezza, buona continuità laterale e frequenza medio-alta. Nel settore centrale della sezione presenta riflettori a luoghi ondulati attribuibili all'occorrenza di diffusi fenomeni gravitativi lungo la scarpata continentale (slumping). Verso l'alto è interrotta da una discordanza che è ben visibile in corrispondenza delle aree di piattaforma e che diventa una paraconcordanza via via che ci si sposta nei settori di scarpata continentale. Talora presenta zone di wipe-out associabili alla presenza di gas. Questa unità è correlabile alle successioni del Pliocene superiore-Pleistocene medio individuate in studi precedenti ([Gabbianelli et al., 1996](#); [Cuppari et al., 1999](#)).

-Unità C, costituita da una successione ritmica di riflettori ad alta frequenza, alta ampiezza e buona continuità laterale, che poggiano in discordanza sull'unità sottostante e presenta riflettori a luoghi ondulati. Nelle aree di piattaforma l'unità C è caratterizzata da facies cliniformi, progradanti verso NO, i quali mostrano una migrazione degli "offlap-break" ([Vail et al., 1991](#)) verso mare. Nel settore centrale della sezione appare anch'essa interessata da fenomeni gravitativi anche se in misura minore rispetto all'unità sottostante. Considerate le caratteristiche acustiche e i rapporti con l'unità soprastante, in particolare nei settori di piattaforma, questa unità potrebbe essere correlata ai depositi del Pleistocene superiore (vedi [Gabbianelli et al., 1996](#); [Cuppari et al., 1999](#)).

-Unità D, caratterizzata da riflettori ad ampiezza medio-bassa, bassa frequenza e limitata continuità laterale. Verso l'alto i riflettori presentano ampiezza medio-alta, alta frequenza, buona continuità laterale con geometrie piano-parallele progradanti verso mare. Si tratta di depositi accumulatisi durante la fase glaciale wurmiana (LGM, "Last Glacial Maximum") e l'attuale fase di stazionamento alto del livello marino. Nelle zone di piattaforma, l'unità poggia in discordanza su una superficie di troncatura erosiva (LGM in Figura 6-8) che

rappresenta un limite di sequenza di tipo 1 (Vail et al., 1977), formatosi durante l'ultimo ciclo eustatico (Pleistocene superiore-Olocene, Trincardi & Field, 1991). Il livello del mare, dopo una lenta fase di caduta iniziata a circa 85 ka (Williams et al., 1998) ha raggiunto profondità di 110/130 metri sotto il livello attuale. Nell'intervallo 14-18 ka, il livello marino ha subito una rapida risalita fino a 6 ka per raggiungere successivamente una fase di stazionamento alto tuttora in atto. Mentre nelle aree di piattaforma l'unità D presenta rapporti di discordanza rispetto alla sottostante unità C, nelle aree di scarpata continentale è possibile notare un rapporto di paraconcordanza. L'assenza di discordanza tra queste unità dovrebbe implicare una relativa continuità della sedimentazione, probabilmente dovuta alla mancata emersione di questi settori durante l'ultima fase di stazionamento basso (LGM). La sequenza pleistocenica e olocenica risulta ben rappresentata nel settore centrale del Golfo di Patti, raggiungendo spessori di circa 200-250 ms (180-225 m se si considera una velocità di propagazione dell'onda acustica nel mezzo pari a 1.600 m/s) in particolar modo nei settori a ovest della Dorsale di Patti dove la parziale assenza di deformazione tettonica e/o gravitativa ha permesso una sedimentazione dei prodotti supra-pleistocenici e olocenici in condizioni pressoché indisturbate (

Figura 6-9).

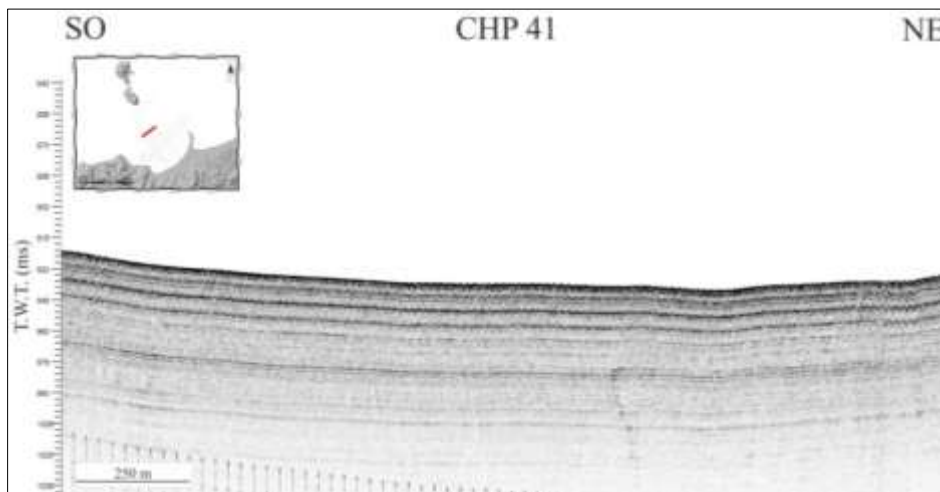


Figura 6-9. Profilo chirp CHP 41 mostrante i termini supra-pleistocenici e olocenici del settore centrale del Golfo di Patti. In questo settore la sequenza presenta una successione ritmica di riflettori a medio-alta ampiezza, buona continuità laterale e frequenza medio-alta. Non si evincono deformazioni tettoniche e/o gravitative.

6.2.5 Assetto strutturale

L'analisi dei profili sismici monocanale ad alta (Sparker) e altissima (Chirp) risoluzione, ha permesso l'individuazione e la mappatura delle principali discontinuità strutturali che interessano il Golfo di Patti. In discreto accordo con quanto osservato in studi precedenti (Cuppari et al., 1999; Colantoni et al., 2001), l'area risulta caratterizzata dalla presenza di un sistema di faglie estensionali disposte prevalentemente in direzione NO-SE. Nei settori meridionali della Dorsale di Patti, alcuni segmenti esibiscono una leggera rotazione dei trend, disponendosi in direzione circa N-S (NNW-SSE e NNE-SSO,

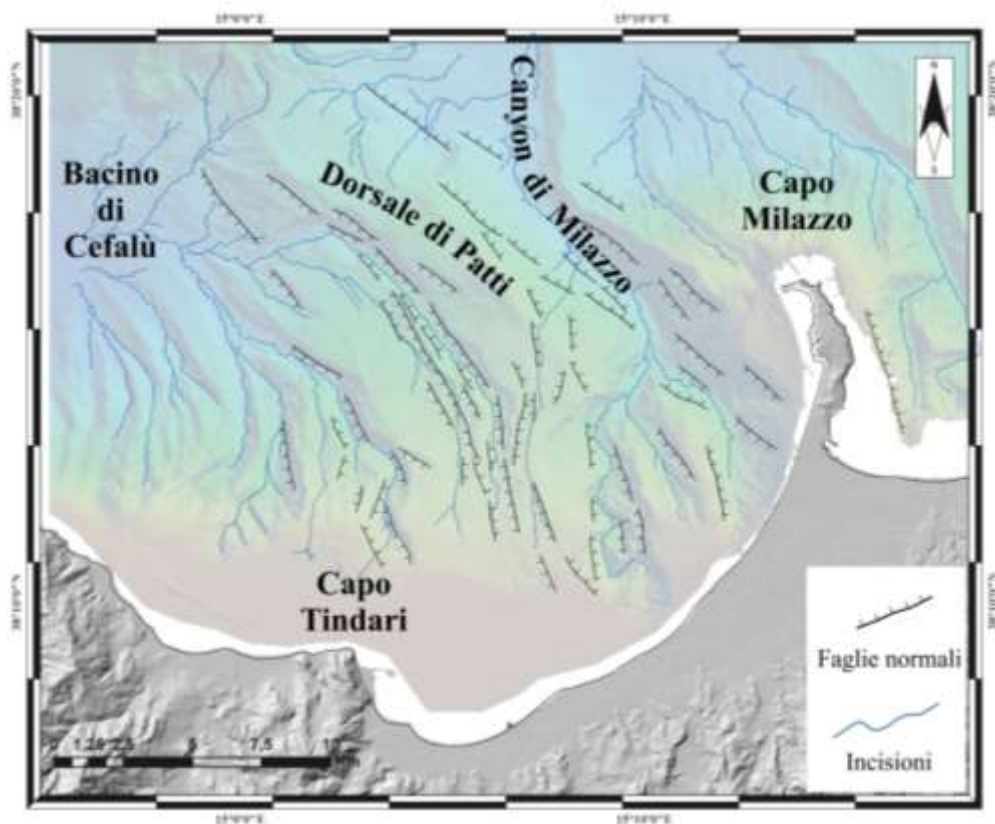


Figura 6-10).

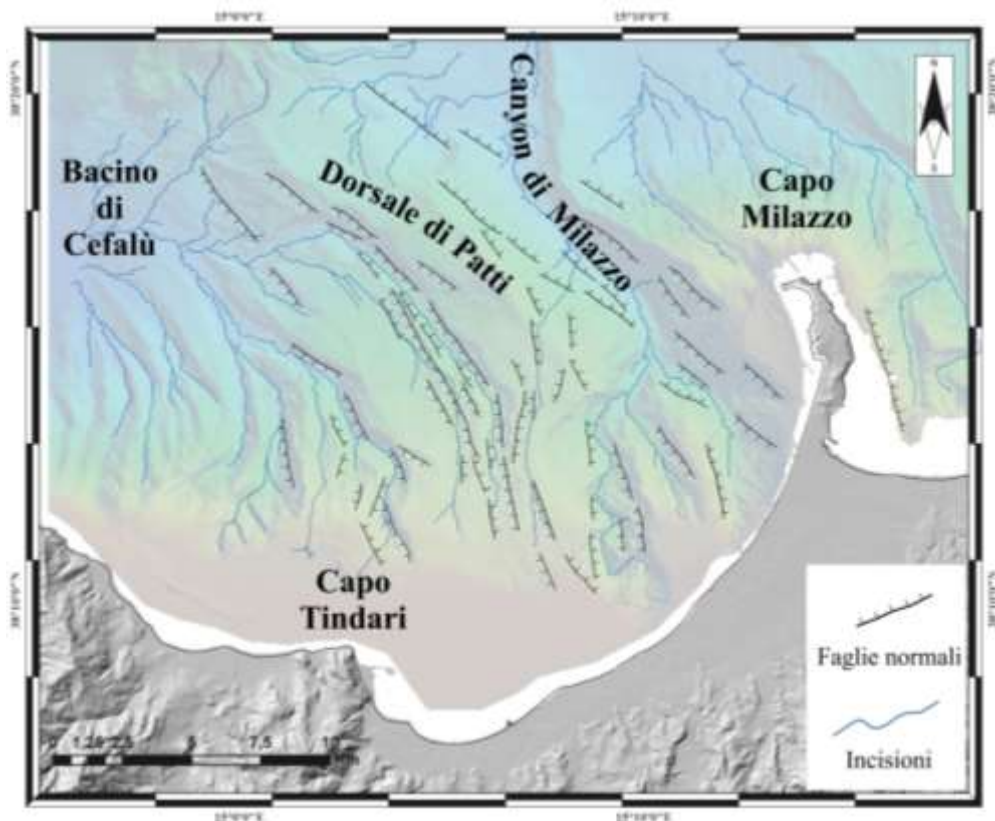


Figura 6-10. Principali discontinuità strutturali rinvenute lungo le aree sommerse del Golfo di Patti. L'area risulta caratterizzata dalla presenza di un sistema di faglie estensionali disposte prevalentemente in direzione NO-SE. Nei settori meridionali della Dorsale di Patti, questi segmenti esibiscono una leggera rotazione dei trend, disponendosi in direzione circa N-S (NNW-SSE e NNE-SSO). E' possibile osservare come vi sia una buona corrispondenza tra strutture tettoniche e morfologie sottomarine (orientazione di canyon e dorsali, scarpate morfologiche ecc.).

Talora le discontinuità rinvenute interessano depositi olocenici, dislocano il fondo marino e formano delle scarpate morfologiche che si dispongono sullo stesso trend. I rigetti verticali variano da circa 5-10 ms a più di 200 ms (da circa 8-4 m a più di 160 m, vedi sezione 6.2.4 per il valore di velocità adottato nella conversione).

La linea GP 19 (Figura 6-11 A) percorre in direzione NE-SO gran parte dell'area investigata, attraversando in sezione uno dei luoghi in cui sono meglio rappresentati i depositi plio-pleistocenici e olocenici (unità B, C e D in Figura 6-8). Essa presenta una buona risoluzione fino alla profondità di circa 750 ms, oltre la quale il segnale perde energia.

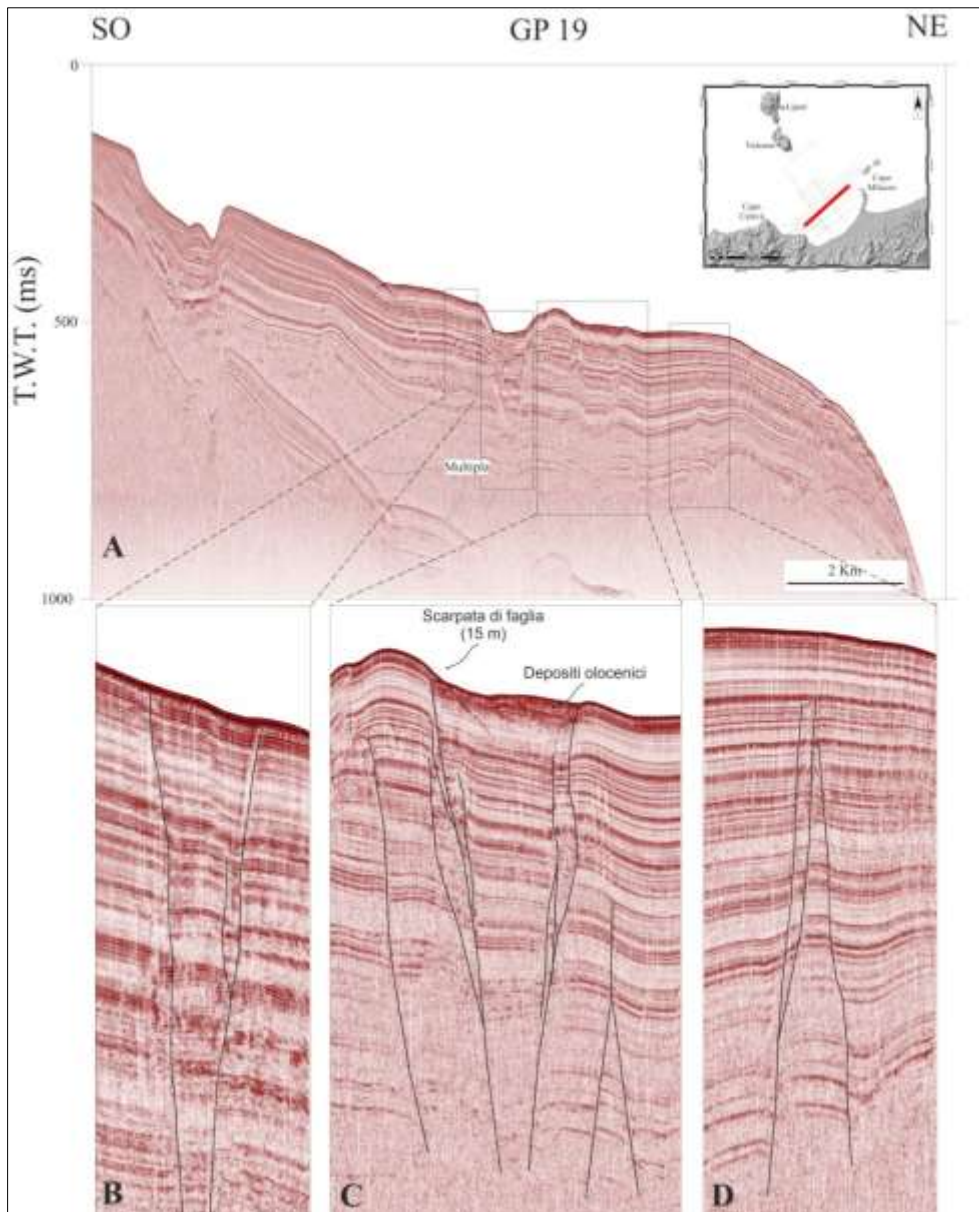


Figura 6-11. Il profilo sparker GP 19 (A) percorre in direzione NE-SO gran parte dell'area investigata, attraversando in sezione uno dei luoghi in cui sono meglio rappresentati i depositi plio-pleistocenici e olocenici (unità B, C e D in Figura 5 9). E' possibile osservare la presenza di diverse discontinuità, alcune delle quali dislocano depositi olocenici e il fondo marino (B) e (C). Queste discontinuità, prevalentemente estensionali, presentano una geometria ad horst e graben e producono scarpate morfologiche da 5 a 15 m (dislivelli derivati dalla carta batimetrica). Alcune di queste (D), risultano sature da depositi probabilmente del Pleistocene superiore (vedi sezione 6.2.4).

Le discontinuità rinvenute presentano geometrie ad horst e graben e producono scarpate morfologiche da 5 a 15 m (dislivelli derivati dalla carta batimetrica).

In Figura 6-11 B, è possibile notare la presenza di un graben ampio circa 280 m il quale, verso il basso, si riconduce ad un unico segmento di faglia immergente verso NE di circa 75° e che arriva almeno a 750 ms di profondità (limite segnale). I rigetti sismostratigrafici lungo i

segmenti che caratterizzano questa struttura si attestano a valori di circa 5 ms (4 m) e interessano in misura minore i depositi olocenici.

Verso est (Figura 6-11 C), si riscontra un altro graben ampio circa 900 m, individuato da due scarpate morfologiche, il quale interessa chiaramente depositi olocenici ed esibisce rigetti sismo-stratigrafici compresi tra 5 (4 m) e 15 ms (12 m). I piani di faglia, con immersione opposta, presentano valori di inclinazione compresi tra 75° e 80°. A ovest di questa struttura, un segmento di faglia estensionale immergente verso NE e caratterizzato da rigetti sismo-stratigrafici di circa 5-8 ms (4-6 m), risulta suturato alla profondità di circa 540 ms. Ancora più a est si rinviene un piccolo horst il quale esibisce rigetti simili (circa 5-8 ms, 4-6 m) ma che appare suturato ad una profondità maggiore (600 ms). In Figura 6-11 D, è possibile osservare un'ulteriore struttura a horst, la quale presenta rigetti sismo-stratigrafici dell'ordine dei 10 ms (8 m) che progressivamente si annullano ad una profondità di circa 540 ms.

Più a nord, lungo la linea GP 6 (Figura 6-12 A) si rinvencono ulteriori strutture anch'esse caratterizzate da cinematica estensionale. Di queste solo alcune possono essere intese come la prosecuzione di quelle rinvenute lungo il profilo GP 19. In Figura 5 12 B, si possono osservare diversi segmenti di faglia, immergenti verso SO con rigetti sismo-stratigrafici che non superano i 5 ms (4 m), alcuni dei quali interessano depositi olocenici. Verso est (Figura 5 12 C), si rinviene una faglia estensionale immergente a NE di circa 75° e che borda il versante orientale della Dorsale di Patti, esibendo un rigetto sismo-stratigrafico di circa 35 ms (28 m) cui si associa una scarpata morfologica di 25 m.

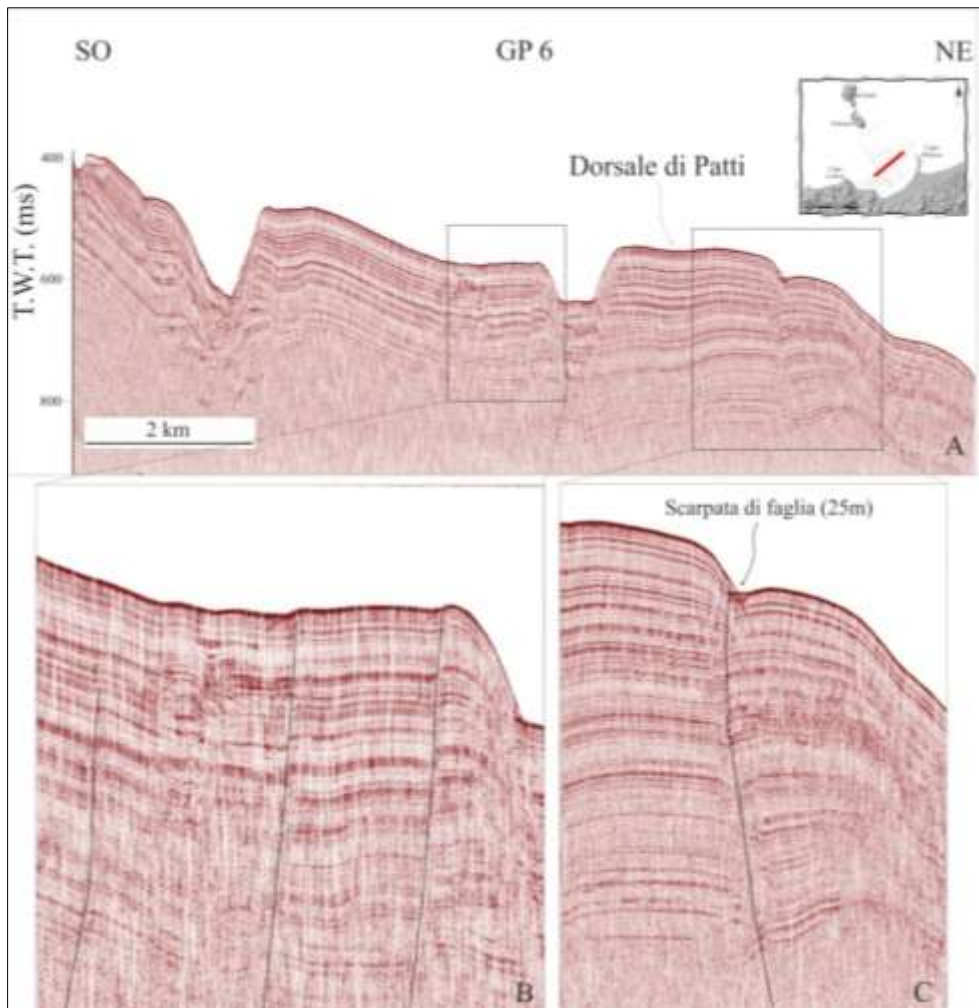


Figura 6-12. A, profilo sparker GP 6. La sezione, orientata NE-SO, si estende per circa 12 km e attraversa la stessa sequenza mostrata dalla linea GP 19 (Figura 6-11). Si possono osservare diversi segmenti di faglia, immergenti verso SO con rigetti sismo-stratigrafici che non superano i 5 ms (4 m), alcuni dei quali interessano depositi olocenici (B). Verso est (C), si rinviene una faglia estensionale immergente a NE di circa 75° che borda il versante orientale della Dorsale di Patti, esibendo un rigetto sismo-stratigrafico di circa 35 ms (28 m), disloca depositi olocenici e forma una scarpata morfologica di 25 m.

I segmenti di faglia che interessano il margine occidentale della dorsale, fanno parte di una stretta fascia deformata che, dai settori prossimi alla piattaforma continentale, si estende per

almeno 10-12 km verso NNO e NO (

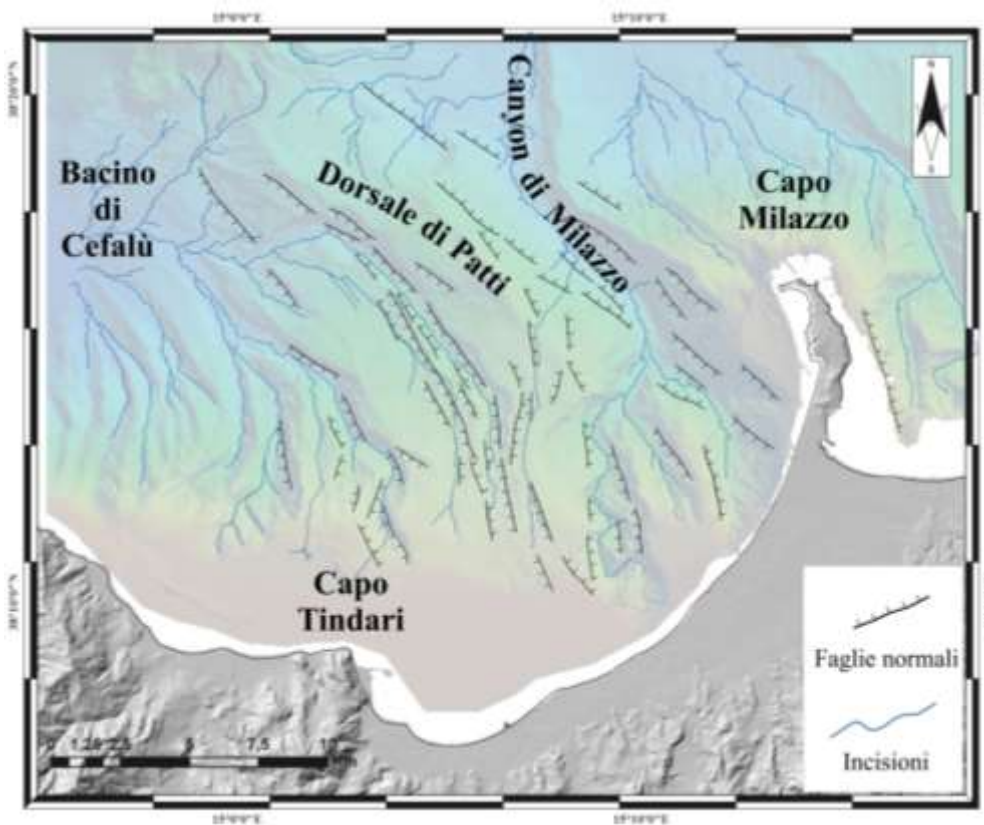


Figura 6-10). I piani di faglia appartenenti a questo allineamento, immergono generalmente verso OSO-SO di circa 70-75 ° ed esibiscono rigetti sismo-stratigrafici compresi tra 5 e 10 ms (4 e 8 m, Figura 6-13 A e B), coinvolgendo depositi attribuibili al Pleistocene superiore-Olocene.

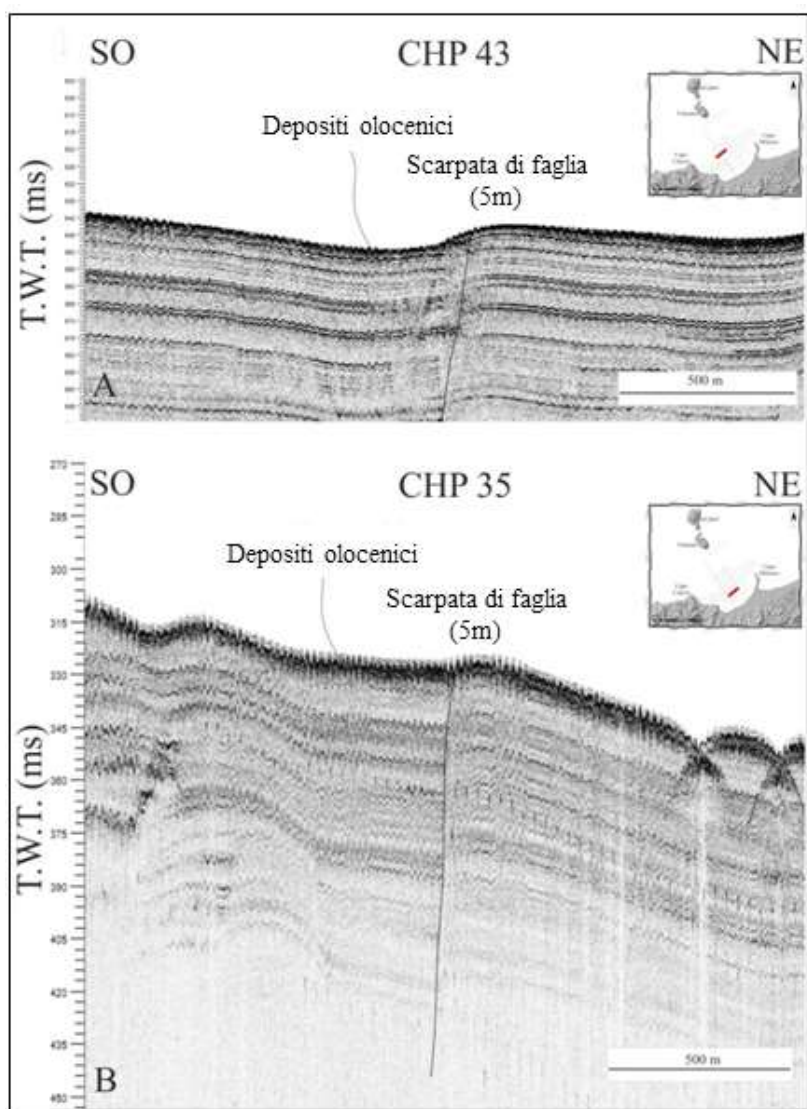


Figura 6-13. Segmenti di faglia estensionali che interessano il margine occidentale della Dorsale di Patti. A, profilo chirp 43 mostrante un segmento di faglia estensionale orientato NO-SE, immergente di circa 65-70° verso SO e che esibisce un rigetto sismo-stratigrafico pari a 7 ms (5,6 m). B, profilo chirp 35 mostrante un segmento di faglia estensionale orientato NO-SE, immergente di circa 75-80° verso SO e che esibisce un rigetto sismo-stratigrafico pari a 5 ms (4 m). Il dislivello lungo le scarpate è stato misurato sulla carta batimetrica.

I segmenti di faglia che interessano il margine orientale della dorsale (Figura 6 10), si dispongono prevalentemente in direzione NO-SE, paralleli o sub-paralleli all'argine occidentale del Canyon di Milazzo. Lungo questo settore, i segmenti di faglia immergono verso NE di circa 70-75 ° ed esibiscono rigetti sismo-stratigrafici dell'ordine di 200 ms (160 m), cui si associa una scarpata morfologica che verso est presenta un dislivello batimetrico compreso tra 150 e 200 m (Figura 6-14).

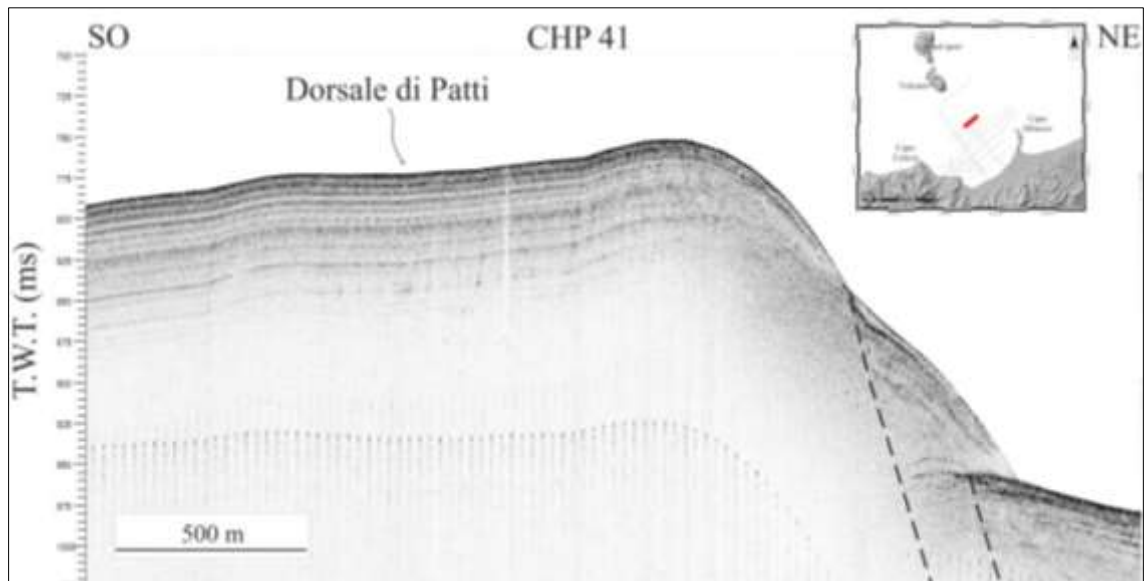


Figura 6-14. Porzione del profilo chirp CHP 41 mostrandone un segmento di faglia estensionale che interessa il margine orientale della Dorsale di Patti. Questa discontinuità, con buona probabilità compresa all'interno del settore individuato dai segmenti tratteggiati, esibisce nel complesso un rigetto sismo-stratigrafico dell'ordine di 200 ms (160 m), cui si associa una scarpata morfologica che verso est presenta un dislivello batimetrico compreso tra 150 e 200 m. Il dislivello lungo la scarpata è stato misurato sulla carta batimetrica.

Verso sud, lungo una fascia caratterizzata dalla presenza di diffusi fenomeni gravitativi, alcuni di questi segmenti sembrano curvare disponendosi su un trend circa meridiano (

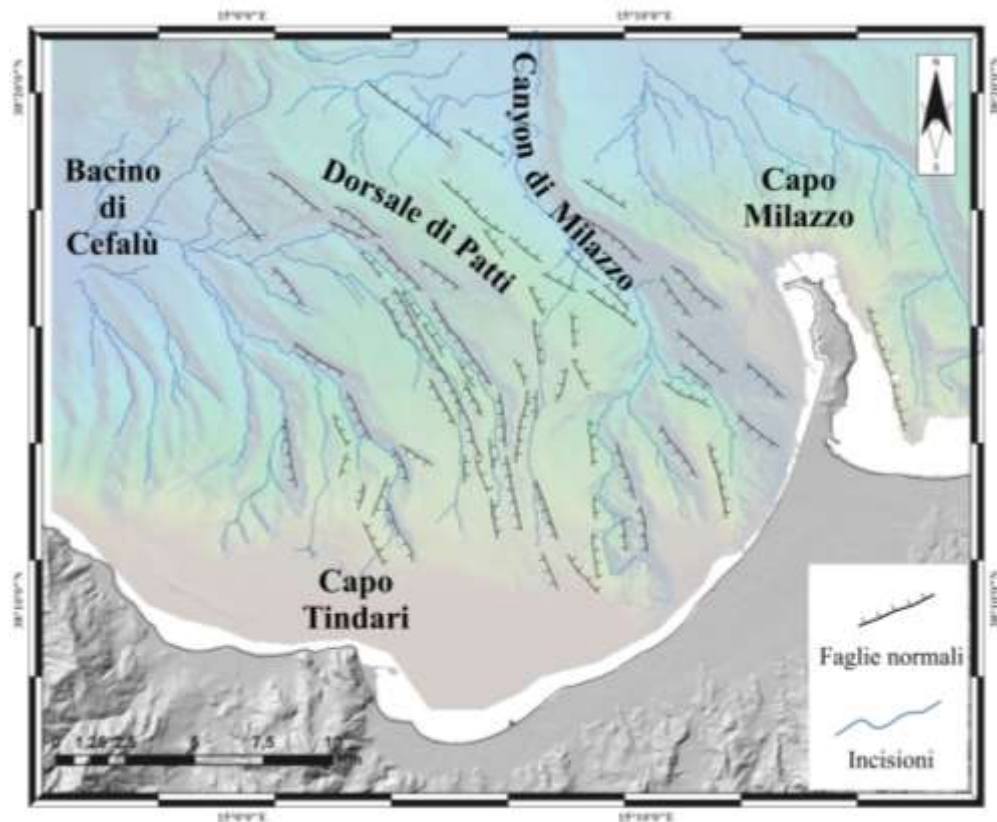


Figura 6-10). Queste strutture, prevalentemente immergenti verso E-ESE, coinvolgono chiaramente depositi olocenici e presentano rigetti sismo-stratigrafici generalmente compresi tra 15 ms (12 m, Figura 6-15 A) e 25 ms (20 m, Figura 6-15 B).

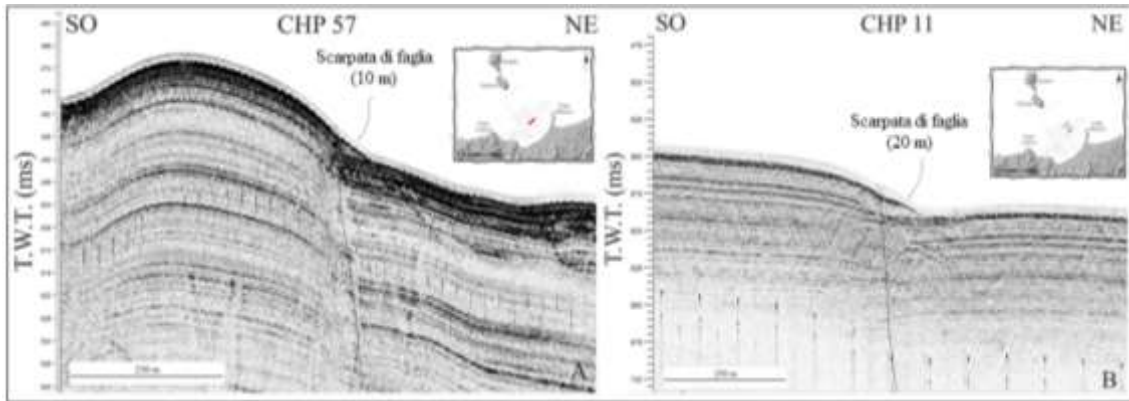


Figura 6-15. Alcuni esempi di faglie estensionali che interessano i settori centro-meridionali della Dorsale di Patti. A, profilo chirp 57 mostrante un segmento di faglia estensionale orientato NNE-SSO, immergente di circa 70° verso ESE e che esibisce un rigetto sismo-stratigrafico pari a 15 ms (12 m). B, profilo chirp 11, mostrante un segmento di faglia estensionale orientato NNE-SSO, immergente di circa 75° verso ESE e che esibisce un rigetto sismo-stratigrafico pari a 25 ms (20 m). Il dislivello lungo le scarpate è stato misurato sulla carta batimetrica.

7 Aree costiere tirrenico-peloritane

7.1 Osservazioni morfologiche

L'area investigata si estende per circa 250 km² ed è compresa tra le località di Capo Tindari e Novara per quanto riguarda il settore occidentale, tra gli abitati di Barcellona Pozzo di Gotto e Castoreale in quello centrale e tra il promontorio di Capo Milazzo e gli abitati di San Filippo del Mela e Villafranca Tirrena in quello orientale (Figura 7-1).

I caratteri geografici dell'area sono notevolmente differenti in funzione delle litologie affioranti, prevalentemente di natura sedimentaria e in misura minore di natura cristallina. Le distribuzioni altimetriche mostrano una notevole escursione che dal livello del mare raggiungono la quota massima di circa 1200 m. I rilievi montuosi sono orientati generalmente lungo una direttrice nord-est/sud-ovest e presentano versanti aspri e scoscesi, tipico dei terreni metamorfici di medio-alto grado e risultano profondamente incisi dalle fiumare. Sul versante tirrenico sono presenti tratti pedemontani a morfologia relativamente più dolce laddove affiorano depositi terrigeni terziari e quaternari, data da pianori e colline con quote che variano dalle decine di metri alle centinaia di metri.

Con l'obiettivo di definire l'assetto geomorfologico dell'area investigata, è stato prodotto uno "shaded relief" trattando in ambiente GIS i modelli digitali del terreno (Dtm) ad alta risoluzione (2x2 m) forniti dalla Regione Sicilia (S.I.T.R. Sicilia). All'interno dell'area individuata dai vertici Capo Tindari-Barcellona-Tripoli è possibile notare la presenza un'ampia depressione morfologica grossomodo di forma triangolare (

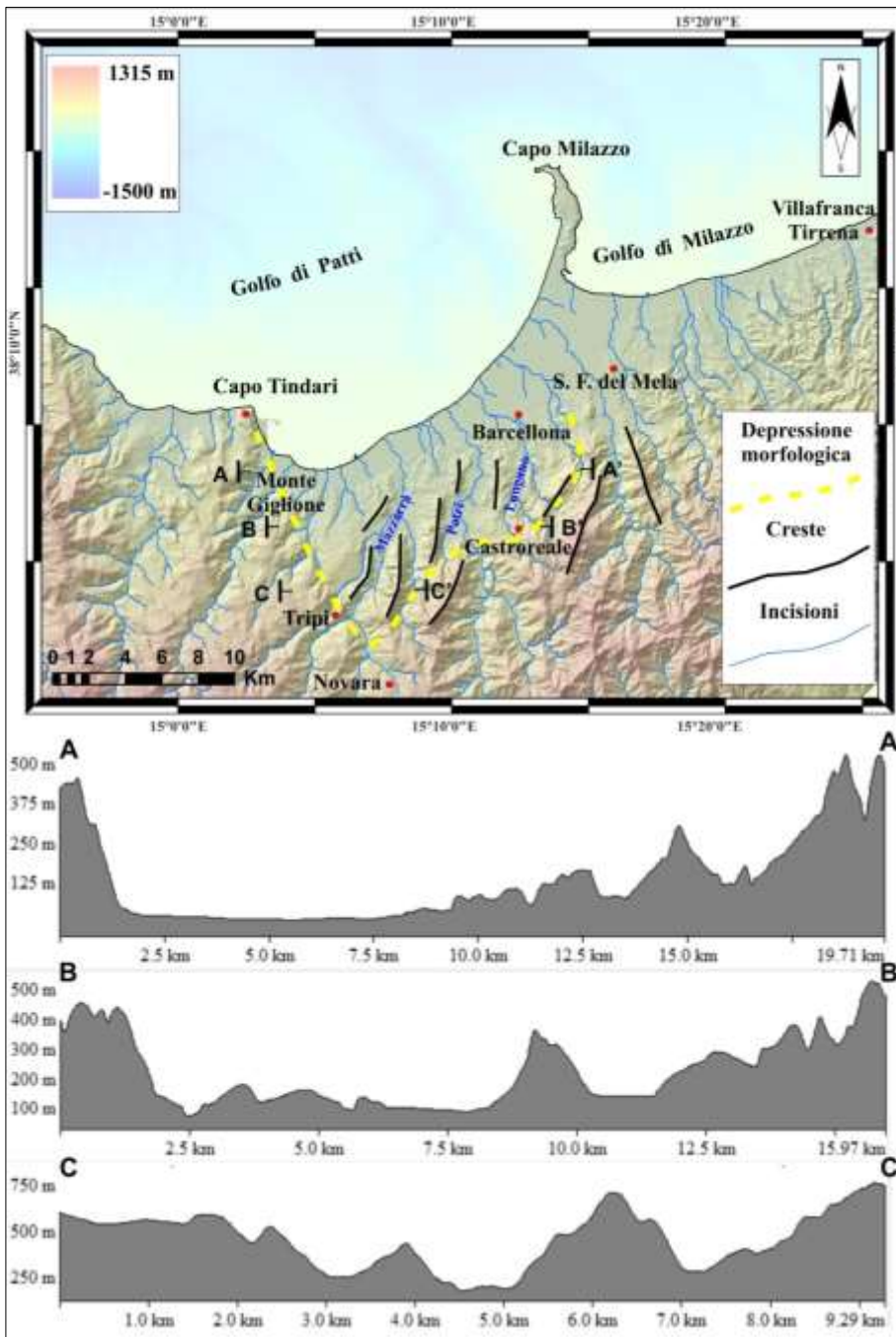
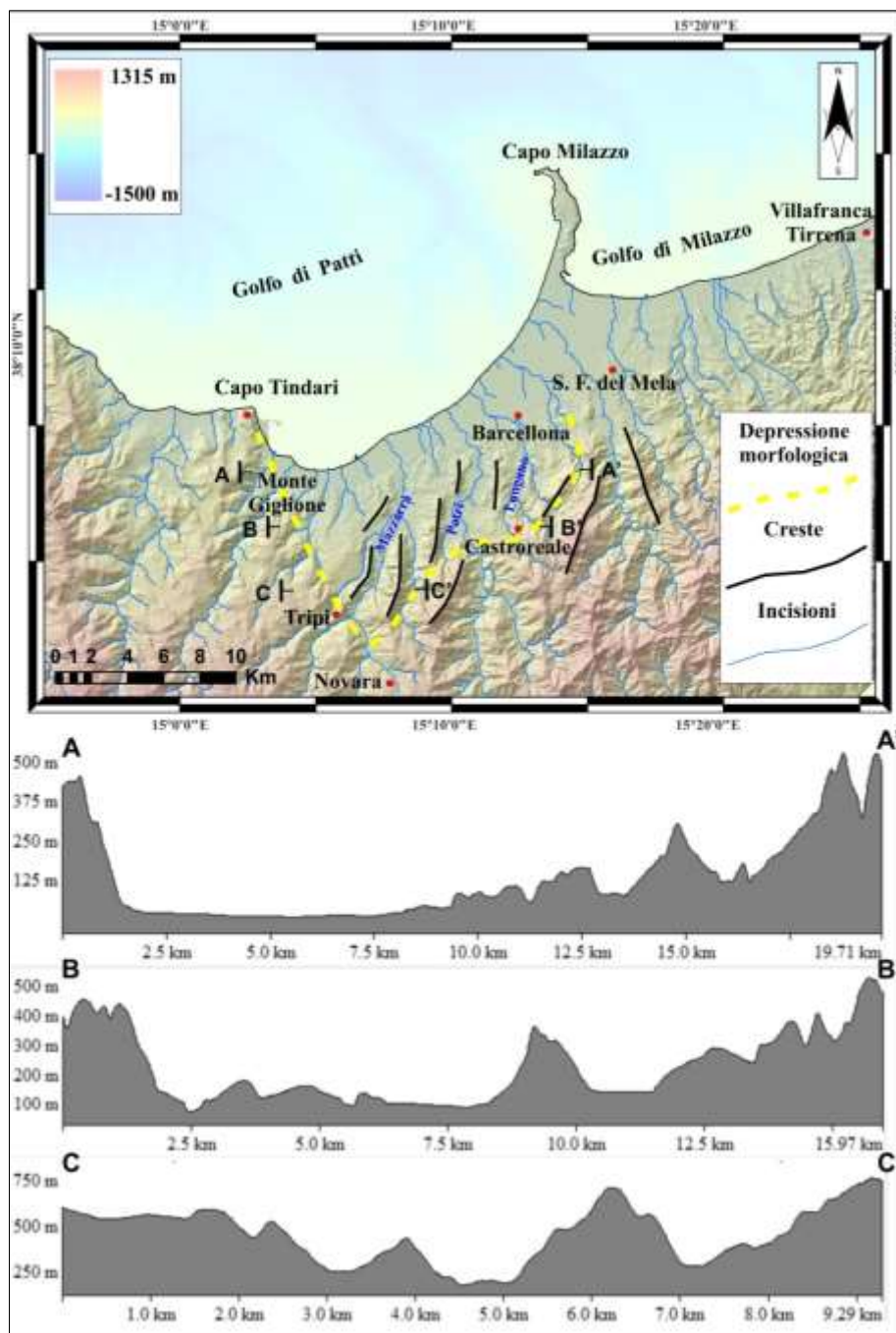


Figura 7-1). All'interno di quest'area l'escursione altimetrica varia tra 100 e 800 m sul livello del mare, con dislivelli tra le aree di cresta e quelle vallive che si aggirano intorno a 400 m (vedi



profili topografici in

Figura 7-1). Le aree di cresta dei principali rilievi, cui si interpongono i torrenti Mazzarrà, Patri e Longano, sembrano allineate sul trend NNE-SSO e presentano una brusca variazione del trend

a sud-est dell'abitato di Barcellona, dove si dispongono in direzione NO-SE (

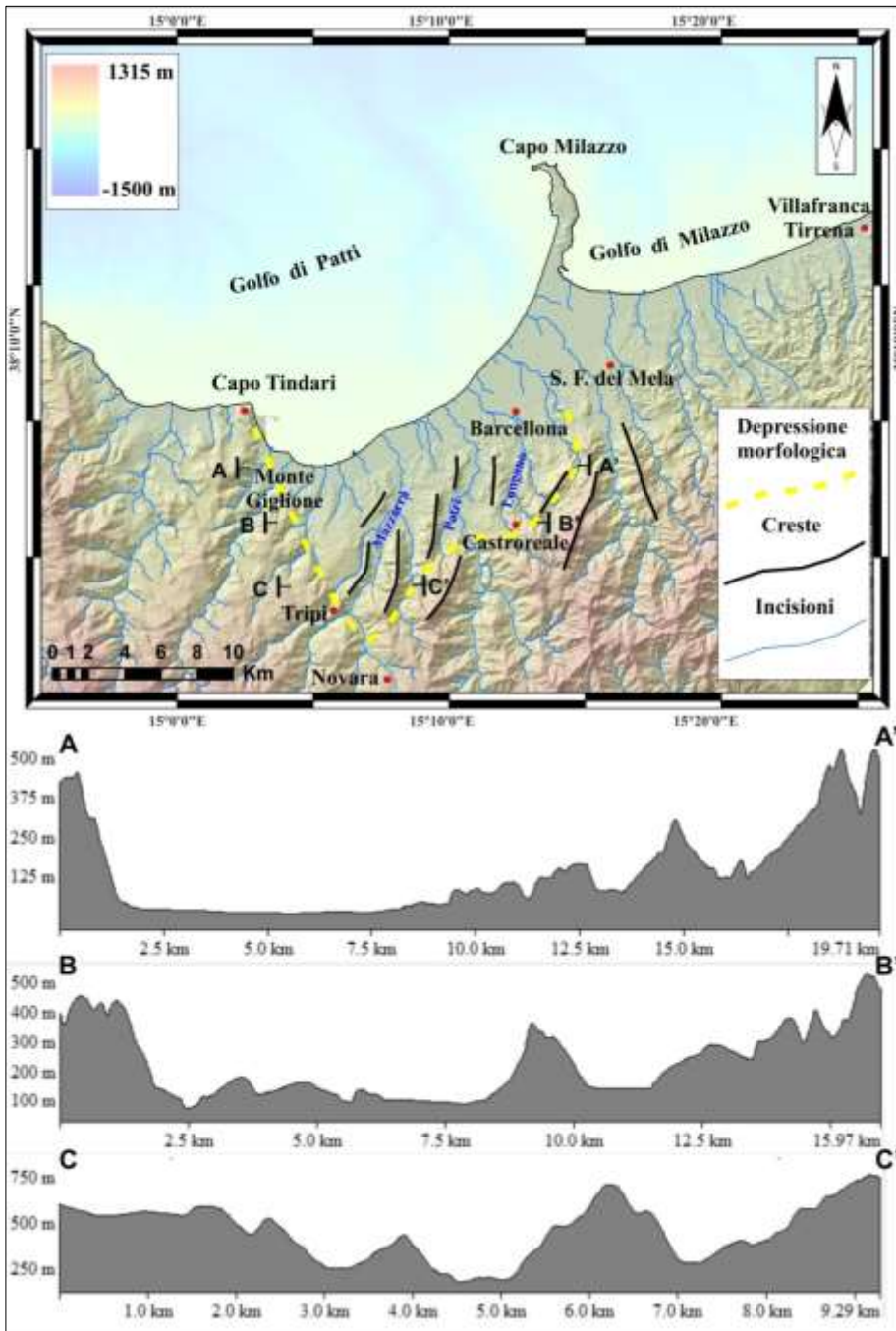


Figura 7-1). Verso ovest, questa depressione è interrotta da un'imponente scarpata morfologica che decorre da Capo Tindari fino a Novara e presenta dislivelli topografici dell'ordine di 200-300 m.

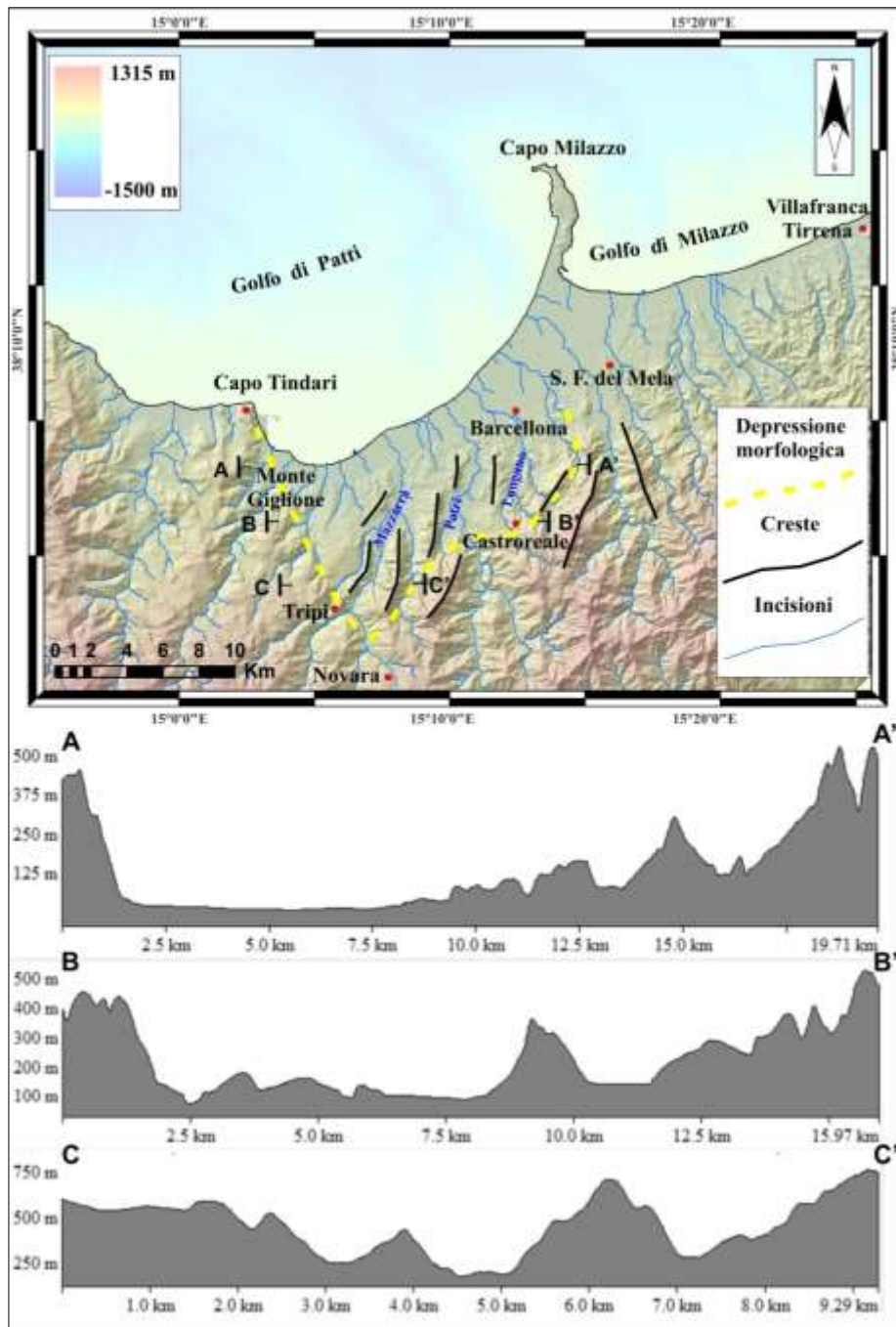


Figura 7-1. Caratteri geomorfologici dell'entroterra tirrenico-peloritano prospiciente il Golfo di Patti. All'interno dell'area individuata dai vertici Capo Tindari-Barcellona-Tripi è possibile notare la presenza di un'ampia depressione morfologica grossomodo di forma triangolare. All'interno di quest'area l'escursione altimetrica varia tra 100 e 800 m sul livello del mare, con dislivelli che si aggirano intorno a 400 m (vedi profili topografici). Le aree di cresta dei principali rilievi, cui si interpongono i torrenti Mazzarrà, Patri e Longano, sembrano allineate sul trend NNE-SSO e presentano una brusca variazione del trend a sud-est dell'abitato di Barcellona, dove si dispongono in direzione NO-SE. Verso ovest, questa depressione è interrotta da un'imponente scarpata morfologica che decorre da Capo Tindari fino a Novara e presenta dislivelli topografici dell'ordine di 200-300 m.

7.2 Caratteri geologici

Dal punto di vista geologico il settore costiero tirrenico-peloritano rappresenta la terminazione sud-occidentale dell'Arco Calabro ed è caratterizzato dalla presenza di terreni ascrivibili a diverse unità tettoniche, le quali costituiscono i residui della deformazione di differenti domini paleogeografici. Questi domini sono riferibili ai settori di catena Kabilo-Calabride e Appenninico-Maghrebide sulle quali giacciono in discordanza i depositi plio-pleistocenici (Lentini et al., 2000). Nell'area di studio, le unità della catena Kabilo-Calabride sono essenzialmente composte da metamorfiti erciniche appartenenti all'unità dell'Aspromonte e localmente all'unità di Ali e Mandanici. L'unità dell'Aspromonte è rappresentata da metamorfiti in facies anfibolitica di alta temperatura e bassa pressione, con relitti granulitici, intruse da plutoniti tardo-erciniche calcicalcine ricche in Al, con sovrimpronta metamorfica alpina dalla facies a scisti verdi (bassa pressione-bassa temperatura) a quella anfibolitica (media pressione-media temperatura). Affiora estesamente nell'area investigata. Quest'unità consiste essenzialmente di gneiss occhiadini, paragneiss passanti a micascisti, plutoniti, micro-graniti, metafelemi e marmi. L'unità di Mandanici è rappresentata da dolomie grigie, calcari cristallini e pseudo-oolitici a stratificazione indistinta e breccie calcaree e affiora solamente nei pressi di Novara, nel settore sud-occidentale dell'area investigata. L'unità di Ali, consiste di metamorfiti con zoneografia progradata dalla facies degli scisti verdi (bassa temperatura-bassa pressione) a quella anfibolitica (bassa temperatura-bassa pressione), talora presenta una sovraimpronta alpina (bassa temperatura-bassa pressione). I terreni ascrivibili a questa unità affiorano solamente nel settore sud-occidentale dell'area investigata, nei pressi di Tripi e Novara e in parte in quello centro meridionale, qualche chilometro a sud di Castoreale. I depositi cretaceo-miocenici comprendono terreni del complesso delle argille scagliose Anti-Sicilidi che, insieme alle sue coperture terrigene infra-supra mioceniche, sono sovrascorsi in back-thrust sui depositi tardo-orogene pre-collisionali del Miocene inferiore. Quest'ultimi sono rappresentati nell'area dal flysch di Capo D'Orlando che consiste in facies torbiditiche conglomeratico-arenacee evolventi verso l'alto e lateralmente a facies arenacee e arenaceo-pelitiche. Localmente affiorano terreni ascrivibili alla serie gessoso-solfifera e alle coperture del Pliocene inferiore (Trubi). I depositi del Pliocene superiore-Pleistocene medio, affiorano solamente nelle aree prospicienti la costa e sono caratterizzate da facies calcarenitiche passanti verso l'alto e lateralmente a facies argilloso-marnose e da depositi continentali

ghiaioso-sabbiosi. I depositi del Pleistocene superiore sono composti essenzialmente da terrazzi marini, quelli olocenici da alluvioni attuali e depositi di spiaggia.

7.3 Dati strutturali

Al fine di definire il quadro della deformazione recente e/o attiva lungo le propaggini peloritane del sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni e, nel tentativo di trovare eventuali connessioni con le strutture rinvenute lungo il Golfo di Patti, l'analisi strutturale è stata condotta in 40 stazioni di misura in gran parte ubicate in corrispondenza dei depositi plio-quadernari (Figura 7-2). Le singole stazioni di misura non individuano necessariamente un singolo affioramento di roccia bensì corrispondono ad un'area limitata entro cui sono stati analizzati diversi affioramenti. Diverse stazioni di misura sono state eseguite lungo la congiungente Tindari-Tripì (dove invece affiorano depositi miocenici e ercinici), laddove, secondo i dati di letteratura, affiora uno dei più importanti segmenti appartenenti al sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni (Billi et al., 2006; De Guidi et al., 2013).

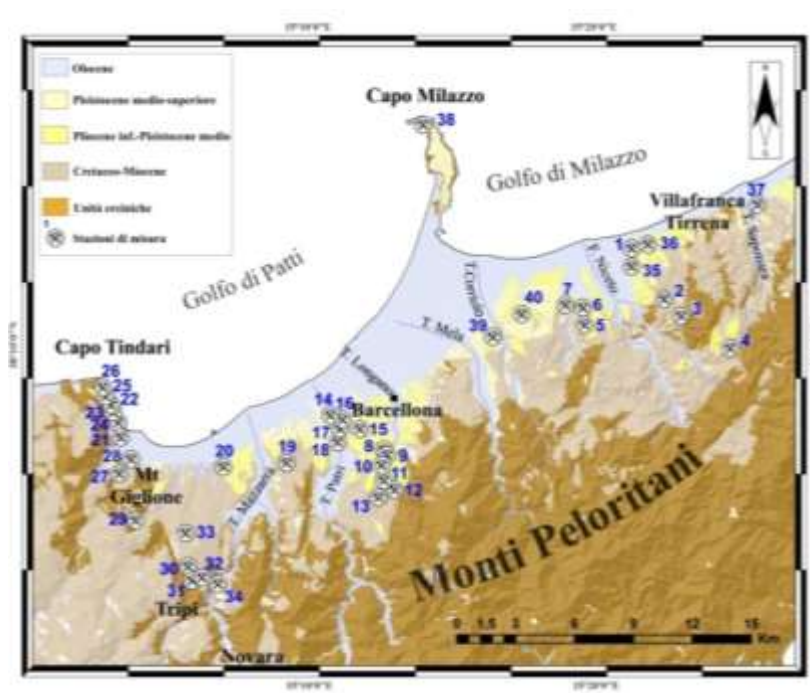


Figura 7-2. Ubicazione delle stazioni di misura lungo cui è stata condotta l'analisi strutturale. Sullo sfondo una carta geologica schematica (da Lentini et al., 2000). Il rilievo strutturale è stato condotto prevalentemente in corrispondenza dei depositi plio-quadernari, allo scopo di determinare le deformazioni più recenti che caratterizzano l'area investigata. Diverse stazioni di misura sono state eseguite lungo la congiungente Tindari-Tripì, laddove, secondo i dati di letteratura, affiora uno dei più importanti segmenti appartenenti al sistema Eolie-Tindari-Letojanni (Billi et al., 2006; De Guidi et al., 2013).

I dati strutturali raccolti consistono nella giacitura di meso-faglie (80) e fratture (970). I vettori di movimento sono stati ottenuti da gradini di roccia, da marker stratigrafici, da strie di movimento (rare) e fratture di Riedel. I dati acquisiti sono stati rappresentati mediante reticolo di Schmidt (emisfero inferiore), attraverso l'utilizzo del software Daisy 3.

In buon accordo con quanto precedentemente postulato da diversi autori ([Billi et al., 2006](#), [De Guidi et al., 2013](#)), l'analisi strutturale suggerisce che l'area investigata è interessata dalla presenza di tre sistemi di faglia, caratterizzati da differenti trend e cinematica (Figura 7-3).

Un set principale di faglie normali e/o transtensive orientate NO-SE affiorante principalmente da Capo Tindari a Novara; un secondo set, caratterizzato da faglie estensionali pure orientato da N-S a NNE-SSO, affiorante esclusivamente all'interno della depressione morfologica compresa tra Capo Tindari-Barcellona e Tripi (vedi [Billi et al., 2006](#)), e un terzo set, consistente in faglie estensionali pure ad orientazione NE-SO, affiorante lungo tutta l'area investigata. Le strutture appartenenti a quest'ultimo set, risultano talvolta caratterizzate da valori di inclinazione dei piani relativamente minori rispetto agli altri set (presentando talora geometrie di tipo LANF, $dip < 30$) e mostrano spesso geometrie che suggeriscono una dislocazione sin-sedimentaria di depositi plio-quadernari.

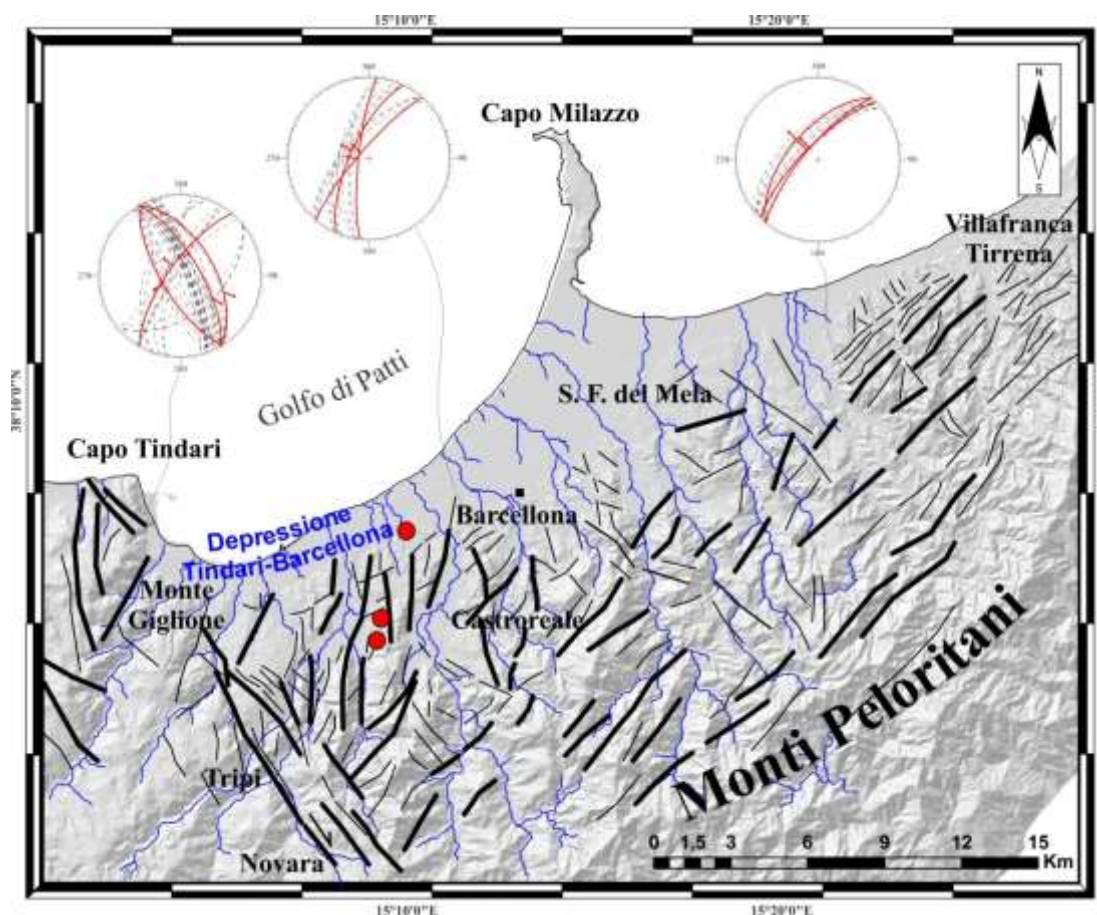


Figura 7-3. Mappa morfo-strutturale del settore costiero tirrenico-peloritano. L'area investigata è interessata dalla presenza di tre sistemi di faglia, caratterizzati da differenti trend e cinematica. Un set principale di faglie normali e/o transtensive orientate NO-SE affiorante principalmente da Capo Tindari a Novara; un secondo set, caratterizzato da faglie estensionali pure orientato da N-S a NNE-SSO affiorante esclusivamente all'interno della depressione Tindari-Barcellona (Billi et al., 2006) e un terzo set caratterizzato da faglie estensionali pure ad orientazione NE-SO, spesso a basso angolo (LANF) e sin-sedimentarie, estesamente affiorante lungo l'area investigata. Si riportano gli stereoplotti più rappresentativi delle famiglie di discontinuità rinvenute. I cerchi rossi rappresentano i siti in cui sono state riscontrate risalite di gas, probabilmente di origine mantellica (CO₂ e He, Giammanco et al., 2011).

7.3.1 Sistema di faglie NO-SE (Tindari-Novara)

Il sistema di faglie che corre da Tindari a Novara (Figura 6 3), braccio peloritano del sistema Eolie-Tindari-Letojanni (espresso in seguito come sistema Tindari-Novara), si estende per circa 20 km in direzione NO-SE ed è ben definito da imponenti scarpate morfologiche sviluppate lungo lo stesso trend e che producono dislivelli topografici da 200 a 300 m (vedi sezione 7.1). Sebbene l'area risulti spesso caratterizzata dalla presenza di rocce cristalline erciniche altamente tettonizzate, le faglie appartenenti a questo set risultano ben preservate e possono essere facilmente separate da quelle caratterizzate da deformazione duttile (per esempio strutture milonitiche, le quali spesso mostrano deformazioni compressive).

Lungo la falesia di Capo Tindari (Figura 7-3), i piani di faglia esposti consistono principalmente in strutture estensionali con una componente di movimento di strike-slip di tipo destro e presentano una orientazione compresa tra N150E e N160E, immergenti sia a NE che a SO di 65-80° (vedi plot in Figura 7-13). I rigetti verticali osservati alla meso-scala, sulla maggior parte dei segmenti di faglia NO-SE rinvenuti in questo settore, oscillano dalla dimensione millimetrica (2 mm,

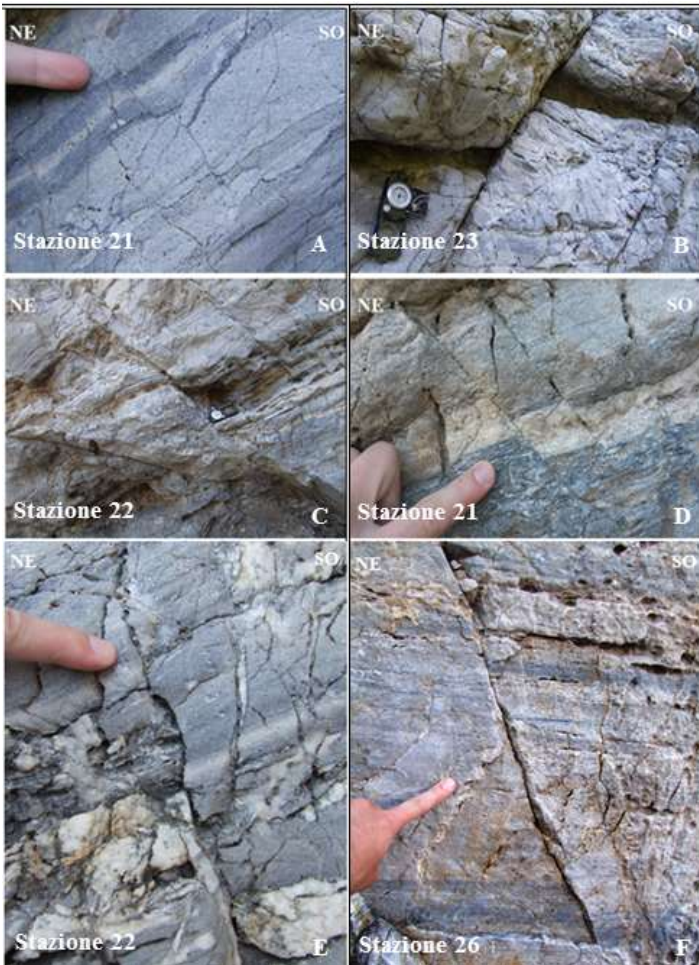


Figura 7-4 A) fino a circa 30 cm (

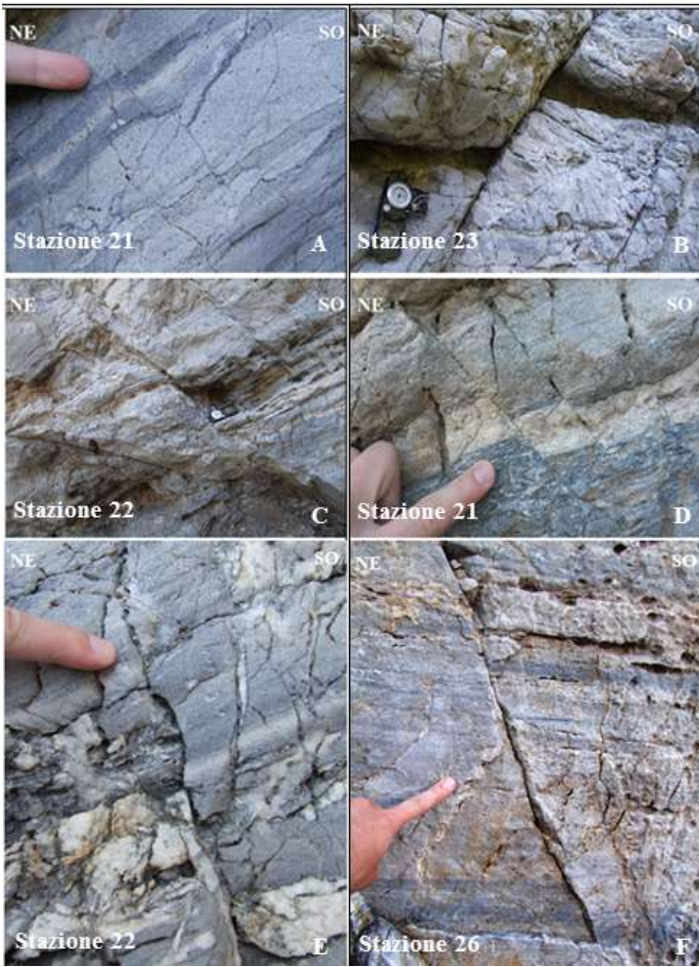


Figura 7-4 B e C). Il valore di dislocazione verticale più frequente si attesta intorno a 5 cm (

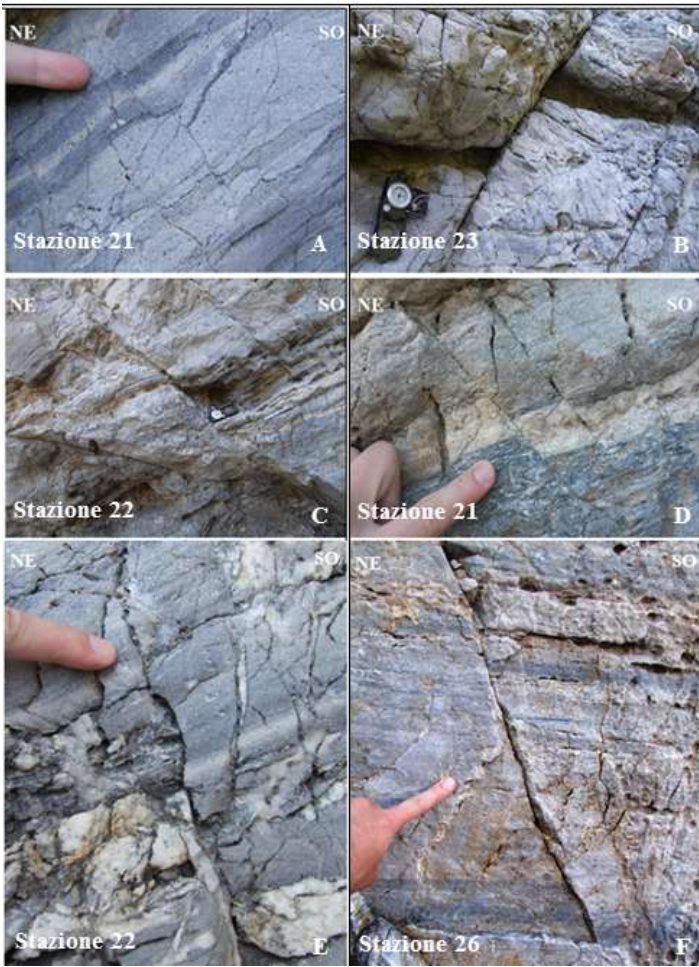


Figura 7-4 D, E, F).



Figura 7-4. Segmenti di faglia NO-SE rinvenuti nell'area di Capo Tindari. Alla meso-scala, i piani di faglia esposti interessano rocce metamorfiche appartenenti all'Unità dell'Aspromonte e consistono principalmente in strutture estensionali con una componente di movimento strike-slip di tipo destro. Presentano una orientazione compresa tra N150E e N160E, e immergono sia a NE che a SO di 65-80°. I rigetti verticali osservati sulla maggior parte dei segmenti di faglia rinvenuti in questo settore, oscillano dalla dimensione millimetrica (2 mm, A) fino a circa 30 cm (B e C). Quelli più frequenti si aggirano intorno ai 5 cm (D, E, F). Per i rispettivi stereoplot vedi Figura 7-13.

Lungo i piani di faglia, parecchie di queste strutture esibiscono, laddove conservate, una doppia associazione di strie in cui delle lineazioni caratterizzate da un rake pari a 110° (movimento verso sud-est) sembrano obliterare delle precedenti lineazioni con un rake di 150° (stazione 21, Figura 7-5 A, plot in Figura 7-13). I piani di faglia caratterizzati da una lineazione prevalentemente di dip-slip risultano ampiamente diffusi in questo settore e sono sempre accompagnati da una minore componente di strike-slip di tipo destro (stazione 22, Figura 7-5 B e C, plot in Figura 7-13).

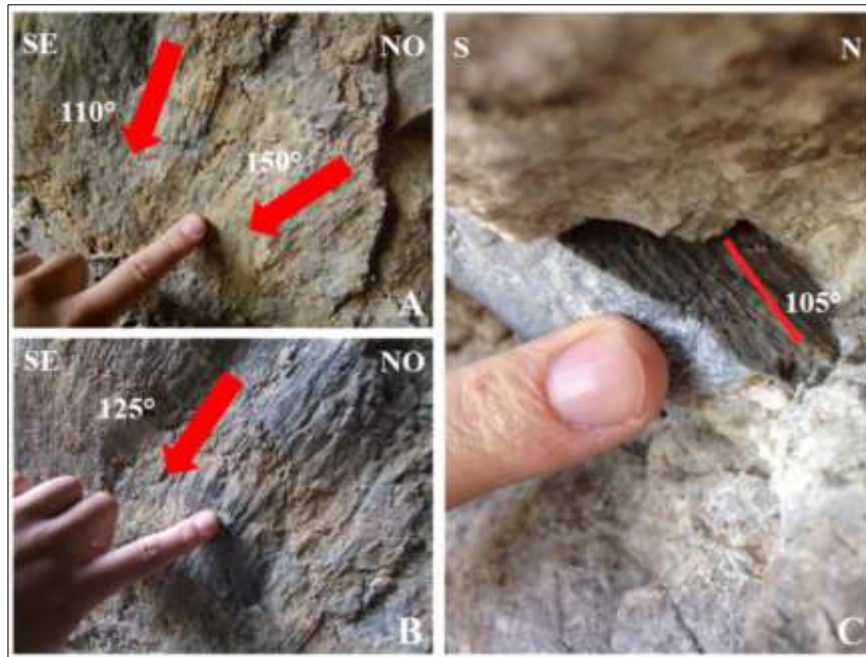


Figura 7-5. Strie di movimento rinvenute lungo piani di faglia con orientazione NO-SE nell'area di Capo Tindari. A, doppia associazione di strie in cui delle lineazioni caratterizzate da un rake pari a 110° (movimento verso sud-est) sembra obliterare delle precedenti lineazioni con un rake di 150° (stazione 21, plot in Figura 7-13). I piani di faglia caratterizzati da una lineazione prevalentemente di dip-slip risultano ampiamente diffusi in questo settore e sono sempre accompagnati da una minore componente di strike-slip di tipo destro (B e C, stazione 22, plot in Figura 7-13).

Verso sud, lungo un allineamento che decorre da Monte Giglione a Novara (Figura 7-3), il sistema di faglie Tindari-Novara esibisce una imponente scarpata orientata $\sim N150E$ e che immerge verso NE di 70° , raggiungendo dislivelli altimetrici di circa 250-300 m e appare essere la continuazione strutturale della falesia di Capo Tindari.

Nei pressi di Monte Giglione, circa 4,5 km a sud di Capo Tindari, questo sistema di faglie interessa i depositi oligo-miocenici del flysch di Capo d'Orlando. Alla meso-scala si rinvencono piani di faglia estensionali con una componente di movimento laterale destro, sub-verticali, con orientazione $N160E$ e $N150E$, immergenti sia a NE che a SO di circa $70-75^\circ$, presentando rigetti verticali compresi tra 5 e 10 cm (Figura 7-6 e inset, stazione 27, plot in Figura 7-13).



Figura 7-6. Segmenti di faglia estensionali N160E, immergenti a NE di 65-70° con componente di movimento laterale destro, rinvenuti in corrispondenza di Monte Giglione, circa 4,5 km a sud di Capo Tindari (vedi plot in Figura 7-13 e localizzazione in Figura 7-2). Questi segmenti interessano il flysch di Capo D'Orlando esibendo una dislocazione verticale compresa tra 5 e 10 cm (vedi inset). Il marker di riferimento utilizzato per la stima del rigetto è individuato dalle linee gialle.

Nei pressi dell'abitato di Tripi (Figura 7-3), lungo una scarpata morfologica che raggiunge un dislivello di circa 200 m e che si estende dall'omonimo abitato fino ai dintorni di Novara, questo sistema di faglie disloca i depositi oligo-miocenici del flysch di Capo d'Orlando mettendolo a contatto con i terreni cristallini appartenenti all'Unità dell'Aspromonte, di cui generalmente ne costituisce la copertura sedimentaria (Figura 7-7 A, stazione 31, plot in Figura 6 14). Alla meso-scala, i piani di faglia esposti lungo la fascia cataclastica (inset in Figura 7-7 A) consistono principalmente di faglie estensionali con orientazione N150-160E, immergenti a NE di 70-80° ed esibiscono una leggera componente di strike slip di tipo destro. I rigetti verticali lungo i segmenti di faglia rinvenuti presentano spesso valori millimetrici (Figura 7-7 B, plot in Figura 7-13).



Figura 7-7. A, segmento di faglia NO-SE rinvenuto nei pressi di Tripi (stazione 31, vedi plot in Figura 7-13 e localizzazione in Figura 7-2). Questi segmenti dislocano i depositi oligo-miocenici del flysch di Capo d'Orlando mettendolo a contatto con i terreni cristallini appartenenti all'Unità dell'Aspromonte, di cui generalmente ne costituisce la copertura sedimentaria. Alla meso-scala, i piani di faglia esposti lungo la fascia cataclastica (inset) consistono principalmente di faglie estensionali con orientazione N150-160E, immergenti a NE di 70-80° ed esibiscono una leggera componente di strike slip di tipo destro. I rigetti verticali lungo i segmenti di faglia rinvenuti presentano spesso valori millimetrici (B).

7.3.2 Sistema di faglie NNE-SSO (Depressione Tindari-Barcellona)

Verso est, all'interno della depressione morfologica Tindari-Barcellona (Figura 7-3, vedi anche Figura 7-1), che consiste in settore ribassato parzialmente riempito dalle sequenze del Pliocene inferiore-Pleistocene medio (Lentini et al., 2000, vedi sezione 7.2), si rinvengono segmenti di faglia estensionali prevalentemente disposti in direzione da N-S a NNE-SSO, immergenti sia ad est che a ovest di 70-80° e interessano depositi del Pleistocene inferiore-

medio (età dei depositi dedotta da [Lentini et al., 2000](#)). I segmenti di faglia appartenenti a questo set appaiono confinati esclusivamente all'interno di questa depressione morfologica (vedi anche [Billi et al., 2006](#)), riducendosi drasticamente in numero a est della congiungente Barcellona-Castoreale e ad ovest dell'allineamento Capo Tindari-Novara (Figura 7-3).

Le discontinuità rinvenute alla meso-scala consistono di faglie estensionali con orientazione da circa N5E a N30E, immergono prevalentemente verso ONO/NO di 70-75° ed esibiscono rigetti verticali da 5 a 40 cm (Figura 7-8 A, plot in Figura 7-12), risultando spesso caratterizzate da una componente di movimento di dip-slip puro (rake ~90°, Figura 7-8 B).

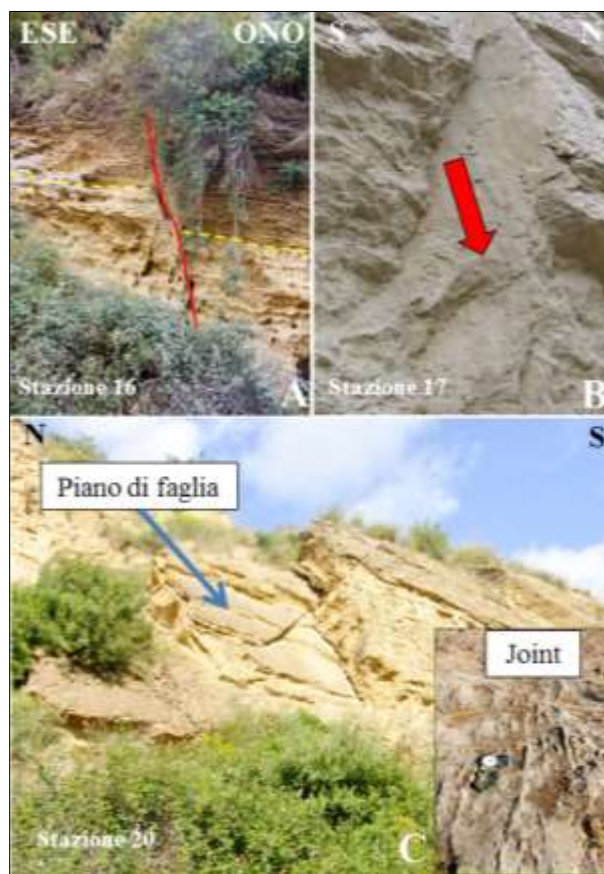


Figura 7-8. A, segmento di faglia estensionale con orientazione N25E, immergente verso ONO/NO di 70-75° e che presenta un rigetto verticale pari a 40 cm. Le strutture appartenenti al set NNE-SSO esibiscono rigetti verticali generalmente da 5 a 40 cm, risultando spesso caratterizzate da una componente di movimento di dip-slip puro (rake ~90°, B). Nei settori compresi tra Monte Giglione e Barcellona, questo sistema di faglie interessa depositi del Pleistocene medio (C) ed esibisce piani ben esposti spesso bordati da joint che si dispongono su un trend parallelo (fratture Mode I, vedi inset, [Peacock et al., 2001](#) e riferimenti all'interno).

Verso nord, nei settori compresi tra Monte Giglione e Barcellona (Figura 7-3), questo sistema di faglie interessa depositi del Pleistocene medio (stazione 20, Figura 7-8 C) ed esibisce piani ben esposti spesso bordati da joint che si dispongono su un trend parallelo (inset in Figura 7-8 C, fratture Mode I, vedi [Peacock et al., 2001](#) e riferimenti all'interno).

In generale, questo sistema di faglie produce delle scarpate morfologiche con dislivelli compresi tra 40 e 80 m che si sviluppano lungo lo stesso trend. Va segnalata la presenza di alcuni siti caratterizzati da risalite di gas, probabilmente di origine mantellica (CO₂ e He, [Giammanco et al., 2011](#)) e che sembrano geograficamente distribuiti lungo lo stesso trend (NNE-SSO, vedi Figura 7-3 per l'ubicazione).

7.3.3 Sistema di faglie NE-SO

Il set di faglie estensionali orientate NE-SO, affiora estesamente lungo tutta l'area investigata (Figura 7-3). I piani rinvenuti alla meso-scala risultano principalmente orientati N40-50E e immergono prevalentemente verso NO, con valori di inclinazione spesso compresi tra gli intervalli 30-45 e 65-80°. Lungo l'area investigata, le strutture appartenenti a questo set interessano sia le unità cristalline che le sequenze plio-pleistoceniche.

Nell'area di Capo Tindari (Figura 7-3), questo set di faglie è rappresentato da strutture estensionali di dip-slip con piani orientati N40-50E, immergenti sia a NO che a SE di circa 70° e presentano rigetti verticali compresi tra 1 e 2 cm (stazione 21, Figura 7-9 A, plot in Figura 7-13). Nella stessa area, si riscontrano delle strutture estensionali caratterizzate dalla medesima orientazione e cinematica (N40-50E, dip-slip), immergenti anch'esse sia a NO che a SE ma che presentano un valore di inclinazione dei piani minore (30-45°) e rigetti verticali maggiori, solitamente compresi tra 50 cm e 1 m (stazione 23, Figura 7-9 B, plot in Figura 7-13).



Figura 7-9. Segmenti di faglia estensionali ad orientazione NE-SO riscontrati lungo la falesia di Capo Tindari, in affioramenti di rocce cristalline erciniche. A, segmento di faglia estensionale orientato N40E, immergente di 65-70° verso NO, presenta un rigetto verticale pari a circa 2 cm. B, segmento di faglia caratterizzato dalla medesima orientazione e cinematica (N40E, dip-slip) ma che presenta un valore di inclinazione dei piani minore (40-45°) e un rigetto verticale maggiore, da circa 50 cm a 1 m.

Verso est, nei pressi dell'abitato di Barcellona (Figura 7-3), il sistema di faglie NE-SO interessa depositi del Pleistocene inferiore (Formazione Rometta) ed è rappresentato da strutture estensionali di dip-slip, con piani orientati N40-50E, immergenti sia a NO che a SE di circa 65-70° e che presentano rigetti verticali compresi tra 5 e 15 cm (Figura 7-10 A e B, plot in Figura 7-12). In questo settore, alcune faglie appartenenti a questo set mostrano dislocazioni sin-sedimentarie di depositi del Pleistocene inferiore (Figura 7-10 C) e presentano talvolta una geometria di tipo LANF (dip<30°, Figura 7-10 D), esibendo rigetti verticali compresi tra 50 cm e 1 m.

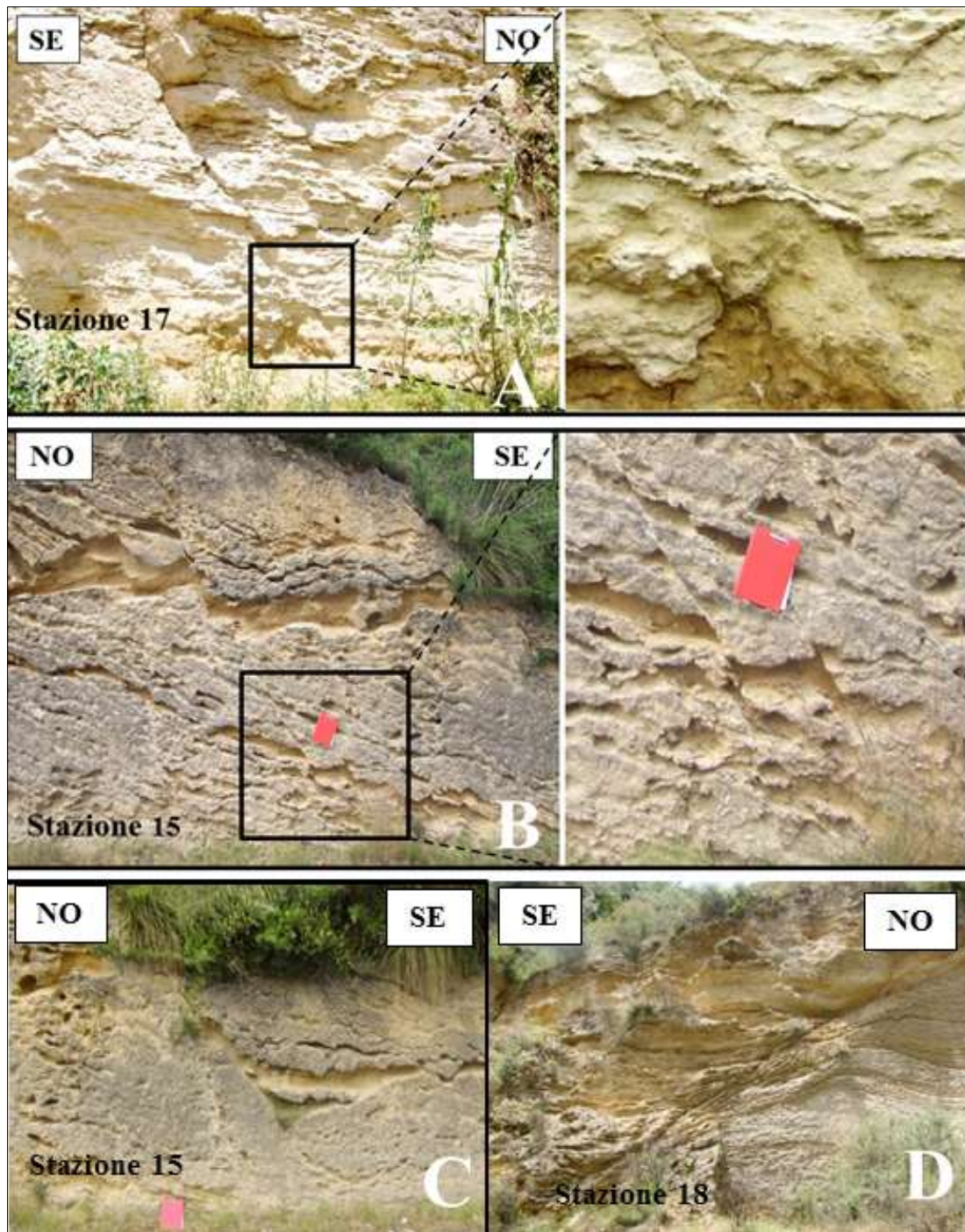


Figura 7-10. Segmenti di faglia estensionali ad orientazione NE-SO rinvenuti in corrispondenza della formazione Rometta (Pliocene superiore-Pleistocene inferiore). A, segmento di faglia estensionale orientato N50E, immergente a NO di 65°, presenta un rigetto verticale di circa 10 cm. B, segmento di faglia estensionale orientato N40E, immergente a SE di circa 70°, presenta un rigetto verticale di 15 cm. In questo settore, alcune faglie appartenenti a questo set mostrano dislocazioni sin-sedimentarie di depositi del Pleistocene inferiore (C) e presentano talvolta una geometria di tipo LANT (dip < 30, D), esibendo rigetti verticali compresi tra 50 cm e 1 m.

Nell'area compresa tra gli abitati di San Filippo del Mela e Villafranca Tirrena (stazione 35, plot in Figura 7-13), il set di faglie estensionali NE-SO trova la sua migliore espressione e interessa depositi del Pleistocene medio (Argille di Spadafora). All'interno di una cava di prestito per la produzione di laterizi, sono state rinvenute alcune faglie estensionali con orientazione N40E, caratterizzate da una cinematica di dip-slip e che immergono verso NO di 65° (Figura 7-11 A) e 50° (Figura 7-11 B). Queste strutture dislocano di circa 40-50 cm un marker stratigrafico che consiste di cineriti vulcaniche probabilmente relazionabili a un vulcanismo pre-eoliano (pre-1,3 Ma, comunicazione personale del Dott. Mauro Coltelli).

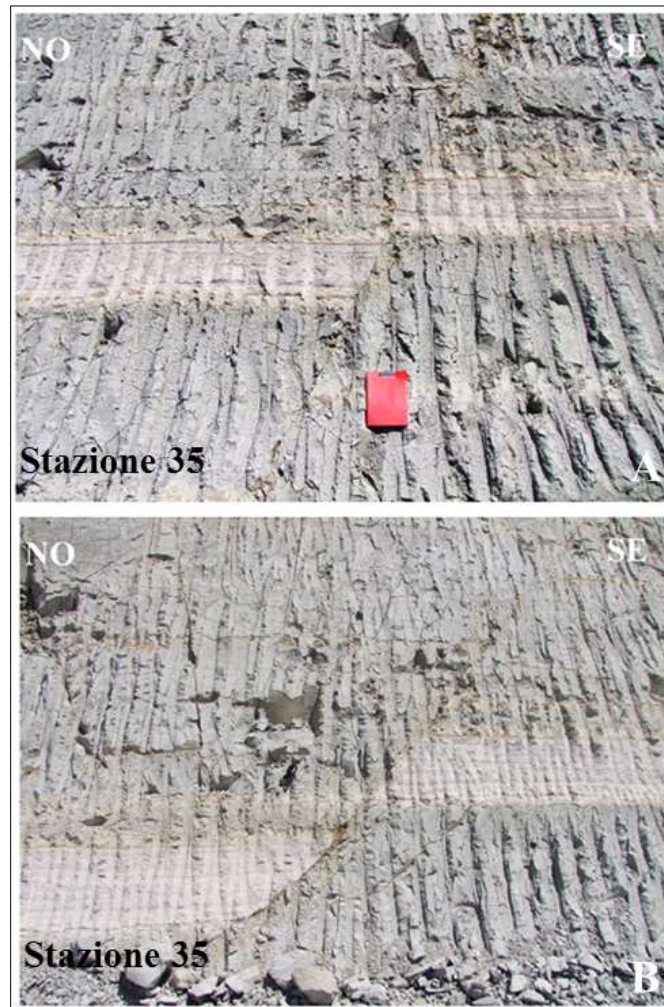


Figura 7-11. Faglie normali riscontrate nei pressi dell'abitato di Spadafora (circa 2 km a ovest di Villafranca Tirrena), all'interno di una cava di prestito per la produzione di laterizi (stazione 35, plot in Figura 6 14). A, segmento di faglia estensionale N40E, immergente a NO di 65°, presenta un rigetto verticale di circa 40 cm. B, segmento di faglia estensionale N40E, immergente a NO di 50°, presenta un rigetto verticale di circa 50 cm. Il marker stratigrafico che ha permesso di individuare la dislocazione all'interno delle argille medio-pleistoceniche, consiste di cineriti vulcaniche probabilmente relazionabili a un vulcanismo pre-eoliano (pre 1,3 Ma, comunicazione personale del Dott. Mauro Coltelli).

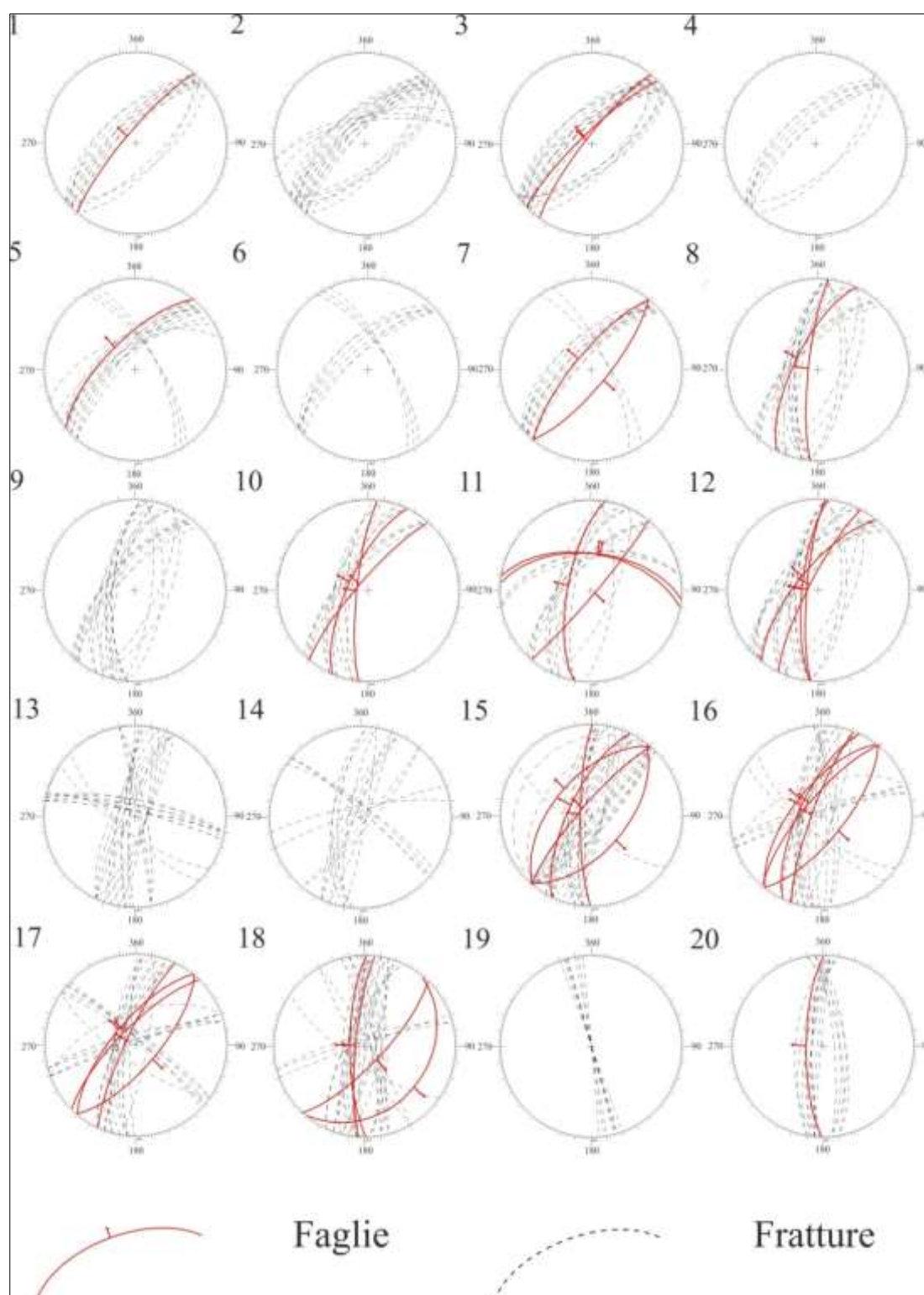


Figura 7-12. Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) mostranti la giacitura delle faglie (rosso) e delle fratture (nero) rinvenute lungo il settore costiero tirrenico-peloritano. Le frecce rosse sui piani di faglia indicano il movimento dei rispettivi hanging-wall; la numerazione si riferisce alle stazioni presso cui è stato condotto il rilievo strutturale (Figura 7-2).

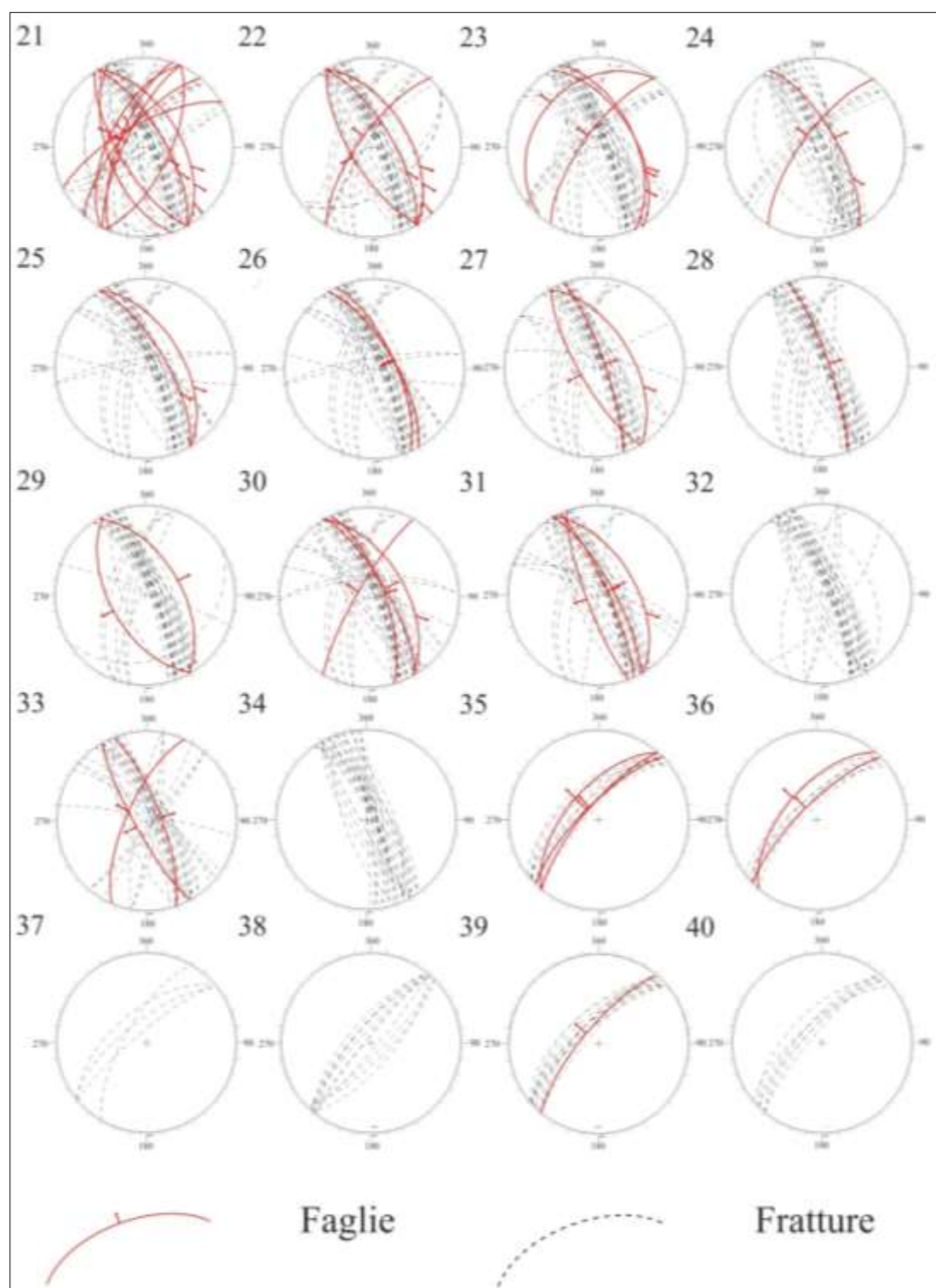


Figura 7-13. Diagrammi di Schmidt (emisfero inferiore) mostrandoti la giacitura delle faglie (rosso) e delle fratture (nero) rinvenute lungo il settore costiero tirrenico-peloritano. Le frecce rosse sui piani di faglia indicano il movimento dei rispettivi hanging-wall; la numerazione si riferisce alle stazioni presso cui è stato condotto il rilievo strutturale (Figura 7-2).

8 Dati sismologici

Il settore oggetto di studio risulta interessato da un elevato tasso di sismicità e rappresenta una delle aree a più alto rischio sismico del sud Italia (European Seismic Hazard Map, [Giardini et al., 2013](#)). I cataloghi della sismicità storica (CPTI11, [Rovida et al., 2011](#)), rivelano l'occorrenza di alcuni eventi a medio-alta magnitudo, i quali hanno prodotto considerevoli ripercussioni nelle aree circostanti. Tra questi si ricordano il terremoto del 15 Aprile 1978 ($M_w=6.1$) e quello del 10 Marzo 1786 ($M_w=6.2$), i cui epicentri sono localizzati nelle aree del Golfo di Patti e nei pressi di Capo Tindari, rispettivamente. Inoltre, l'area del Golfo di Patti è stata recentemente interessata da un significativo rilascio di energia sismica nell'Agosto 2010, in corrispondenza di un evento caratterizzato da $M=4.8$, localizzato circa 9 km a sud-est di Vulcano, ampiamente avvertito in Sicilia nord-orientale e che ha causato danni di moderata entità ad alcune costruzioni in muratura ([Azzaro et al., 2014](#)).

Al fine di definire il quadro sismo-tettonico dell'area e, nel tentativo di trovare corrispondenze tra la sismicità registrata e le strutture tettoniche rinvenute, sono stati analizzati i cataloghi dei terremoti registrati dalle reti sismiche nazionali e locali (<http://csi.rm.ingv.it/>; <http://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.php>). Queste banche dati includono i parametri ipocentrali dei terremoti che vengono registrati di routine, sin dagli anni '80, dalle reti sismiche gestite dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. Partendo da questi dati, sono stati considerati solo i terremoti compresi entro i primi 40 km di profondità (nel tentativo di escludere quelli eventualmente legati alle dinamiche dello slab ionico al di sotto del Tirreno meridionale, vedi sezione 3.3) e solo quelli ben localizzati (es. eventi con gap azimutale massimo di 240° , errore quadratico medio rms $< 0,3$ secondi ed errori di localizzazione Erh e Erz < 3 km). E' stato considerato un periodo campione che va dal 1999 al 2014 (presumibilmente quello caratterizzato da una migliore qualità del dato).

Relativamente al periodo campione, nell'area considerata in questo studio (vedi sezione 2 per il perimetro) sono occorsi circa 1700 terremoti di medio-bassa entità ($1,0 \leq ML \leq 4.8$), caratterizzati da una profondità ipocentrale mediamente distribuita tra 5 e 15 km (Figura 8-1).

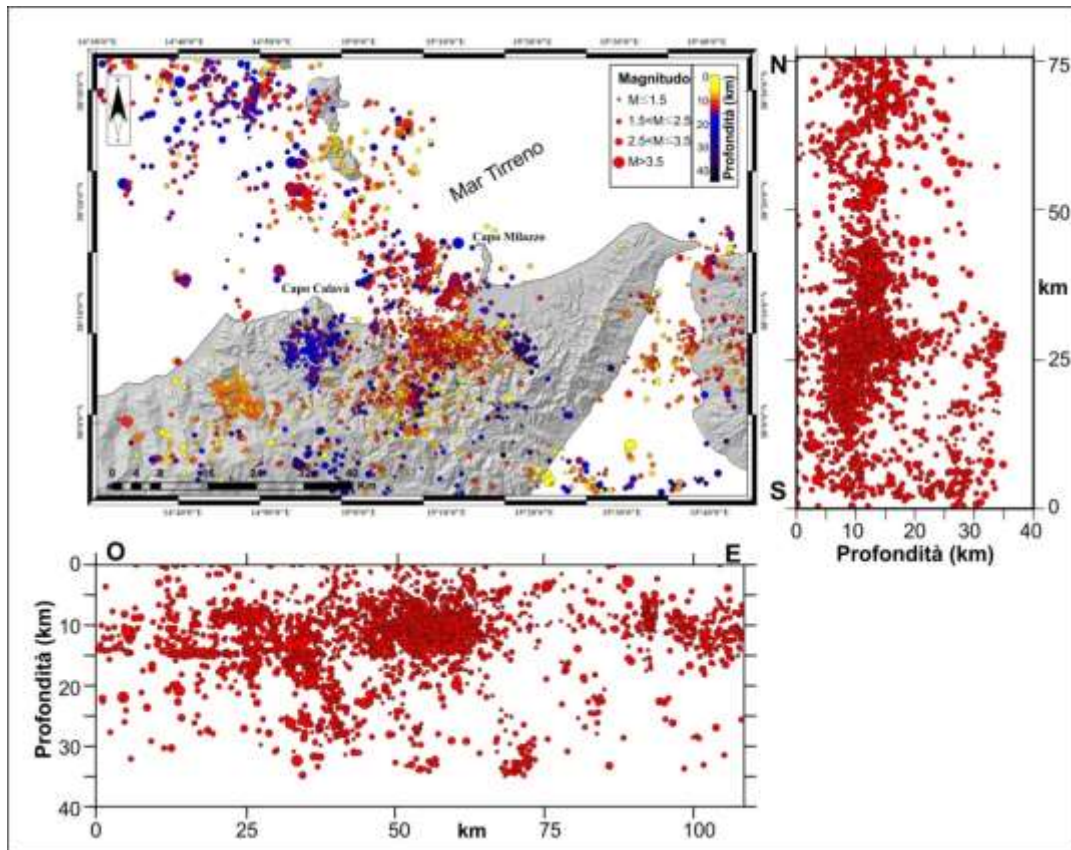


Figura 8-1. Sismicità dell'area investigata, relativamente al periodo 1999-2014, estratta dal Catalogo dei Terremoti della Sicilia Orientale - Calabria Meridionale" (ulteriori dettagli sul catalogo si possono reperire utilizzando il seguente link: <http://www.ct.ingv.it/ufs/analisti/catalogolist.php>). Relativamente al periodo campione, nell'area considerata in questo studio (vedi sezione 2 per il perimetro), sono occorsi circa 1700 terremoti di medio-bassa entità ($1,0 \leq ML \leq 4,8$), caratterizzati da una profondità ipocentrale mediamente distribuita tra 5 e 15 km.

In pianta, la maggior parte degli eventi risulta distribuita secondo un allineamento che decorre grossomodo in direzione NO-SE dal complesso Lipari-Vulcano fino ai settori costieri tirrenico-peloritani (Figura 8-1). Questo "belt" sismico è stato generalmente associato all'attività dei segmenti discreti che, da NO a SE, caratterizzano il sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni (Neri et al., 2012). A ovest e nord-ovest del complesso Lipari-Vulcano (Figura 8-1), è possibile osservare la presenza di un ulteriore allineamento di terremoti disposto approssimativamente lungo il trend ONO-ESE e che è stato invece solitamente attribuito all'attività dei segmenti che compongono il sistema di faglie Sisifo-Alicudi (vedi sezione 3.5, Pondrelli et al., 2004; 2006; Neri et al., 2005).

Per meglio evidenziare, all'interno dell'area di studio, i settori caratterizzati da una maggiore attività sismica rispetto a quelle in cui occorrono sporadici e isolati eventi, è stata prodotta una mappa di densità dei terremoti, relativamente al dataset 1999-2014 (Figura 8-2 A). Tale mappa tematica è stata prodotta mediante l'utilizzo del software ArcGis 10.1, fornendo come dato di input le coordinate geografiche dei terremoti considerati (Figura 8-1). L'algoritmo utilizzato nella produzione della mappa è quello di Kernel (vedi [Silverman, 1986](#) per la metodologia), il quale calcola la densità di elementi puntuali intorno ogni cella e marca la colorazione del raster di output tanto più l'addensamento di punti risulta maggiore. Sebbene non statisticamente significativa (considerati i tempi attraverso cui si esplicano i processi geologici e/o tettonici), questa mappa può essere intesa come un'istantanea della deformazione in atto in questo settore e ci permette di individuare con buona precisione la presenza di eventuali "boundary" sismici. E' possibile notare come gran parte della sismicità del periodo campione (1999-2014), occorra nelle aree sommerse del Golfo di Patti e in quelle costiere tirrenico-peloritane comprese tra Capo Tindari e Capo Milazzo. Una sismicità relativamente minore occorre nelle aree settentrionali dell'isola di Vulcano, sebbene questa risulti notevolmente caratterizzata da eventi riferibili alle dinamiche del sistema vulcanico e quindi non direttamente associabile all'attività tettonica. I terremoti storici più forti che hanno interessato l'area di studio, sono rappresentati dall'evento del 15 Aprile 1978 ($M_w=6.1$) e quello del 10 Marzo 1786 ($M_w=6.2$), i cui epicentri sono localizzati nelle aree del Golfo di Patti e nei pressi di Capo Tindari, rispettivamente (Figura 8-2 B, epicentri da [Rovida et al., 2011](#)).

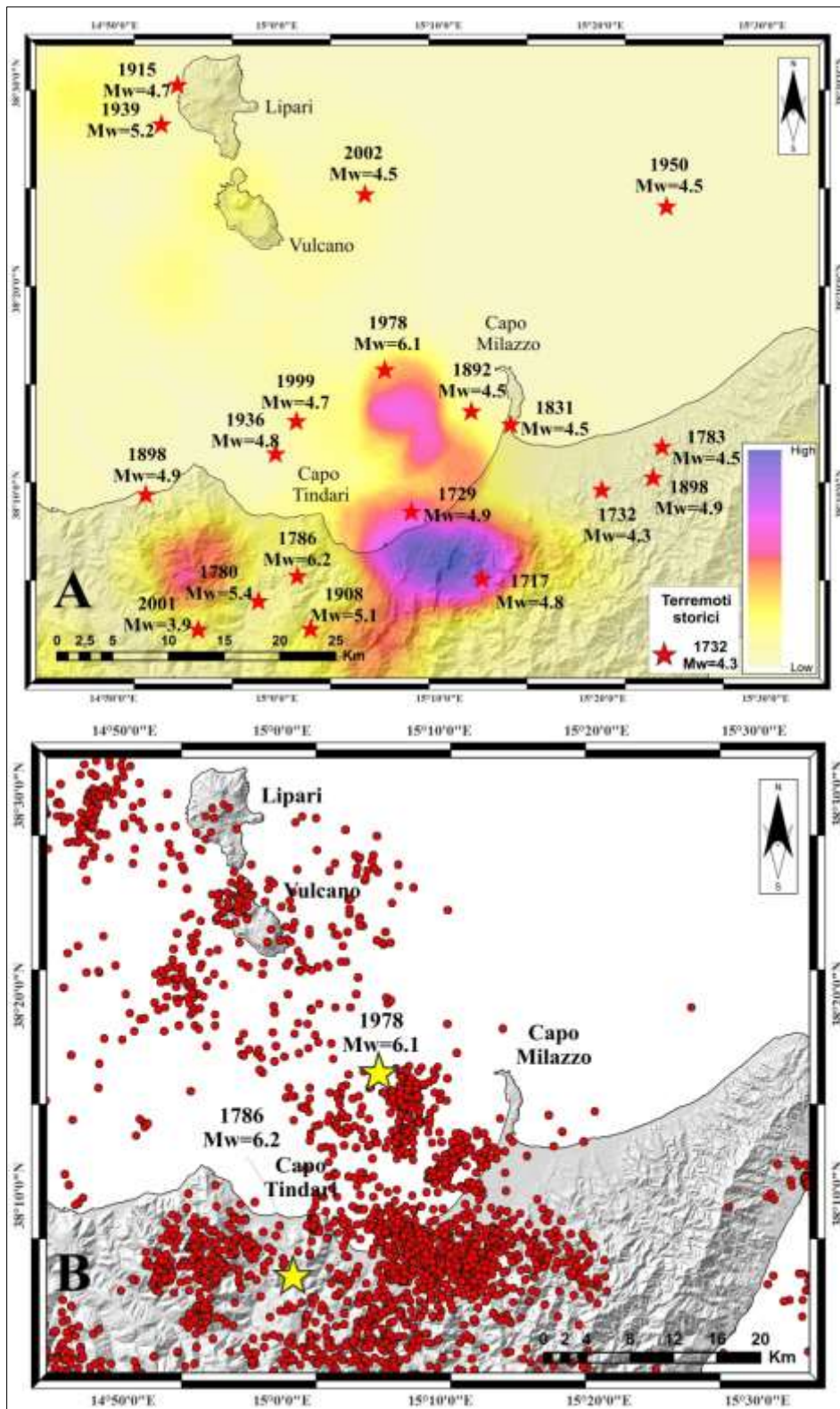


Figura 8-2. A, mappa di densità dei terremoti prodotta in ambiente GIS utilizzando l’algoritmo di Kernel (Silverman, 1986), relativamente al periodo 1999-2014. Le stelle rosse rappresentano i terremoti storici espressi in magnitudo momento (epicentri da Rovida et al., 2011). E’ possibile notare come la maggior parte della sismicità considerata (1999-2014) occorra nel settore centro-meridionale del Golfo di Patti e nei settori costieri tirrenico-peloritani compresi tra Capo Tindari e Capo Milazzo. B, sismicità utilizzata per la produzione della mappa di densità e ubicazione dei terremoti storici più forti occorsi nell’area investigata (stelle gialle, da Rovida et al., 2011). Essi sono rappresentati dall’evento del 15 Aprile 1978 (Mw=6.1) e quello del 10 Marzo 1786 (Mw=6.2), i cui epicentri sono localizzati nel settore centro-meridionale del Golfo di Patti e a sud di Capo Tindari, rispettivamente.

I meccanismi di fagliazione attiva all'interno dell'area investigata, sono stati dedotti dai meccanismi focali calcolati in Barreca et al., (2014) e si riferiscono al periodo 1999-2013 (Figura 8-3 A, vedi anche <http://sismoweb.ct.ingv.it/Focal/of> Scarfi et al., 2013). Le soluzioni focali prodotte suggeriscono la presenza di sistemi di fagliazione attiva principalmente lungo piani nodali orientati NO-SE e NE-SO e con assi P variabili (Figura 8-3 B). In particolare, nei settori settentrionali dell'area investigata, a est dell'isola di Lipari, le soluzioni focali prodotte indicano la presenza di strutture sismogeniche orientate NE-SO e ENE-ONO, caratterizzate da meccanismi di fagliazione di tipo inverso. Secondo Barreca et al., (2014), questi meccanismi di fagliazione (e la relativa sismicità) potrebbero essere attribuiti alle propaggini strutturali più orientali del sistema di faglie transpressive/compressive di Sisifo-Alicudi, per il quale gli autori hanno ipotizzato un avanzamento, tutt'ora in corso, del fronte di deformazione contrazionale verso ESE (vedi sezione 3.5).

Diversamente, i piani nodali NO-SE, risultano prevalentemente caratterizzati da un meccanismo di fagliazione a trascorrenza destrale e si distribuiscono grossomodo dai settori a ovest di Vulcano fino al Golfo di Patti (Figura 8-3 A). In corrispondenza della terminazione meridionale di questo allineamento, a ovest di Capo Milazzo, la presenza di alcuni cluster di terremoti (vedi Figura 8-2 B) suggerisce l'esistenza di strutture sismogeniche con differenti caratteristiche, mostranti un meccanismo di fagliazione prevalentemente estensionale su piani nodali orientati NE-SO e NNE-SSO e che caratterizza anche i settori compresi tra Capo Tindari e Capo Milazzo (depressione Tindari-Barcellona), dove occorre la massima densità di terremoti (Figura 8-2 A).

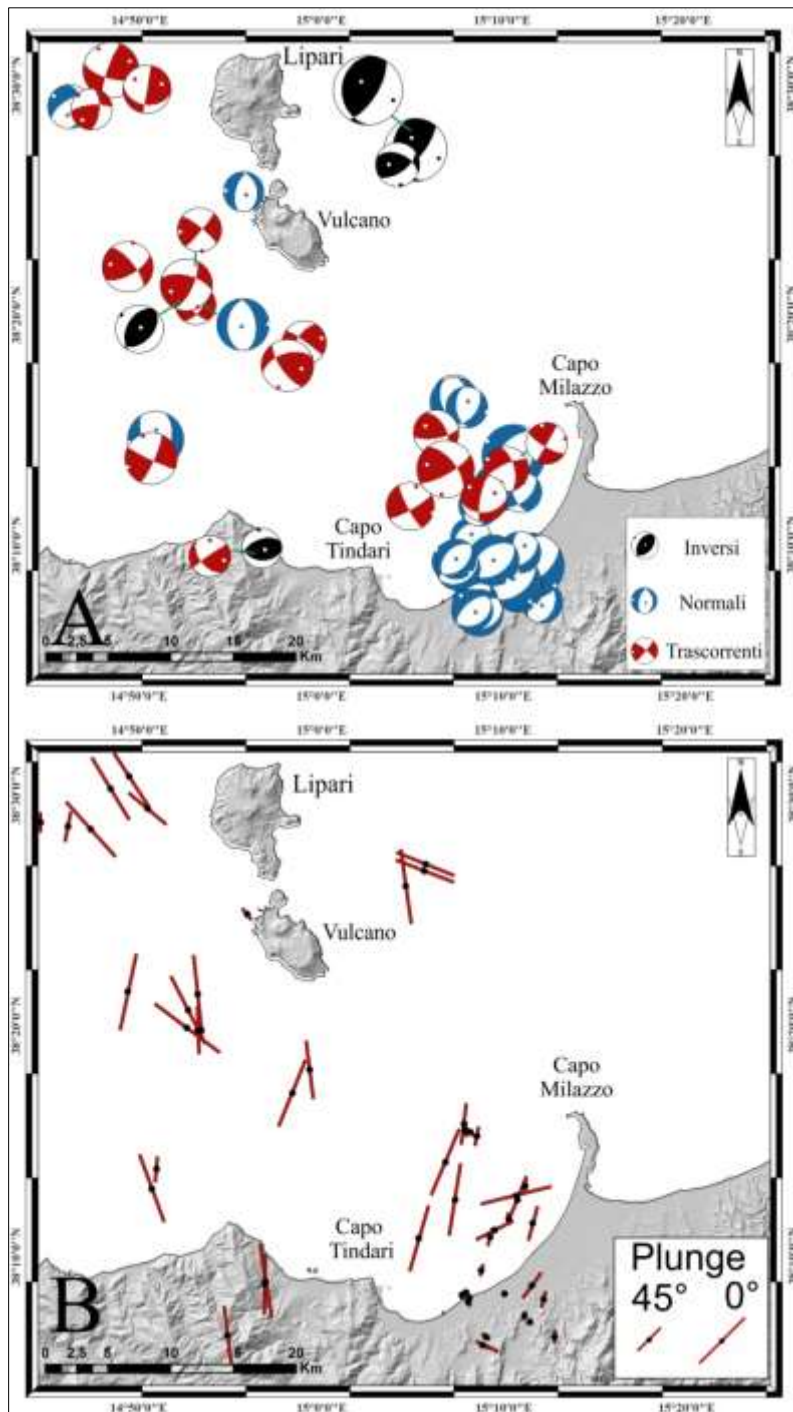


Figura 8-3. A, meccanismi focali relativi alla sismicità 1999-2013 (modificato da Barreca et al., 2014). Nei settori settentrionali dell'area investigata, a est dell'isola di Lipari, le soluzioni focali prodotte indicano la presenza di strutture sismogeniche orientate NE-SO e ENE-ONO, caratterizzate da meccanismi di fagliazione di tipo inverso. A ovest di Vulcano, fino al Golfo di Patti, il meccanismo di fagliazione dominante sembra essere a trascorrenza destrale su piani nodali NO-SE. In corrispondenza della terminazione meridionale di questo allineamento, a ovest di Capo Milazzo, la presenza di alcuni cluster di terremoti suggerisce l'esistenza di strutture sismogeniche mostranti un meccanismo di fagliazione prevalentemente estensionale su piani nodali orientati NE-SO e NNE-SSO e che caratterizza anche i settori compresi tra Capo Tindari e Capo Milazzo (depressione Tindari-Barcellona), dove occorre la massima densità di terremoti. B, assi P calcolati (modificato da Barreca et al., 2014).

9 Analisi dei dati

L'analisi strutturale alla meso-scala condotta in corrispondenza del complesso Lipari-Vulcano, ha rivelato come i processi deformativi agenti in questo settore siano dominati da una fagliazione prevalentemente normale con componente obliquo-destra. L'isola di Lipari è caratterizzata dalla presenza di un sistema di faglie ad orientazione NO-SE, il quale mostra una leggera componente di movimento obliquo-destra e da due sistemi di faglie normali pure orientate N-S/NNE-SSO e NE-SO (vedi sezione 5.2). L'isola di Vulcano è caratterizzata dalla presenza di un sistema di faglie ad orientazione NO-SE con una componente di movimento obliquo-destra (talvolta più accentuata rispetto a Lipari) e da un sistema di faglie normali pure orientate NNE-SSO (vedi sezione 5.2). I rigetti verticali osservati alla meso-scala sui sistemi di faglia che caratterizzano entrambe le isole, oscillano da pochi cm (1-2) a 3 metri. Solitamente, eccezion fatta per qualche caso, le discontinuità orientate NNE-SSO presentano rigetti simili (2-5 cm). I piani orientati N-S, prevalentemente rappresentati da fratture, sono meno frequenti a Vulcano. Su entrambe le isole, le deformazioni riscontrate coinvolgono depositi che vanno da 220 ka a circa 20 ka. Considerato il contesto, va tenuto in considerazione che parecchie delle deformazioni osservate sul terreno potrebbero essere legate alle dinamiche del sistema vulcanico (es. formazione caldere) e quindi non direttamente attribuibili ai processi tettonici. Per evitare di incorrere in questo problema, è stata condotta un'analisi preliminare che ha permesso di discriminare, con una buona confidenza, il meccanismo di fagliazione responsabile della loro nucleazione (di origine vulcanica o tettonica).

Per quanto riguarda le faglie, sono stati considerati solo i piani le cui rocce giustapposte non presentano deformazione reo-morfica (per esempio "ring fault", Figura 9-1, vedi [Gudmundsson, 2008](#)).



Figura 9-1. Esempio di deformazione reo-morfica (vedi [Gudmundsson, 2008](#)) rinvenuta lungo una “ring fault” nei pressi di Monte Saraceno, nel settore centro-occidentale di Vulcano. E’ possibile notare come i depositi cineritici rossi risultino plasmarsi sul piano di faglia, suggerendo una deformazione di tipo duttile probabilmente legata alle dinamiche del sistema vulcanico (es. formazione caldera) e quindi non direttamente attribuibile ai processi tettonici. Le strutture che presentano questo tipo di deformazione, spesso associate a caldere, sono state scartate nell’analisi strutturale.

Essendo spesso legate a processi di natura vulcanica, dall’analisi sono state escluse anche le faglie curve, aperte, quelle parallele ai principali orli di caldere o crateri, quelle che non mostrano una sufficiente prosecuzione al di là dei singoli centri eruttivi e quelle che presentano slip rate anomali rispetto a quelli generalmente osservati. Un altro elemento discriminante, talvolta indicativo, è rappresentato dall’età dei depositi coinvolti nella deformazione, quando questi, ubicati in prossimità di una caldera ma provenienti da altri centri eruttivi, non risultano temporalmente relazionabili al suo periodo di formazione. Sono state escluse anche le località prossime al cratere de La Fossa (Vulcano), dove le deformazioni al suolo dovute ai processi di inflazione e deflazione dell’edificio vulcanico sono registrate anche oggi ([Bonforte & Guglielmino, 2008](#)) e che col tempo potrebbero essersi manifestate in superficie. Altri tipi di deformazione che potrebbero occorrere in questo contesto ma che non sono (almeno direttamente) legate alle dinamiche endogene, potrebbero essere quelli legati alla presenza di deformazioni gravitative profonde di versante, o DGPV ([Malgot, 1977](#); [Dramis, 1996](#); [Soldati, 2004](#)). Questa ipotesi, mai segnalata in

letteratura (escludendo frane sottomarine e terrestri di lieve entità) e in mancanza di chiare evidenze sul terreno (o sui modelli digitali), è stata scartata a priori.

I settori sommersi del Golfo di Patti, risultano caratterizzati dalla presenza di un sistema di faglie a grandi linee compatibile con quello rinvenuto in corrispondenza del complesso Lipari-Vulcano (Figura 6-10). Caratterizzate per la maggior parte da una cinematica estensionale, le discontinuità riscontrate nel settore sommerso si dispongono prevalentemente in direzione NO-SE. Risultano invece molto meno frequenti le discontinuità orientate NNE-SSO e NE-SO. Le discontinuità NNE-SSO occorrono nei settori meridionali della Dorsale di Patti dove dislocano l'intera sequenza investigata (v. profili sparker), mentre quelle orientate NE-SO sembrano essere suturate da depositi del Pleistocene superiore-Olocene e spesso appaiono ubicate laddove le sequenze mostrano deformazione per "slumping". Questo tipo di deformazioni, solitamente si sviluppano parallelamente alla scarpata continentale, con piani di scivolamento che immergono, a vario angolo, verso NO (vedi Figura 6-8 B). In generale, i rigetti verticali variano da circa 4-8 m a più di 160 m (vedi sezione 6.2.4 per il valore di velocità adottato nella conversione). Solitamente, i rigetti verticali minori (compresi tra 4 e 8 m) si rinvergono lungo i segmenti immergenti a SO che bordano il margine occidentale della Dorsale di Patti (

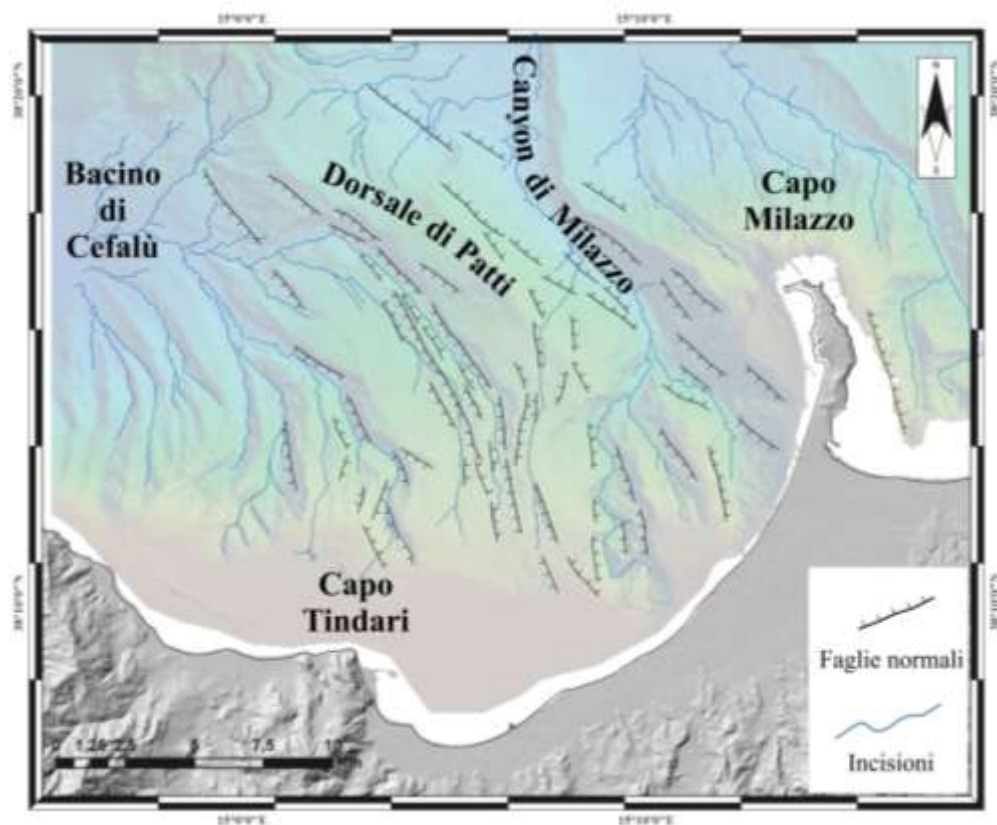


Figura 6-10). I rigetti verticali maggiori (compresi tra 10 e 160 m), occorrono lungo i segmenti immergenti verso NE, i quali si dispongono parallelamente o sub-parallelamente al margine orientale e meridionale della Dorsale di Patti e lungo il fianco occidentale del Canyon di Milazzo, laddove si manifesta una diffusa presenza di fenomeni gravitativi di diversa entità. In generale, si osserva una buona corrispondenza tra discontinuità strutturali e morfologie del fondale (orientazione di canyon e dorsali, scarpate morfologiche ecc). In analogia con quanto attuato per il complesso Lipari-Vulcano, il contesto geologico e morfodinamico che caratterizza il Golfo di Patti, impone la caratterizzazione delle discontinuità e la definizione della loro natura (tettonica-non tettonica). Un'analisi incrociata tra i dati batimetrici, chirp e sparker, ha permesso di effettuare una discriminazione preliminare circa l'importanza strutturale che queste discontinuità rivestono lungo l'area investigata. Alcuni dei segmenti che interessano solamente i depositi superficiali (unità C e D, e solo in parte B, vedi sezione 6.2.4 per le unità), risultano spesso associati a superfici di distacco e coronamenti a morfologia sub-circolare, presentando una deformazione dei riflettori di tipo "soft-linked". Talvolta sono ubicati in prossimità dei canyon o lungo i loro margini ("canyon-margin faulting and sliding", [Zane et al., 2011](#)). La penetrazione in sottosuolo di queste discontinuità (dal fondo mare verso il basso), risulta essere molto bassa e in genere non supera i 100 m (Figura 9-2 A), come testimoniato dai profili sparker eseguiti lungo la stessa traccia (Figura 9-2 B). Laddove individuate con certezza, questo tipo di deformazioni sono state intese come prettamente gravitative e quindi escluse dall'analisi strutturale.

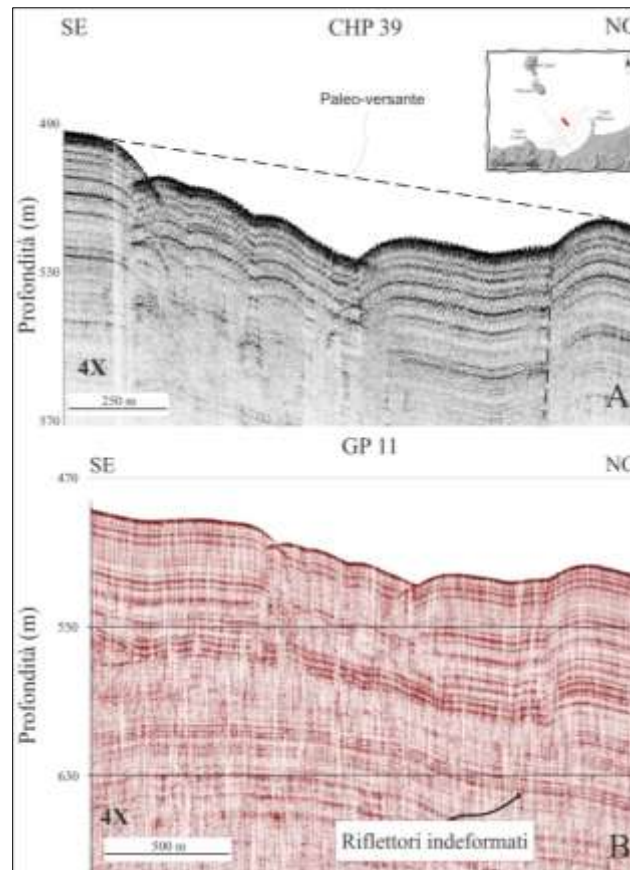


Figura 9-2. A, profilo chirp CHP 39, convertito in profondità, mostrante alcuni esempi di deformazione superficiale (gravitativa) riscontrati in corrispondenza dell'area di cresta della Dorsale di Patti. Alcune di queste discontinuità risultano spesso associate a superfici di distacco e coronamenti a morfologia sub-circolare. Talvolta sono ubicate in prossimità dei canyon o lungo i loro margini ("canyon-margin faulting and sliding", Zane et al., 2011). B, profilo sparker GP 11 (lungo la stessa traccia) che testimonia la totale assenza di deformazione dei riflettori ad una profondità di circa 100 m (dal fondo mare verso il basso). Esagerazione verticale 4:1.

Il settore costiero tirrenico-peloritano presenta uno stile strutturale coerente con quello determinato per i settori sommersi del Golfo di Patti e per il complesso Lipari-Vulcano, presentando con quest'ultimo una marcata analogia. L'analisi strutturale alla meso-scala suggerisce che l'area investigata è interessata dalla presenza di tre sistemi di faglia, caratterizzati da differenti trend e cinematica (Figura 7-3).

Le discontinuità orientate NO-SE consistono di faglie normali e/o transtensive destre e affiorano prevalentemente dalle aree di Capo Tindari fino a Novara. L'analisi dei dati raccolti testimonia che queste strutture non dislocano depositi più giovani del miocene inferiore (Flysch di Capo D'Orlando) e risultano spesso ubicate in corrispondenza di imponenti scarpate morfologiche caratterizzate dalla stessa orientazione. Alla meso-scala presentano rigetti compresi da pochi millimetri (1-2 mm) a circa 30 cm. Gli indicatori cinematici rinvenuti lungo i piani di faglia suggeriscono, nell'ambito di una generale transtensione destra, una variazione del campo di stress in cui una componente di dip-slip con rake compreso tra

105° e 125° sembra obliterare precedenti lineazioni caratterizzate da una componente di dip slip minore (rake pari a 150°). Le discontinuità orientate da N-S a NNE-SSO consistono di faglie estensionali pure e affiorano esclusivamente all'interno della depressione morfologica compresa tra Capo Tindari-Barcellona e Tripi (vedi [Billi et al., 2006](#)). Queste discontinuità interessano depositi del Pleistocene medio e sembrano interrompersi ad est di Barcellona e in corrispondenza dell'allineamento Tindari-Novara a ovest. I rigetti verticali esibiti variano da 5 a 40 cm. Le discontinuità orientate NE-SO sono rappresentate da faglie normali pure ed affiorano lungo tutta l'area investigata. Le strutture appartenenti a quest'ultimo set, risultano talvolta caratterizzate da valori di inclinazione dei piani relativamente minori rispetto agli altri set (presentando talora geometrie di tipo LANF, dip<30) e mostrano spesso geometrie che suggeriscono una dislocazione sin-sedimentaria di depositi del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore. I rigetti verticali esibiti variano da pochi centimetri (1-2) a circa 1 m. I rapporti di "cross-cutting" tra i sistemi di faglia rinvenuti sono difficili da stabilire, dato che i luoghi in cui i tre sistemi affiorano insieme spesso corrispondono ad affioramenti di rocce cristalline erciniche altamente deformate.

9.1 Tensore dello stress

Nel tentativo di definire il campo di stress generale che interessa l'area investigata, è stato prodotto il tensore dello stress per i sistemi di faglia più rappresentativi che occorrono nei vari settori esaminati (Figura 9-3). La discriminazione (in classi di trend) delle famiglie di discontinuità rinvenute, è stata effettuata sulla base delle indicazioni fornite dai diagrammi a rosa, calcolati per ciascun settore. Una volta selezionate, le discontinuità che appartengono ad un determinato intervallo di frequenza (set), sono state trattate usando le statistiche direzionali di Bingham ("Linked Bingham Analysis", [Bingham, 1974](#)). Questo tipo di analisi, prodotta mediante l'utilizzo del software Faultkin v.1.2 ([Marrett and Allmendinger, 1990](#)) ha fornito, per singolo sistema di faglia, l'orientazione degli assi di stress principali (σ_1 , σ_2 , σ_3). L'inversione dei vettori di slip ha fornito inoltre uno pseudo meccanismo focale che suggerisce l'orientazione prevalente dei relativi piani nodali (Figura 9-3).

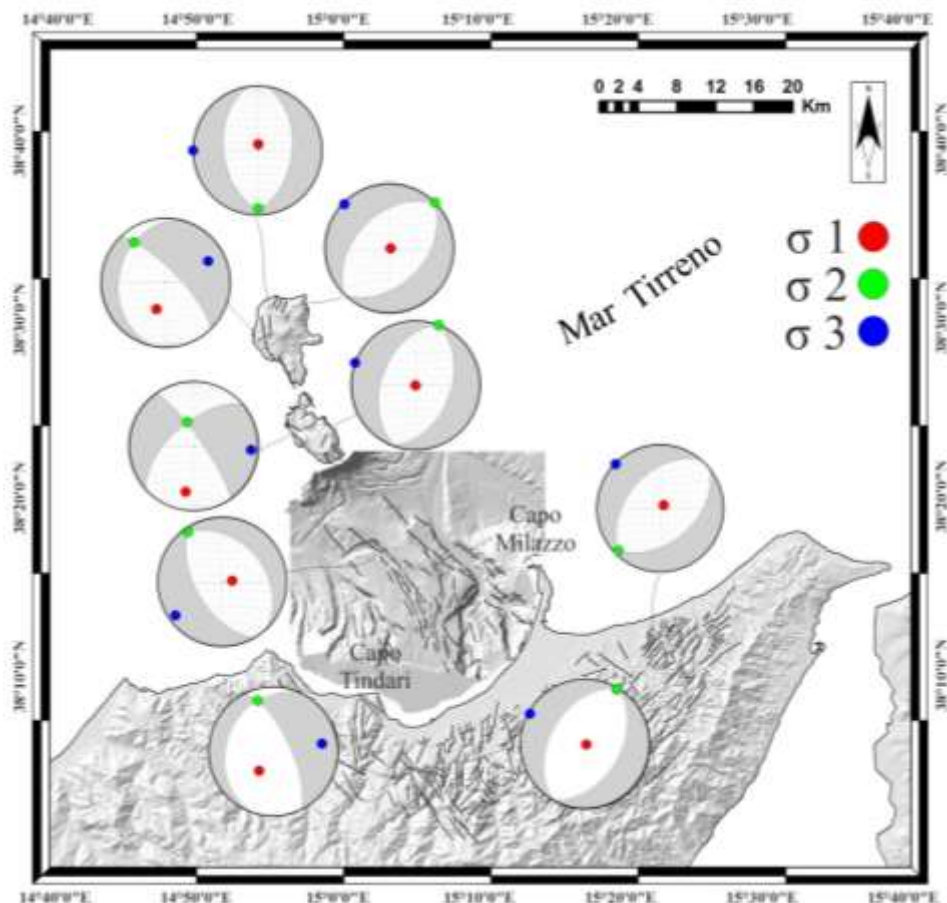


Figura 9-3. Tensori dello stress per singolo sistema di faglia dominante, ottenuti usando statistiche direzionali (“Linked Bingham Analysis”, Bingham, 1974). Le beachball, prodotte mediante l’utilizzo del software Faultkin v.1.2 (Marrett and Allmendinger, 1990), indicano gli pseudo-meccanismi focali calcolati per singolo sistema di faglia.

Per quanto concerne l’isola di Lipari, il campo di stress è stato ottenuto dall’inversione cinematica di un totale di 36 vettori di slip. Il sistema di faglie orientato NO-SE, risulta associato ad un $\sigma 1$ orientato N197E con plunge pari a 54,6° e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali, orientati N322E e N63E, rispettivamente. Il sistema di faglie orientato N-S/NNE-SSO, risulta associato ad un $\sigma 1$ sub-verticale (81,4°) orientato N359E e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali, orientati N180E e N270E, rispettivamente. Il sistema di faglie orientato NE-SO, risulta associato ad un $\sigma 1$ sub-verticale (90°) orientato N270E e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali, orientati N45E e N315E, rispettivamente (Tabella 3).

Per quanto riguarda l’isola di Vulcano, il campo di stress è stato ottenuto dall’inversione cinematica di un totale di 23 vettori di slip. Il sistema di faglie orientato NO-SE, risulta associato ad un $\sigma 1$ orientato N11E con plunge pari a 28,1°, ad un $\sigma 2$ orientato N162E con plunge pari a 59° e a un $\sigma 3$ orientato N274E con plunge di 13°. Il sistema di faglie orientato

NNE-SSO, si associa ad un $\sigma 1$ orientato N290E con plunge pari a 65° , e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali orientati N20E e N110E, rispettivamente (Tabella 4).

Per quanto riguarda il settore sommerso del Golfo di Patti, il campo di stress è stato ottenuto dall'inversione cinematica di un totale di 84 discontinuità, considerando per quest'ultime una componente di movimento estensionale pura (eventuali componenti di strike-slip non possono essere determinate in sezione ma potrebbero essere presenti). L'analisi dei trend è stata condotta mediante l'utilizzo del software Move 2015.1, il quale, una volta trasferiti in mappa tutti i segmenti in formato vettoriale, estrae automaticamente il trend per ciascun segmento mappato e ne restituisce le statistiche. I valori di inclinazione dei piani sono stati dedotti dai profili sismici sparker. Il sistema di faglie orientato NO-SE, risulta associato ad un $\sigma 1$ orientato N140E con plunge pari a $84,4^\circ$, e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali orientati N320E e N50E, rispettivamente (Tabella 5).

Nell'analisi dei tensori dello stress relativamente ai settori costieri tirrenico-peloritani, il campo di stress è stato ottenuto dall'inversione cinematica di un totale di 80 vettori di slip. Il set di faglie ad orientazione NO-SE che corre da Capo Tindari a Novara, risulta associato ad un $\sigma 1$ orientato N211E con plunge pari a $57,6^\circ$ e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali orientati N344E e N84E, rispettivamente. Il set di faglie orientate NNE-SSO affiorante all'interno della depressione Tindari Barcellona, risulta associato ad un $\sigma 1$ orientato N270E con plunge pari a 90° , e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali orientati N30E e N300E, rispettivamente. Il set di faglie NE-SO, affiorante in tutto il settore costiero, si associa ad un $\sigma 1$ orientato N45E con plunge pari a $84,2^\circ$, e $\sigma 2$ e $\sigma 3$ sub-orizzontali orientati N325E e N315E, rispettivamente (Tabella 6).

Lipari	Set NO-SE	Set N-S/NNE-SSO	Set
--------	--------------	--------------------	-----

				NE-SO
$\sigma 1$	Dir	N197E	N359E	N270E
	(plunge°)	54,6°	81,4°	90°
$\sigma 2$	Dir	N322E	N180E	N45E
	(plunge°)	21,9	8,6	0
$\sigma 3$	Dir	N63E	N270E	N315E
	(plunge°)	26,3	0	0
Assi P	Dir	N197E	N270E	N135E
	(plunge°)	54,6	60	45
Assi T	Dir	N63E	N90E	N315E
	(plunge°)	26,3	30	45
Vettori di slip utilizzati			36	

Tabella 3. Valori dei principali assi di stress ottenuti per i sistemi di faglia che interessano l'isola di Lipari.

Vulcano		Set NO-SE	Set NNE-SSO
$\sigma 1$	Dir	N11E	N290E
	(plunge°)	28,1	65
$\sigma 2$	Dir	N162E	N20E
	(plunge°)	58,5	0
$\sigma 3$	Dir	N274E	N110E
	(plunge°)	13	25
Assi P	Dir	N11E	N20E
	(plunge°)	28,1	65
Assi T	Dir	N274E	N110E
	(plunge°)	13	25
Vettori di slip utilizzati			23

Tabella 4. Valori dei principali assi di stress ottenuti per i sistemi di faglia che interessano l'isola di Vulcano.

Golfo di Patti		Set NO-SE
$\sigma 1$	Dir	N140E
	(plunge°)	84,2
$\sigma 2$	Dir	N320E
	(plunge°)	5,8
$\sigma 3$	Dir	N50E
	(plunge°)	0
Assi P	Dir	N140E
	(plunge°)	84,2
Assi T	Dir	N50E
	(plunge°)	0
Vettori di slip utilizzati		84

Tabella 5. Valori dei principali assi di stress ottenuti per i sistemi di faglia che interessano il Golfo di Patti.

Aree costiere tirrenico-peloritane		Set NO-SE	Set N-S/NNE-SSO	Set NE-SO
$\sigma 1$	Dir	N211E	N270E	N45E
	(plunge°)	57,6	90	84,2
$\sigma 2$	Dir	N344E	N30E	N225E
	(plunge°)	23,4	0	5,8
$\sigma 3$	Dir	N83E	N300E	N315E
	(plunge°)	21,1	0	0
Assi P	Dir	N211E	N270E	N270E
	(plunge°)	57,6	90	90
Assi T	Dir	N83E	N300E	N140E
	(plunge°)	21,1	0	0
Vettori di slip utilizzati			80	

Tabella 6. Valori dei principali assi di stress ottenuti per i sistemi di faglia che interessano i settori costieri tirrenico-peloritani.

10 Discussione

10.1 Il complesso Lipari-Vulcano

Il complesso Lipari-Vulcano, formatosi tra 220 ka e l'attuale (Gillot, 1987), è caratterizzato dalla presenza di tre principali sistemi di faglia orientati NO-SE, N-S/NNE-SSO e NE-SO (vedi sezione 5.2). Il set di faglie orientati NO-SE mostra una leggera componente di movimento obliquo-destra, mentre quelli orientato N-S/NNE-SSO e NE-SO sono composti esclusivamente da faglie normali pure.

I tensori dello stress derivati dall'inversione dei dati strutturali (Figura 9-3) sono stati contestualizzati nel campo di stress regionale attuale, il quale è caratterizzato da un generale σ_1 sub-orizzontale orientato circa NO-SE (Palano et al., 2012). Considerato il carattere prevalentemente transtensionale dei segmenti di faglia NO-SE rinvenuti, i σ_2 locali derivati per entrambe le isole (Figura 9-3), risultano consistenti con un regime trascorrente attivo almeno da 50 ka, dove le faglie N-S/NNE-SSO e NE-SO possono essere interpretate come strutture di tipo pull-apart o terminazioni ad horse-tail dei segmenti NO-SE. Questa interpretazione potrebbe essere supportata dalla distribuzione, sul trend N-S e NNE-SSO, dei principali elementi del sistema vulcanico (centri eruttivi, sorgenti fumaroliche, dicchi, duomi, vedi Figura 5-2).

In questo scenario, tra 220 ka e 20 ka, il complesso Lipari-Vulcano sembra essersi evoluto all'interno di una configurazione "en echelon" definita da faglie di strike-slip destro (transtensive) orientate NO-SE, all'interno della quale le strutture di tipo pull-apart e/o le terminazioni ad horsetail, hanno probabilmente favorito la risalita dei corpi magmatici, comportando la strutturazione degli edifici (vedi anche Ventura, 1994; Mazzuoli et al., 1995). Come suggerito da alcuni autori (Lanzafame e Bousquet, 1997 e riferimenti all'interno), risulta probabile quindi che l'allineamento anomalo delle isole di Lipari e Vulcano (sul trend NNO-SSE), rispetto a quello appartenente al resto dell'arco eoliano, possa essere legata all'attività del sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni e dai compartimenti strutturali associati (es. strutture di tipo pull-apart o horse-tail). Considerata l'età dei depositi più recenti dislocati (20 ka), le deformazioni osservate lungo il complesso Lipari-Vulcano, potrebbero essere ritenute attive ma non è stato possibile determinare se si tratta di piani principali o strutture secondarie (splay di strutture principali profonde).

Tuttavia, i dati simologici, geodetici, geologici e geochimici disponibili (Gioncada et al., 2003; Barreca et al., 2014 e riferimenti all'interno) suggeriscono una contrazione recente tra

le isole di Lipari e Vulcano che è stata associata all'attività di un altro importante lineamento tettonico a direzione WNW-ESE ed a carattere transpressivo, il sistema di faglie Sisifo-Alicudi (Figura 10-1 A). La terminazione sud orientale di questa struttura si è di fatto sovrainposta al sistema ETL negli ultimi 15 ka (Figura 10-1 B).

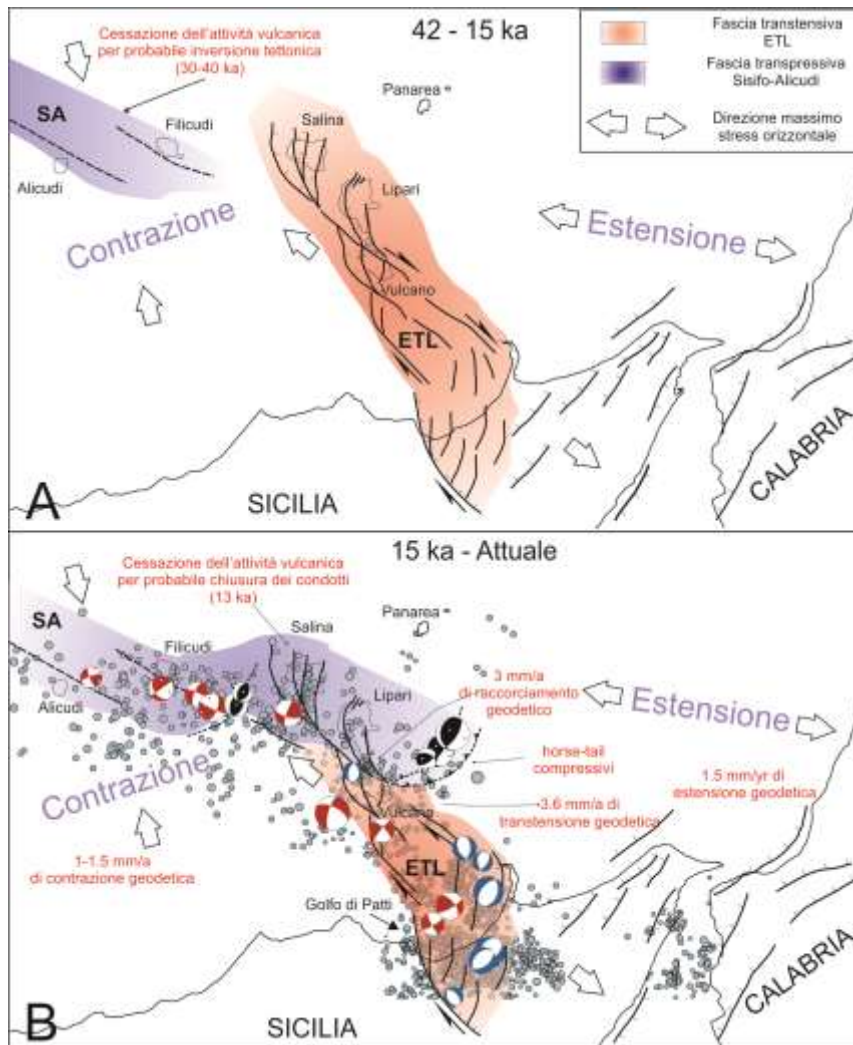


Figura 10-1. Evoluzione cinematica del settore centro-occidentale dell'arcipelago eoliano durante gli ultimi 42 ka, basato sul pattern di faglie osservato, sullo strain geodetico calcolato, sui dati sismologici e sulle variazioni geochimiche della composizione del magma in corrispondenza degli edifici vulcanici di Lipari e Vulcano (da Barreca et al., 2014). A, 42-15 ka: la cinematica e il vulcanismo delle isole di Salina-Lipari-Vulcano sembra essere controllato dall'attività transtensionale del sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni (ETL). In quel periodo l'attività degli edifici di Alicudi-Filicudi era già occorsa (Beccaluva et al., 1982, 1985; Gillot, 1987; Peccerillo, 2005). B) 15 ka – attuale: la migrazione verso est della fascia transpressiva lungo il sistema di faglie Sisifo-Alicudi (SA) ha comportato la cessazione del vulcanismo nell'isola di Salina e Lipari e l'instaurarsi del regime compressivo tra le isole di Lipari e Vulcano.

10.2 Golfo di Patti

Il settore sommerso del Golfo di Patti rappresenta il luogo più intrigante dell'intera area investigata e, a causa dell'intensa sismicità che lo caratterizza (vedi densità terremoti, Figura 8-2 A), costituisce un settore chiave per comprendere lo stato delle deformazioni recenti e attive lungo il sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni. Dal punto di vista geologico, l'area sommersa è caratterizzata da depositi plio-pleistocenici e attuali che, a secondo dei luoghi, poggiano in discordanza su basamento cristallino ercinico o vulcanico (Fabbri et al., 1981, Gabbianelli et al., 1996).

Le discontinuità strutturali individuate mediante le indagini di sismica a riflessione ad alta (sparker) e altissima (chirp) risoluzione (vedi sezione 6.2.5), si dispongono prevalentemente in direzione NO-SE e sembrano essere compatibili, in termini di trend e cinematica, a quelle con la medesima orientazione osservate sulle isole. Tuttavia, per quanto riguarda il Golfo di Patti, data la difficoltà dell'individuazione in sezione, rimane da capire se le strutture rinvenute, specie quelle orientate NO-SE, possano essere caratterizzate anche da una componente laterale. Alcuni dei segmenti di faglia estensionali intercettati nella sezione centrale del profilo sparker GP 19 (Figura 10-2), mostrano delle geometrie che, in linea generale, potrebbero essere ricondotte ad una fagliazione obliqua. Sebbene non vincolante, la geometria di queste discontinuità (piani sub-verticali convergenti verso il basso e che si ramificano verso l'alto) potrebbe suggerire la presenza di strutture a flower negativa, validando in tal caso l'ipotesi di un movimento trascorrente lungo alcuni dei segmenti osservati.

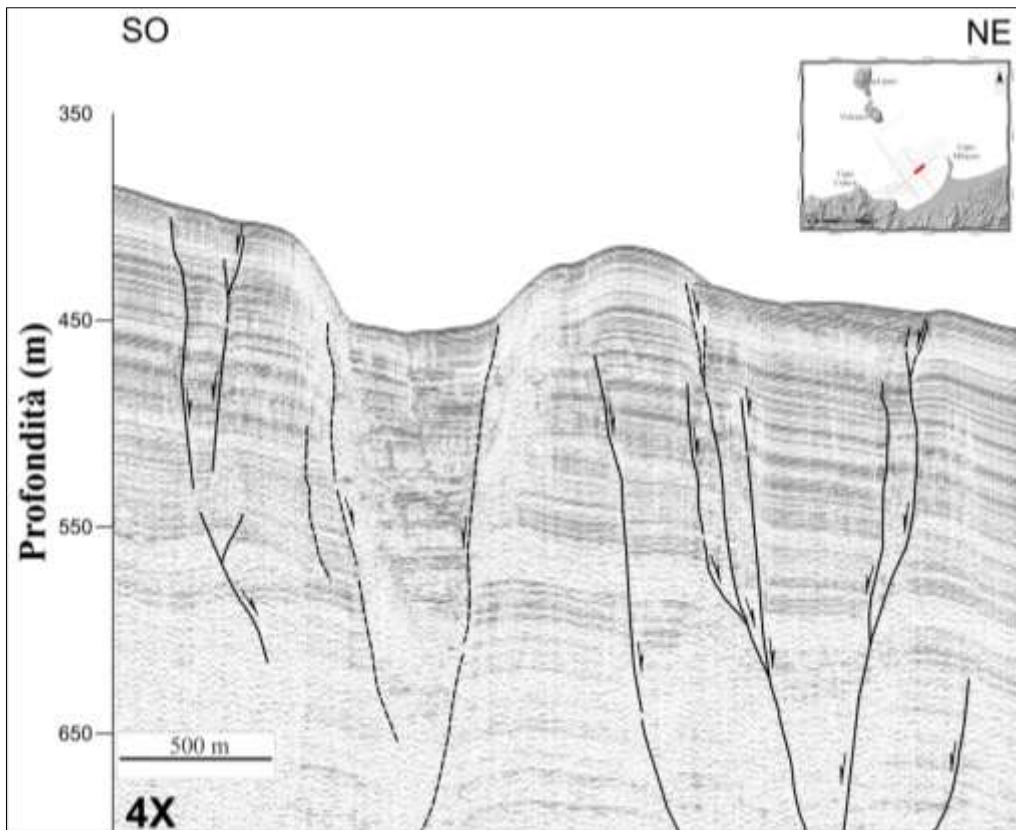


Figura 10-2. Parte del profilo sparker GP 19, convertito in profondità. Alcuni dei segmenti di faglia estensionali intercettati nella sezione centrale del profilo, mostrano delle geometrie che, in linea generale, potrebbero essere ricondotte a una fagliazione estensionale caratterizzata anche da una componente di strike-slip. Sebbene non vincolante, la geometria tipica di queste strutture (piani sub-verticali convergenti verso il basso e che si ramificano verso l'alto) potrebbe suggerire la presenza di flower negative, validando in tal caso l'ipotesi della presenza di una probabile componente di movimento trascorrente lungo alcuni dei segmenti rinvenuti. Esagerazione verticale 4:1.

Sebbene nel caso riportato in Figura 9-2 risulta abbastanza semplice determinare la natura gravitativa (e quindi non tettonica) di queste discontinuità (essendo estremamente superficiali), lo stesso non si può dire per quelle più profonde che attraversano l'intera sequenza mostrata nei profili sismici (vedi Figura 10-2). Queste strutture, le quali possono non presentare alcuna evidenza morfologica, generalmente insistono a profondità di almeno 250-300 m, dal fondo mare verso il basso. A causa della perdita di risoluzione dei profili sparker, la loro prosecuzione verso profondità maggiori rimane indeterminabile. Tuttavia, considerato il vantaggio di poter condurre un'analisi in sezione, possono essere formulate alcune considerazioni circa la loro natura.

In base alle caratteristiche geometriche che caratterizzano i segmenti più profondi, questi potrebbero essere intese come:

-A, gravitative (non tettoniche), relazionabili a dinamiche di versante anche profonde (DGPV, [Malgot, 1977](#); [Dramis, 1996](#); [Soldati, 2004](#)), in cui la tettonica potrebbe rivestire un ruolo attivo o passivo ([Galadini, 2006](#));

-B, tettoniche, intese come espressione superficiale di strutture tettoniche profonde, con le quali possono essere strutturalmente e cinematicamente collegate (es. splay);

-C, tettoniche, intese come espressione superficiale di strutture tettoniche profonde con le quali possono essere strutturalmente collegate ma cinematicamente distinte (es. estensione di estradosso al di sopra di una piega attiva).

La consistenza meccanica dei depositi attraversati dalle indagini chirp e sparker (presumibilmente soffici, considerate le caratteristiche acustiche), la loro particolare ubicazione in corrispondenza di un versante con inclinazione verso nord pari a 15°, la presenza di canyon che incidono ortogonalmente buona parte della sequenza investigata, rappresentano tutti elementi che potrebbero implicare la natura gravitativa (DGPV) di alcune delle discontinuità osservate e quindi, in alcuni casi, metterne in discussione l'origine tettonica.

In mancanza di una letteratura specifica circa i criteri da adottare nella differenziazione tra fagliazione gravitativa e tettonica in ambiente marino, si è tenuto conto di alcuni studi in ambito terrestre. In [Cotton \(1999\)](#) e [Carbonel et al., \(2013\)](#), vengono proposti alcuni elementi per discriminare l'una o l'altra natura. Secondo gli autori, le faglie di origine gravitativa sono generalmente caratterizzate dai seguenti elementi diagnostici:

-Direzione delle faglie coerenti con i movimenti attesi sul versante e inconsistenti con il campo di stress regionale;

-Differente cinematica lungo la stessa discontinuità (normale in superficie, compressiva alla base, trascorrente ai margini);

-Presenza di faglie limitate solo alle zone con sufficienti rilievi topografici caratterizzati da condizioni lito-strutturali favorevoli allo scivolamento;

-Piani di faglia caratterizzati nelle porzioni superficiali da bassi valori di inclinazione (geometria listrica);

-Faglie caratterizzate da strain rate da alti a molto alti e intervalli di ricorrenza dello slip anomali, rispetto a quelli delle faglie di origine tettonica.

Sebbene nell'area investigata risulti evidente la presenza di diffusi fenomeni gravitativi, parte delle faglie rinvenute nel Golfo di Patti e, in particolare, quelle che delimitano il

margine occidentale e orientale della Dorsale di Patti (Figura 6-10), non sembrano essere caratterizzate dai suddetti requisiti (quelli applicabili al nostro caso), validando, in prima analisi, l'ipotesi di una probabile natura tettonica. Ad esempio, il canyon che corre lungo il versante occidentale della dorsale potrebbe essersi impostato lungo un orizzonte di debolezza meccanica individuato dalla zona di faglia. Infatti, questo canyon sembra essere l'unico appartenente alla categoria I (Type 1 canyon, Zane et al., 2011, sezione 6.1.1) e la sua formazione potrebbe essere stata favorita più dalla tettonica che dall'azione erosiva del materiale trasportato, considerato lo scarso apporto di sedimenti che caratterizza questi tipo di incisioni.

Ciononostante, risulta doveroso tenere in considerazione che la bassa penetrazione delle indagini (1 sec massimo) condotte nell'ambito di questo lavoro, potrebbe in tal senso costituire un limite, laddove i fenomeni gravitativi coinvolgono volumi dei depositi maggiori, per cui si rende necessario un confronto incrociato con dati di sismica a riflessione a penetrazione relativamente maggiore.

10.2.1 Comparazione con dati di sismica a riflessione profonda

Nel tentativo di definire l'eventuale prosecuzione in profondità di queste strutture (quindi la loro importanza), nonché la loro natura (tettonica-non tettonica), si è reso necessario il reperimento di alcune sezioni sismiche a più alta penetrazione, alcune delle quali disponibili in letteratura.

Per tale scopo è stato utilizzato un profilo sismico acquisito nel Novembre 2014, nell'ambito della partecipazione alla campagna di ricerche oceanografiche denominata Tomo-Etna/Med-Suv (http://iagpds.ugr.es/pages/proyecto_italia/documentos/_doc/report_aegaeo/). La sezione sismica TT05 (Figura 10-3 A), orientata NO-SE, attraversa longitudinalmente buona parte dell'area investigata, estendendosi per circa 12 km dai settori centrali della scarpata continentale, a sud-est, fino alla base dell'edificio di Vulcano, a nord-ovest. Acquisita con strumentazione di tipo airgun, la sezione è caratterizzata da una penetrazione di circa 2 s T.W.T. e conferma l'assetto sismo-stratigrafico determinato attraverso l'analisi del profilo sparker GP 13 (Figura 6-8).

Dal punto di vista strutturale, la sezione sismica mostra la presenza di alcuni segmenti di faglia che sembrano non proseguire al di sotto di un dato riflettore, attribuibile per le sue caratteristiche sismiche, al top del Pliocene inferiore (top Trubi, orizzonte indeformato in

Figura 10-3 B, vedi anche [Fabbri et al., 1981](#)). L'orientazione della sezione è più o meno parallela alle discontinuità NO-SE rinvenute e mappate (attraverso l'utilizzo delle linee chirp e sparker) in corrispondenza del margine occidentale della Dorsale di Patti (Figura 6-10), pertanto non è possibile stabilire con certezza se la sezione intercetti questa zona di deformazione. Risulta probabile però che alcuni dei segmenti orientati NO-SE vengano intercettati nei settori sud-orientali della sezione, dove occorre un'ampia zona di wipe-out, attribuibile alla presenza di gas (riquadro 1, Figura 10-3 A e B). Se così fosse, i segmenti NO-SE che bordano il margine occidentale della dorsale potrebbero essere intesi come delle semplici deformazioni superficiali e, in tal caso, rivestirebbero un ruolo strutturale minore. Nelle porzioni inferiori della sezione TT05, è possibile notare come i depositi corrispondenti al top del Messiniano (base Plio-Q in Figura 10-3 A, si veda anche [Fabbri et al., 1981](#); [Malinverno et al., 1981](#)), mostrino delle deformazioni simili (in termini di cinematica, immersione e dip) a quelle osservate in superficie (riquadro 2, Figura 10-3 B), rappresentandone probabilmente la prosecuzione in profondità. Sebbene apparentemente non collegabili, l'eventuale connessione tra le strutture superficiali e quelle profonde potrebbe avvenire per over-step verticali dei segmenti discreti (vedi [Sibson, 1989](#); [Peacock & Zhang, 1994](#)) o, considerata la scarsa consistenza dei depositi del Pliocene inferiore (Trubi), attraverso deformazioni di tipo "soft-linked". Tuttavia, i segmenti profondi potrebbero essere interpretati come strutture tettoniche (saturate) riferibili a un campo di stress precedente che pare abbia coinvolto strutture plicative, come suggerito dalla geometria dei riflettori messiniani e in parte da quelli del Pliocene inferiore.

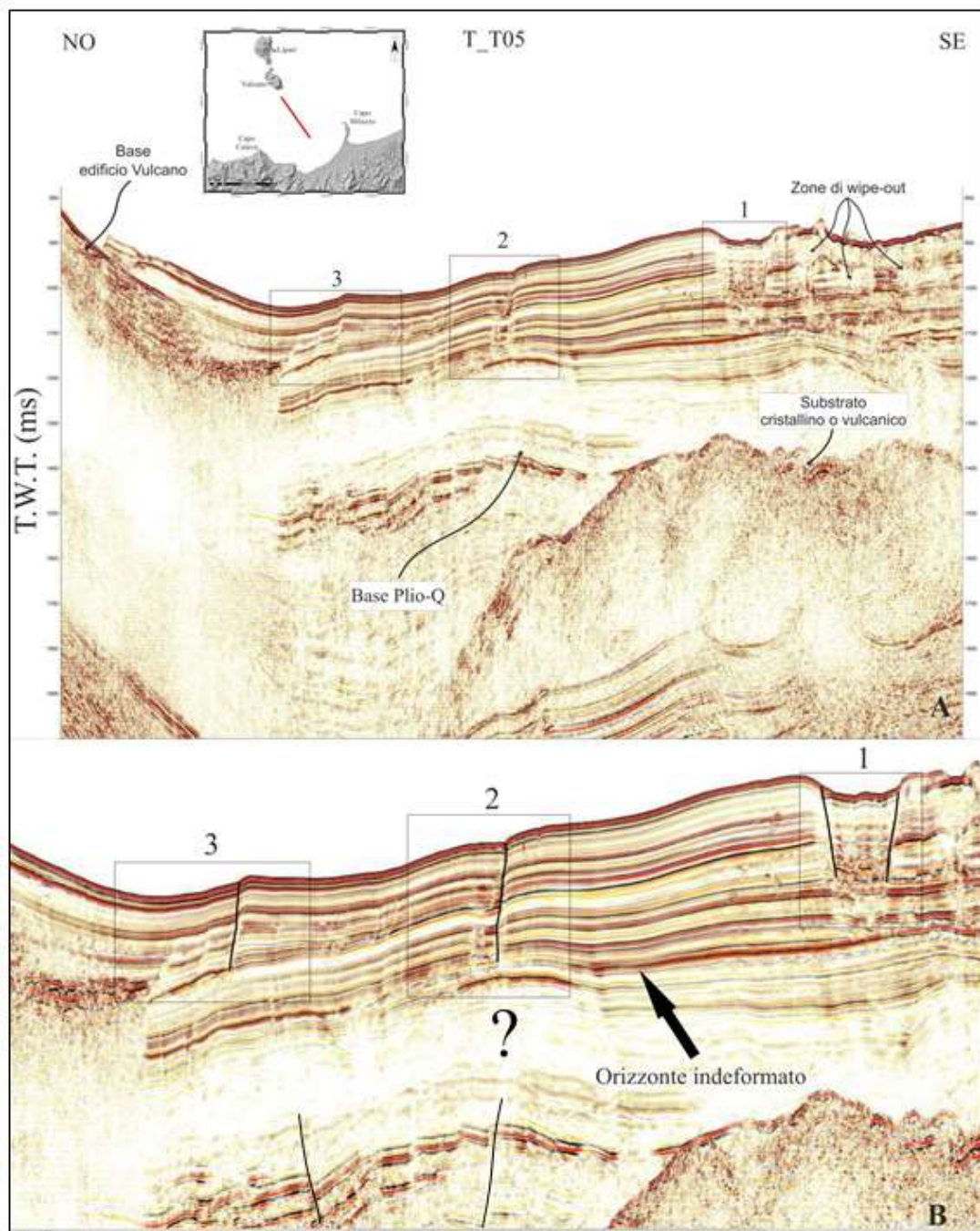


Figura 10-3. Profilo airgun TT05 acquisito nell'ambito della partecipazione alla campagna di ricerche oceanografiche Tomo-Etrna/Med-Suv (nave R/V Aegeo, Novembre 2014). Dal punto di vista strutturale, la linea ci mostra la presenza di alcuni segmenti di faglia che sembrano non proseguire al di sotto di un riflettore probabilmente attribuibile al top del Pliocene inferiore (top Trubi, orizzonte indeformato in Figura 10 2 B, vedi Fabbri et al., 1981). L'orientazione della sezione TT05 corre più o meno parallelamente rispetto alle discontinuità NO-SE rinvenute e mappate (attraverso l'utilizzo delle linee chirp e sparker) in corrispondenza del margine occidentale della Dorsale di Patti (Figura 6 10), pertanto non è possibile stabilire con certezza se intercetti anche solo parzialmente la zona di deformazione. La sezione sismica, migrata in tempi, è stata processata da Firetto et al., vedi report: http://iagpds.ugr.es/pages/proyecto_italia/documentos/_doc/report_aegeo/. Interpretazione personale.

Per quanto riguarda i dati disponibili in letteratura, a parte i lavori di [Gabbianelli et al., \(1996\)](#); [Cuppari et al., \(1999\)](#); [Colantoni et al., \(2001\)](#), le cui indagini furono caratterizzate da capacità investigative simili a quelle utilizzate nell'ambito di questo studio (generalmente 1 secondo in termini di penetrazione ma di scarsa qualità), gli unici dati di sismica a riflessione profonda disponibili (3 secondi di penetrazione) sono quelli pubblicati da [Argnani et al., \(2007\)](#). La comparazione dei dati ha rilevato che i segmenti di faglia principali individuati in questo lavoro ovvero quelli che bordano la Dorsale di Patti (Figura 6-10) potrebbero corrispondere alla prosecuzione in superficie delle faglie estensionali individuate da [Argnani et al., \(2007\)](#) (sezione sismica MESC 40, Figura 10-4). In analogia con quanto osservato lungo la sezione TT05 (Figura 10-3 B), il segmento ubicato ad ovest della Dorsale di Patti (Vulcano belt in Figura 10-4), sembra non essere in continuità con quello più profondo, sebbene mostri caratteristiche cinematiche simili. Tuttavia, in questo caso, considerata la bassa risoluzione delle linee di [Argnani et al., \(2007\)](#) e la piccola entità dei rigetti osservati per i segmenti che corrono lungo il margine occidentale della dorsale (4-8 m, vedi sezione 6.2.5), non è possibile escludere a priori la sua eventuale connessione con il segmento più profondo. Per quanto riguarda invece il segmento che borda il margine orientale della dorsale (Vulcano belt in Figura 10-4), gli autori potrebbero aver escluso la prosecuzione in superficie per la bassa risoluzione del dato e la sua estensione in profondità per il disturbo comportato dalla multipla. Sebbene di natura tettonica (quindi non gravitativa), non è da escludere che i segmenti di faglia che bordano i margini della dorsale possano rappresentare delle strutture di accomodamento superficiale di una deformazione profonda, corrispondente probabilmente a quella ipotizzata da [Argnani et al., \(2007\)](#) per la Dorsale di Patti.

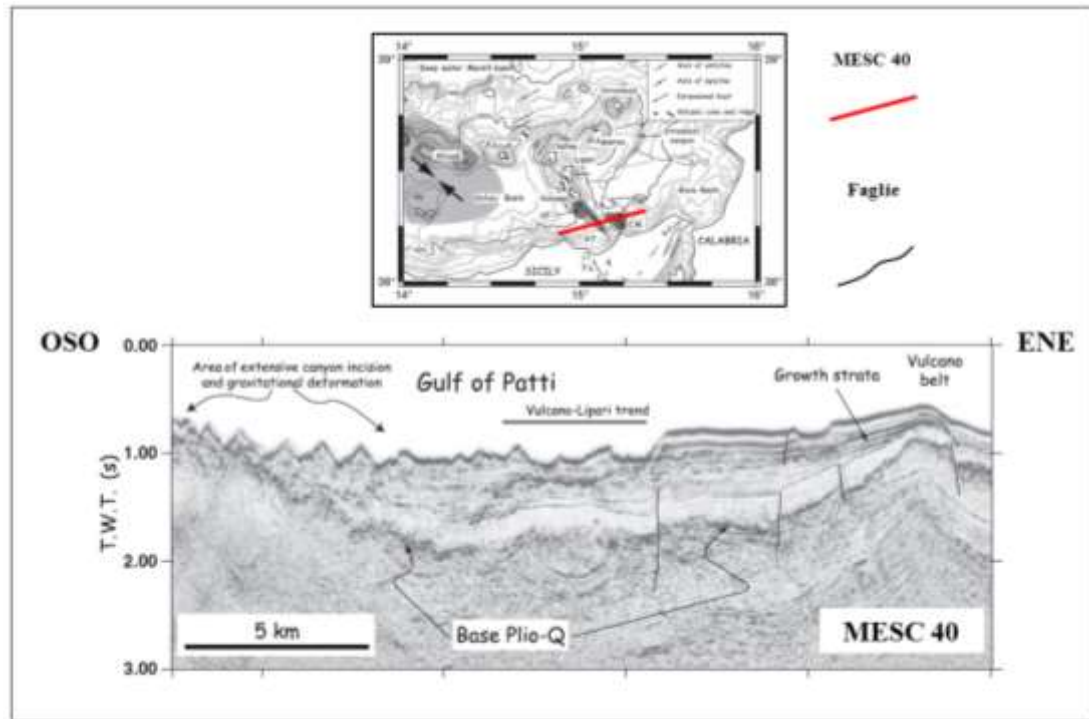


Figura 10-4. Profilo sismico MESC 40 (da [Argnani et al., 2007](#)). La legenda è stata ridisegnata. In basso è riportata la relativa sezione che mostra la presenza di 4 segmenti di faglia estensionali alcuni dei quali apparentemente suturati. Questi segmenti sembrano in parte corrispondere a quelli individuati in questo studio ma la bassa risoluzione del dato non consente di stimarne l'eventuale prosecuzione in profondità e/o in superficie.

10.2.2 Dorsale di Patti

La Dorsale di Patti (Figura 10-5) rappresenta l'elemento morfologico principale del Golfo di Patti e costituisce un settore chiave ai fini della definizione del quadro strutturale dell'area. La natura di questo rilievo batimetrico risulta ancora oggi oggetto di dibattito sebbene studi precedenti, in vari modi, concordino su un eventuale controllo da parte della tettonica (vedi sezione 4.1).

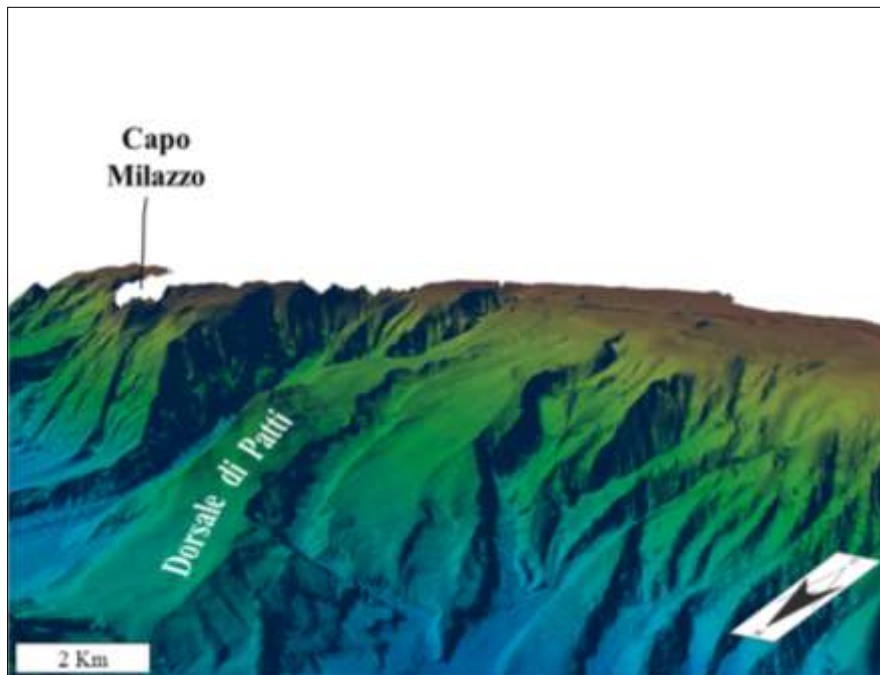
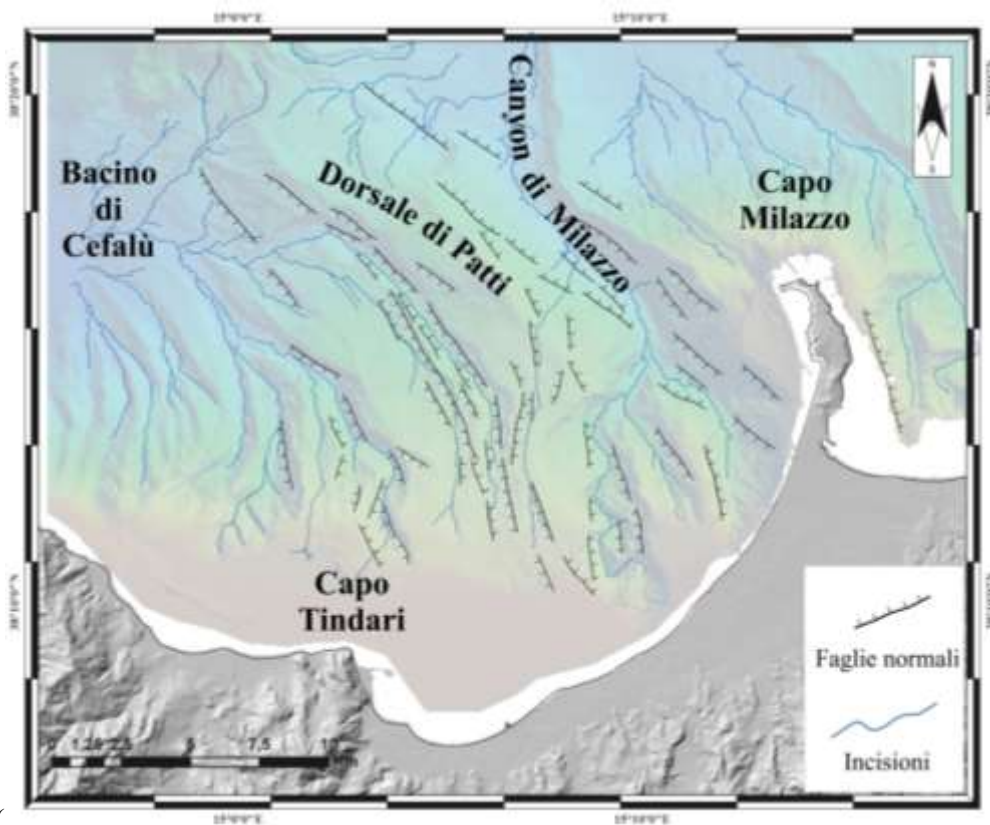


Figura 10-5. Modello tridimensionale della Dorsale di Patti e dei settori limitrofi realizzato mediante l'utilizzo del software ArcScene 10.1. Questa marcata dorsale rappresenta l'elemento morfologico più imponente del Golfo di Patti e costituisce un settore chiave ai fini della definizione del quadro strutturale dell'area. Essa si estende per circa 15 km in direzione NO-SE e collega i settori tirrenico-peloritani onshore con la base dell'edificio di Vulcano. Nel settore centrale la dorsale si erge fino ad una profondità di -450 m, laddove si riscontra la presenza di diffusi fenomeni gravitativi.

L'analisi dei profili sismici utilizzati in questo studio, suggerisce che i margini occidentali e orientali della dorsale sono controllati da faglie estensionali. Questi segmenti, si sviluppano

principalmente lungo un trend parallelo o sub-parallelo alla dorsale stessa e con immersione



opposta (

Figura 6-10). Di contro, in [Argnani et al., \(2007\)](#) la dorsale è interpretata come una struttura plicativa che si sviluppa in direzione NO-SE (“Vulcano fold” in Figura 10-4) e che rappresenterebbe la risposta strutturale di una fase tettonica compressiva e/o transpressiva medio-pleistocenica. Secondo gli stessi autori, l’attivazione di questo regime tettonico ha causato un piegamento passivo di faglie estensionali plioceniche e un generale piegamento secondo un asse NO-SE di buona parte della sequenza plio-pleistocenica che caratterizza la dorsale.

In alcuni dei profili sismici analizzati in questo studio, specie lungo quelli che attraversano il settore centrale della dorsale (dove un’asimmetria morfologica tra il versante occidentale e orientale è osservabile), è possibile notare un piegamento dei riflettori plio-pleistocenici limitatamente ai settori assiali della dorsale. La maggiore risoluzione delle nostre indagini ha permesso di evidenziare forti contrasti di impedenza e di individuare un substrato ad alta ampiezza, caratterizzato da un corpo acustico a geometria anomala e privo di riflettori al suo interno (Figura 10-6).

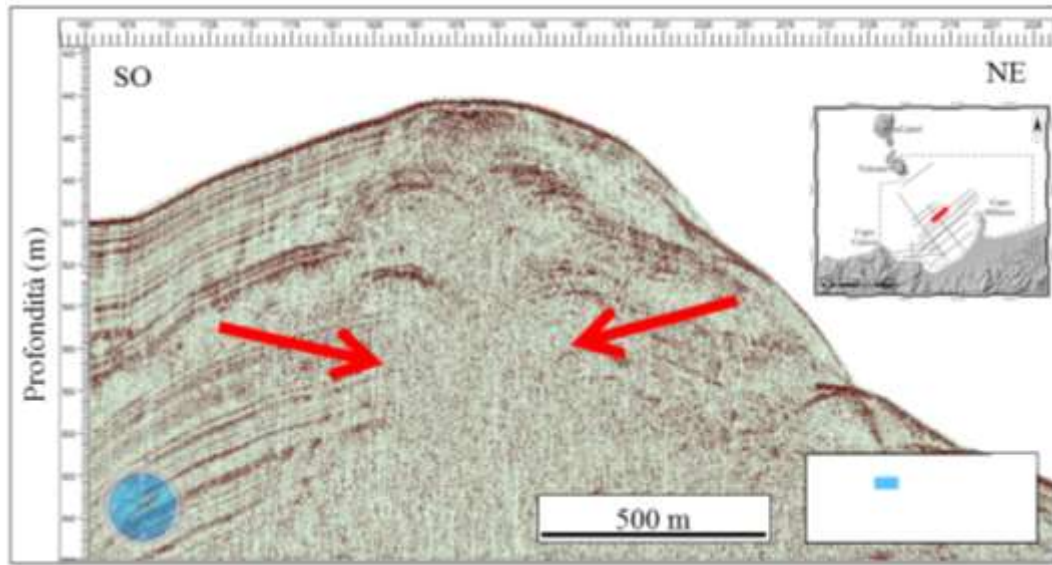


Figura 10-6. Profilo sparker GP 5, convertito in profondità. Esagerazione verticale pari a 4:1. E' possibile osservare i forti contrasti di impedenza che si producono al di sopra del substrato della dorsale nonché la totale assenza di riflettori al suo interno, probabilmente legata a una schermatura del segnale. Nei settori di cresta della dorsale, si osserva un piegamento dei riflettori plio-pleistocenici che si mantiene parzialmente anche in scala 1:1.

In prima analisi, questa geometria potrebbe essere attribuita ad una paleo-morfologia del basamento cristallino ercinico coinvolta, insieme alle sue coperture plio-pleistoceniche, in un successivo processo di piegamento lungo un asse NO-SE. Se così fosse l'ipotesi di una compressione profonda formulata in [Argnani et al., \(2007\)](#) potrebbe essere verificata.

Di contro, considerato il contesto geodinamico entro cui la Dorsale di Patti si colloca, dovrebbe essere considerata l'idea che il piegamento dei depositi plio-pleistocenici potrebbe essere legato a fenomeni di tutt'altra natura. In una delle sezioni sismiche sparker ubicate più a nord (Figura 10-7), è possibile notare come il substrato della dorsale, ivi rappresentato da un corpo opaco, presenti una geometria alquanto anomala e difficilmente imputabile ad un semplice processo di piegamento di natura tettonica subito dal basamento cristallino e dalle sue coperture.

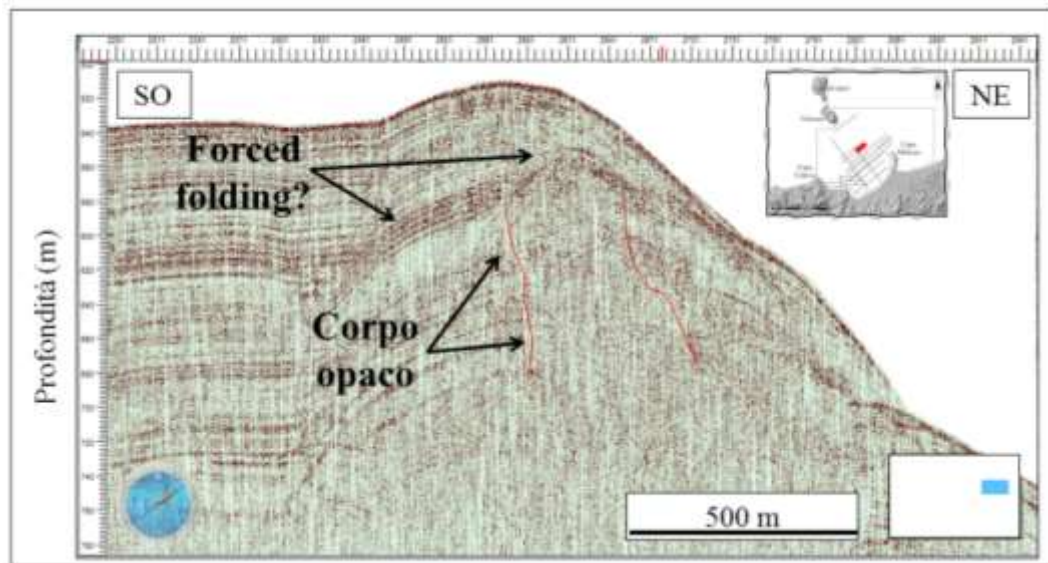


Figura 10-7. Profilo sparker GP 4, convertito in profondità. Esagerazione verticale pari a 4:1. E' possibile osservare come la Dorsale di Patti, nel settore di cresta, sia caratterizzata da un piegamento dei riflettori plio-pleistocenici, probabilmente legato a fenomeni di intrusione ("forced folding"). E' possibile osservare il contrasto di impedenza che si produce nei settori sommitali di questo corpo opaco nonché la totale assenza di riflettori al suo interno, probabilmente legata a una schermatura del segnale.

Tenendo debitamente conto della posizione della Dorsale di Patti nel contesto geodinamico in cui ricade, delle strutture plicative che caratterizzano i riflettori plio-pleistocenici, dell'ampia zona di wipe-out osservata lungo la linea TT05 (attribuibile alla presenza di risalite di gas, vedi Figura 10-3), la natura del substrato potrebbe essere associata a intrusioni localizzate e isolate di natura magmatica (laccoliti) o sedimentaria (diapiri).

Risulta ben noto infatti che, sia nell'una che nell'altra ipotesi, i fenomeni intrusivi possono comportare un piegamento considerevole dei depositi incassanti. Questo fenomeno, indicato in letteratura come "forced folding" (piegamento forzato, vedi Figura 10-8 A e B) è stato ampiamente dimostrato, in particolar modo nell'ambito dell'esplorazione petrolifera (Jackson et al., 2013; Magee et al., 2013 e riferimenti bibliografici all'interno).

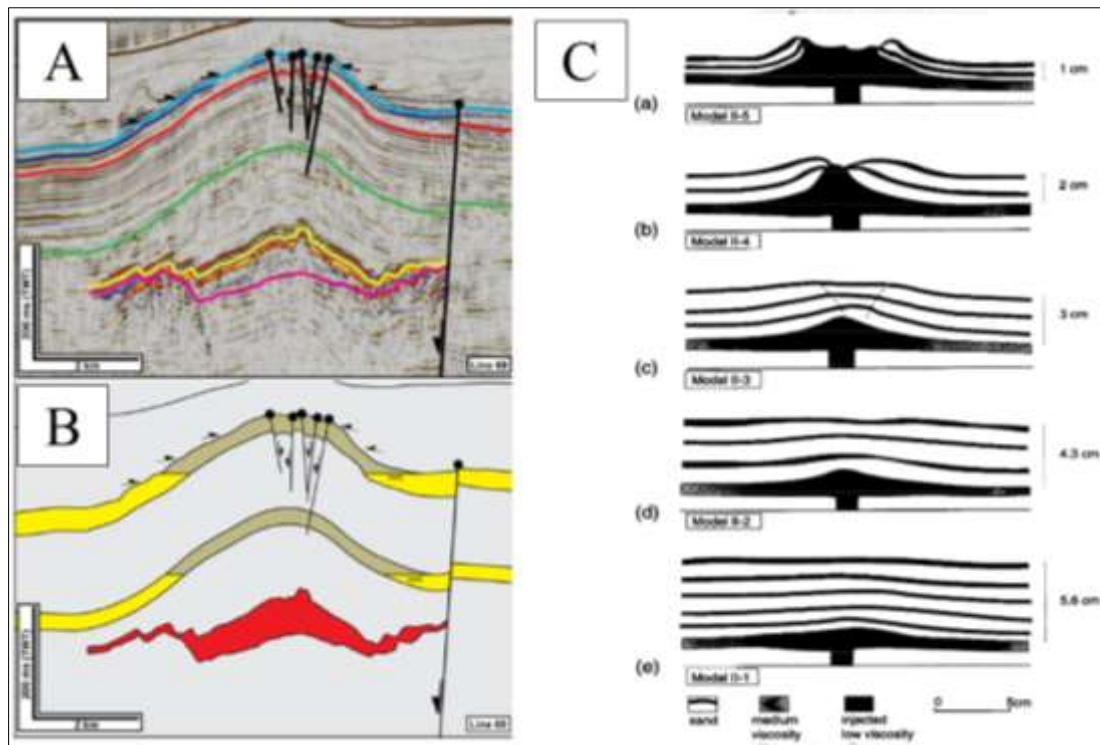


Figura 10-8. A, “forced folding” causato dall’intrusione di un corpo magmatico all’interno di una sequenza sedimentaria stratificata (sezione sismica); B, relativa ricostruzione schematica (da Jackson et al., 2013). C, modello analogico mostrante l’evoluzione del processo di “forced folding” (Magee et al., 2013).

Pertanto nel nostro caso, il piegamento potrebbe non essere legato all’avvento di processi tettonici compressivi come suggerito da Argnani et al., 2007 ma anche all’intrusione di un corpo magmatico o sedimentario avvenuta probabilmente a partire dal Pleistocene superiore. In tal senso, la disposizione della Dorsale di Patti sul trend NO-SE potrebbe essere vista come una possibile prosecuzione del complesso Lipari-Vulcano verso SE. Questa ipotesi dovrebbe essere testimoniata da eventuali anomalie magnetiche orientate allo stesso modo della dorsale ma le indagini aero-magnetiche disponibili (Agip, 1982) non permettono di verificare questa ipotesi a causa della scarsa risoluzione dei dati. Successive rielaborazioni (Figura 10-9, De Ritis et al., 2013) hanno evidenziato una possibile prosecuzione di alcune anomalie magnetiche verso SE in direzione della dorsale di Patti ma in questo caso manca la necessaria copertura aeromagnetica.

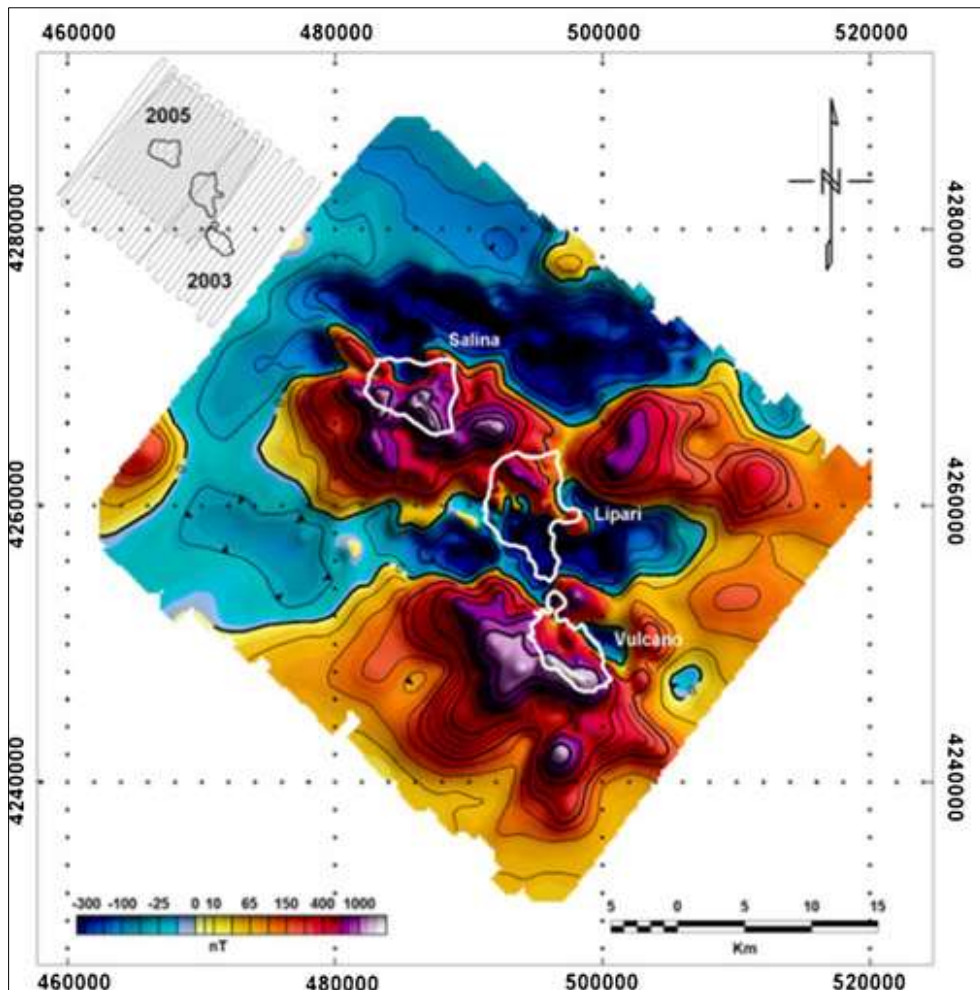


Figura 10-9. Mappa delle anomalie magnetiche (da De Ritis et al., 2013). E' possibile osservare come a sud dell'isola di Vulcano, alcuni allineamenti di anomalia magnetica risultano orientati come la dorsale (NO-SE). Per mancanza della necessaria copertura aeromagnetica, non è possibile però vedere se la distribuzione dell'anomalia si sviluppa più a sud-est, lungo l'intero asse della dorsale.

L'ipotesi dell'intrusione di un corpo diapirico potrebbe essere supportata dalla presenza di vulcani e diapiri di fango in bacini limitrofi (es. bacino di Paola, Gamberi et al., 2010). Qui, tali corpi presentano una risposta acustica molto simile a quella della Dorsale di Patti (Figura 10-10) e presentano dimensioni dell'edificio comparabili.

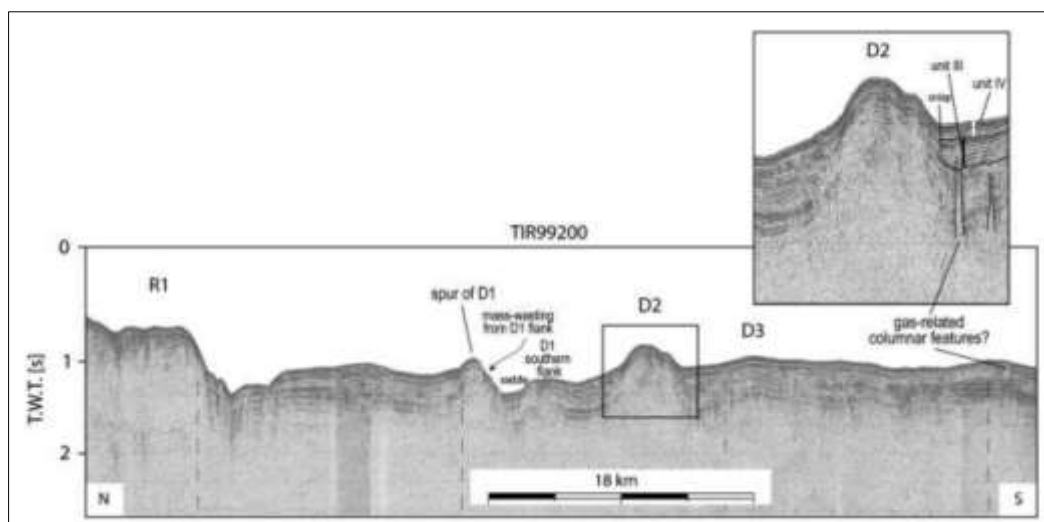


Figura 10-10. Diapiri di fango nel Bacino di Paola (da [Gamberi et al., 2010](#)). E' possibile notare come la risposta acustica dell'intrusione diapirica riscontrata dagli autori, presenti una forte analogia rispetto a quella osservata in corrispondenza del substrato della Dorsale di Patti, nonché una dimensione dell'edificio comparabile.

Nel tentativo di meglio comprendere la natura e le geometrie del substrato della Dorsale di Patti, è stata prodotta una mappa del basamento acustico (Figura 10-11 A), in modo da definire la morfologia tridimensionale del substrato sulla quale poggiano, con varie geometrie deposizionali, i sedimenti plio-pleistocenici. La mappa è stata realizzata digitalizzando, lungo le sezioni sismiche espresse in metri, l'interfaccia (unità A-unità B, vedi sezione 6.2.4) tra i settori rappresentati dal basamento acustico dei profili sparker (di cui il substrato della dorsale è rappresentato) e i depositi del Pliocene superiore-Pleistocene. In larga parte il basamento acustico dei profili sparker rappresenta la superficie del Pliocene superiore-Pleistocene inferiore.

Mediante l'utilizzo del software GeoSuite Allwork 2012, è stato possibile generare una superficie interpolante per tutte le interfacce individuate. La superficie ottenuta (in formato grid) è stata in seguito importata in un foglio di lavoro di Global Mapper 12, da cui è stato possibile realizzare il modello tridimensionale (Figura 10-11 B, C) che ci ha permesso di definire la struttura del substrato.

Nelle visualizzazioni tridimensionali fornite dalla Figura 10-11 B e C, possiamo notare che la morfologia del basamento in corrispondenza della dorsale si manifesta come un "rilievo acustico" caratterizzato da due picchi principali che raggiungono in cresta quota -0.625 m sotto il livello del mare. Questo tipo di morfologie sono state La morfologia definita dal

modello tridimensionale sembra supportare l'ipotesi di fenomeni intrusivi (di natura magmatica o sedimentaria), anche se questo aspetto andrebbe ulteriormente approfondito.

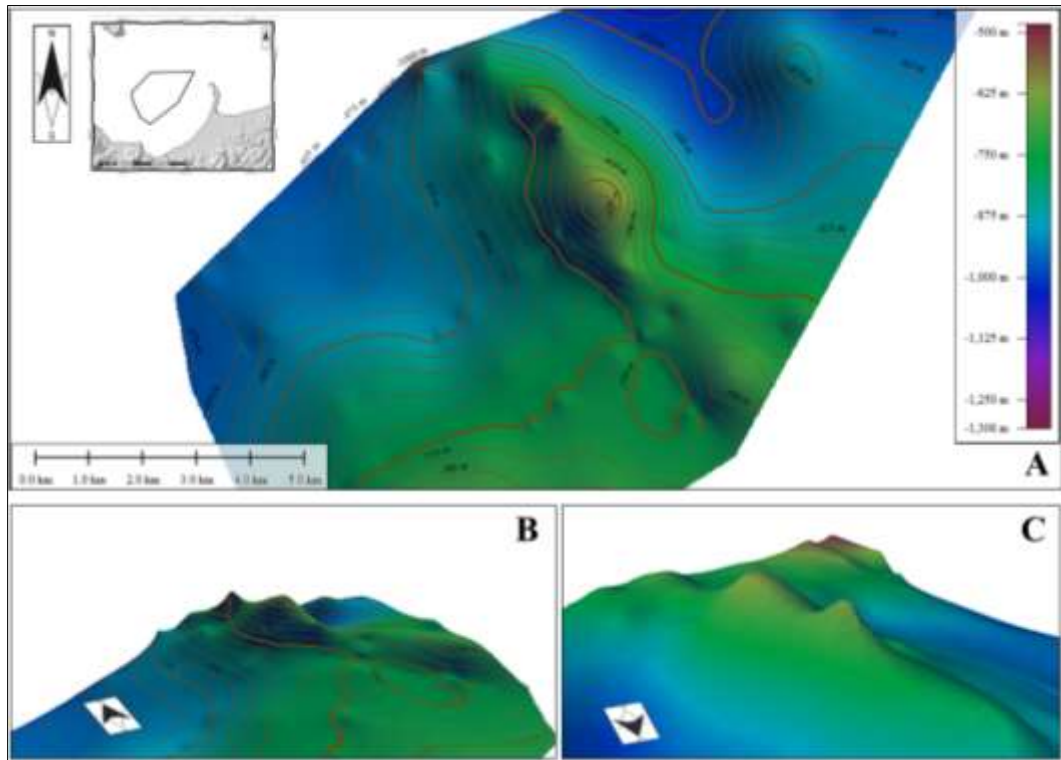


Figura 10-11. A, geometria del basamento acustico al di sotto della Dorsale di Patti. La mappa è stata realizzata digitalizzando, lungo le sezioni sismiche espresse in metri, l'interfaccia (unità A-unità B, vedi sezione 6.2.4) tra il basamento acustico dei profili sparker (di cui il substrato della dorsale è rappresentato) e i depositi del Pliocene superiore-Pleistocene. Sebbene non esaustivo, il modello tridimensionale, visualizzato da SO (B) e da NE (C), sembra suggerire la presenza di corpi intrusivi, di natura magmatica o sedimentaria. Questo tipo di morfologie sono state rinvenute in diversi studi e spesso associate al fenomeno di “forced folding” (vedi Magee et al., 2013). Esagerazione verticale 4:1.

11 Conclusioni

L'analisi comparata di dati di terreno e di sismica a riflessione condotta lungo il sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni al margine meridionale dell'Arco Calabro, ha consentito di definire meglio il quadro strutturale e sismo-tettonico di questo settore chiave in cui si esplica gran parte della geodinamica del Tirreno meridionale e della Sicilia nord-orientale.

I dati qui riportati hanno evidenziato che il complesso Lipari-Vulcano è deformato da tre principali sistemi di faglia orientati NO-SE, N-S/NNE-SSO e NE-SO che dislocano depositi vulcanici di circa 20 ka. In particolare, una componente di movimento obliquo-destra caratterizza il set di faglie principale orientato NO-SE, mentre quelli orientati N-S/NNE-SSO e NE-SO consistono di faglie di dip-slip a movimento normale puro. I rapporti angolari tra i diversi sistemi di faglia riconosciuti suggeriscono che il complesso Lipari-Vulcano si è evoluto all'interno di una configurazione "en-échelon" di faglie di strike-slip destro (transtensive) orientate NO-SE, all'interno della quale, strutture di tipo pull-apart e/o terminazioni ad horsetail estensionali orientate N-S-NNE, hanno favorito la risalita dei corpi magmatici con conseguente strutturazione degli edifici (vedi anche [Ventura, 1994](#); [Mazzuoli et al., 1995](#)). L'influenza tettonica nell'evoluzione delle isole è infatti testimoniata da variazioni di chimismo nei magmi emessi ([Gioncada et al., 2003](#)) e dalla distribuzione dei principali elementi del sistema vulcanico (centri eruttivi, sorgenti fumaroliche, dicchi, duomi), che risulta in gran parte coerente con la direzione delle faglie minori.

L'analisi dei profili sismici acquisiti nei settori sommersi del Golfo di Patti, ha rivelato la presenza di un sistema di faglie principali orientato NO-SE cui si associano strutture minori ad orientazione circa N-S. Queste strutture dislocano depositi olocenici e sembrano influenzare fortemente l'assetto morfo-batimetrico del Golfo di Patti (orientazione di canyon e dorsali, scarpate morfologiche ecc.). Le strutture principali consistono di fasce di deformazione estensionale e probabilmente oblique che si sviluppano lungo il margine occidentale e orientale della Dorsale di Patti e si estendono per una lunghezza massima di circa 15 km. Tuttavia il loro sviluppo in profondità rimane in parte enigmatico a causa della scarsa penetrazione dell'indagine sparker.

Il settore costiero tirrenico-peloritano presenta uno stile strutturale coerente con quello determinato per i settori sommersi del Golfo di Patti ed una marcata analogia con quello del complesso Lipari-Vulcano. L'analisi strutturale alla meso-scala ha suggerito che l'area

investigata è interessata dalla presenza di tre sistemi di faglia, caratterizzati da differenti trend e cinematica.

Le discontinuità orientate NO-SE consistono di faglie normali e/o transtensive destre e affiorano prevalentemente tra Capo Tindari a NO e Novara a SE. Sebbene l'attività di queste non è vincolabile da depositi recenti dislocati, alcuni indizi morfologici (es. scarpate piuttosto rettilinee, faccette triangolari ecc.) suggeriscono una attività recente delle stesse (Billi et al., 2006; De Guidi et al 2013). Rari indicatori cinematici rinvenuti lungo i piani di faglia suggeriscono una generale transtensione destra per le strutture considerate sebbene una componente di dip-slip con rake compreso tra 105° e 125° sembra sovrainporsi su precedenti lineazioni caratterizzate da una componente di dip-slip minore (rake pari a 150°). Le discontinuità orientate N-S e NNE-SSO consistono di faglie estensionali pure ed affiorano esclusivamente all'interno della depressione morfologica compresa tra Capo Tindari, Barcellona e Tripi (vedi anche Billi et al., 2006). Queste strutture dislocano depositi del Pleistocene medio e sembrano confinate ad est (Barcellona) e ad ovest in corrispondenza dell'allineamento Tindari-Novara. Le discontinuità orientate NE-SO sono rappresentate da faglie normali pure ed affiorano lungo tutta l'area investigata. Le strutture appartenenti a questo set mostrano piani meno inclinati (talora con geometrie di tipo LANF) rispetto a quelle orientate NNE-SSO e spesso mostrano evidenze di attività sin-sedimentaria plio-pleistocenica.

Per quanto concerne il settore peloritano, l'analisi congiunta dei dati a terra con quelli offshore ha fornito un quadro strutturale esaustivo per questo segmento del sistema Eolie-Tindari-Letojanni. In generale, le strutture orientate NNE-SSO e N-S descrivono un'ampia depressione strutturale a forma di losanga (depressione Tindari-Barcellona-Tripi) caratterizzata da strutture tettoniche a movimento prevalentemente normale. Questa depressione appare confinata a NE dal sistema di faglie orientato NO-SE della Dorsale di Patti ed a SO dal sistema Tindari-Novara. Tenendo in considerazione il carattere transtensivo destro riscontrato sui segmenti di faglia NO-SE, sia lungo il sistema Tindari-Novara che in corrispondenza del complesso Lipari-Vulcano e, supponendo una cinematica simile per il sistema di faglie orientato NO-SE della Dorsale di Patti, basata anche sulle soluzioni focali dei terremoti (dato che una eventuale componente di strike-slip risulta difficile da determinare sulle sezioni sismiche), la depressione Tindari-Barcellona-Tripi potrebbe essere interpretata come una "releasing zone" compresa tra due segmenti transtensivi destri in sovrapposizione destra (Figura 11-1).

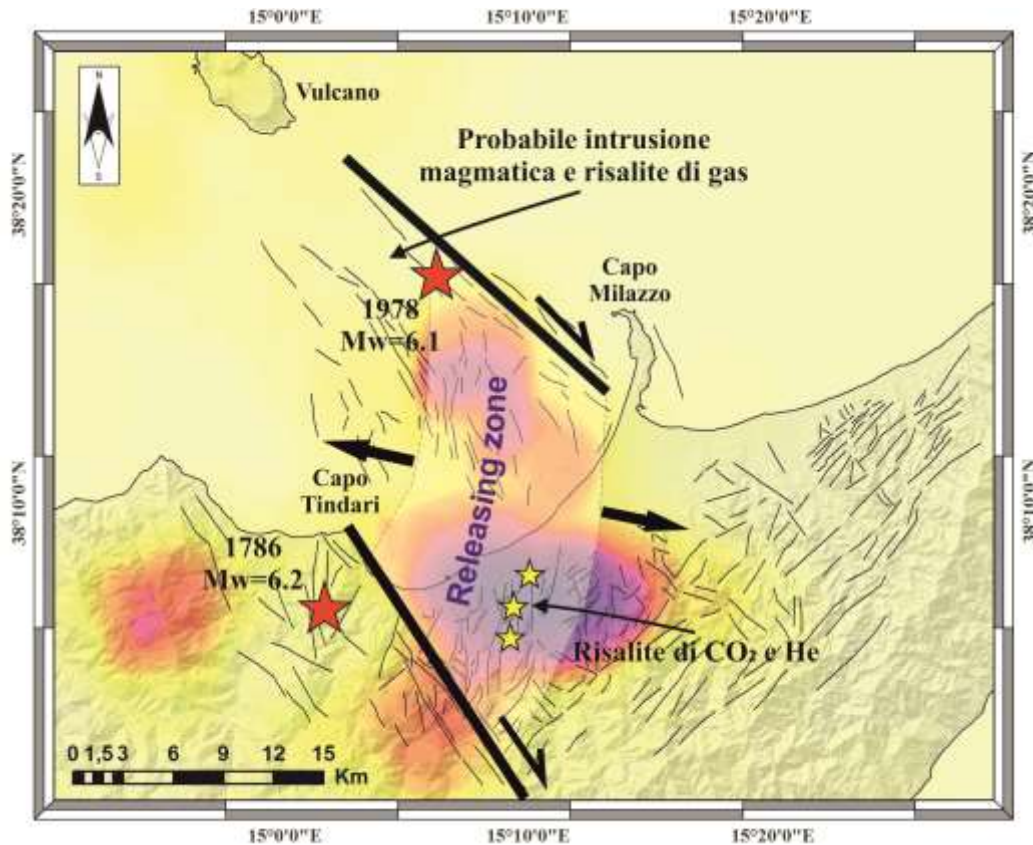


Figura 11-1. Configurazione strutturale di tipo “releasing step-over” tra faglie transverse destre. Sullo sfondo la mappa di densità dei terremoti occorsi nel periodo 1999-2014 (vedi sezione 8). I segmenti di faglia ad orientazione N-S/NNE-SSO, affioranti esclusivamente all’interno della depressione Tindari-Barcellona-Tripì (vedi anche Billi et al., 2006) e in parte nell’immediato offshore del Golfo di Patti, sembrano confinati all’interno di due sistemi di faglia principali ad orientazione NO-SE, corrispondenti al sistema Tindari-Novara a SO e a quello che borda il margine orientale (o occidentale) della Dorsale di Patti a NE. Qualora venisse confermata l’importanza strutturale di quest’ultimo e il suo carattere transensivo destro, come suggerito dai meccanismi focali, la depressione Tindari-Barcellona-Tripì potrebbe essere interpretata come una “releasing zone” compresa tra due segmenti transensivi destri in sovrapposizione destra. Le zone di releasing comprese tra segmenti di faglia maggiori, possono comportare assottigliamenti crostali e sono generalmente i luoghi in cui occorre una considerevole attività sismica a rilascio energetico relativamente minore (foreshock e aftershock), rispetto ai segmenti maggiori in over-step (Barka e Kadinsky-Cade, 1988; Kadinsky-Cade e Barka, 1989). Come suggerito dalla mappa di densità dei terremoti e dalla distribuzione degli eventi a maggiore rilascio energetico occorsi nell’area in tempi storici (1786, Mw=6.2; 1978, Mw=6.1, Rovida et al., 2011), sembra che la sismicità minore ($1 < M < 4.6$) occorra all’interno della zona di “releasing” mentre i terremoti più forti lungo le faglie principali. La presenza di gas e la probabile intrusione profonda di un corpo magmatico in prossimità della Dorsale di Patti, la risalita di gas di origine mantellica (CO_2 e He) all’interno della depressione Tindari-Barcellona-Tripì, l’elevato tasso di sismicità che caratterizza questi settori, sono tutti elementi con buona probabilità associabili all’attività del sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni e ai suoi compartimenti strutturali minori (pull-apart e releasing zone).

Anche se una correlazione diretta tra la fagliazione superficiale riscontrata sui profili sismici e la sismicità registrata (distribuita principalmente tra 5 e 15 km di profondità) risulta difficile da arguire (a causa della bassa penetrazione delle indagini sparker), la cinematica e il trend apparentemente contrastante fornito dalle soluzioni focali (Figura 8-3) potrebbe supportare

questa configurazione strutturale. Le strutture superficiali riscontrate nei profili sparker potrebbero essere interpretate come espressioni superficiali di strutture transtensionali profonde. Le zone di “releasing” comprese tra segmenti di faglia maggiori in sovrapposizione, possono comportare assottigliamenti crostali e sono generalmente i luoghi in cui occorre una considerevole attività sismica a rilascio energetico relativamente minore (foreshock e aftershock) rispetto ai segmenti maggiori in over-step (Barka e Kadinsky-Cade, 1988; Kadinsky-Cade e Barka, 1989). Infatti, come suggerito dalla mappa di densità dei terremoti prodotta per questo settore e dalla distribuzione degli eventi a maggiore rilascio energetico occorsi nell’area in tempi storici (1786, Mw=6.2; 1978, Mw=6,1, Rovida et al., 2011), sembra che la sismicità minore ($1 < M < 4.6$) occorra all’interno della zona di “releasing” mentre i terremoti più forti lungo le faglie principali (segmenti NO-SE Tindari-Novara e Dorsale di Patti, (Figura 11-1). Tra l’altro considerando la regressione lineare di Wells e Coppersmith (1994), i segmenti di faglia maggiori ad orientazione NO-SE presentano valori di lunghezza compatibili (compresa tra 12 e 20 km) con terremoti di magnitudo intorno a 6.

Come suggerito dai dati GPS (Palano et al., 2012), il sistema di faglie Eolie-Tindari-Letojanni rappresenta una delle discontinuità di primo ordine che hanno accomodato la migrazione verso sud-est dell’Arco Calabro-Peloritano. I segmenti principali a carattere transtensionale che compongono questa fascia di deformazione, danno talvolta luogo a sovrapposizioni di tipo pull-apart o releasing step over che possono costituire delle zone di apertura lungo le quali può avvenire la risalita di materiale di origine profonda. Come proposto da Giammanco et al., (2011) per la sismicità all’interno della depressione Tindari-Barcellona-Tripi, non è da escludere che parte dell’attività sismica registrata nel Golfo di Patti (specie quella di bassa magnitudo) sia da attribuire a meccanismi di rottura per sovrappressione di fluidi e/o all’intrusione attiva di corpi magmatici profondi (Belachew et al., 2013).

La genesi degli edifici vulcanici di Lipari e Vulcano, la presenza di gas (zone di wipe-out, linea sismica TT05) e la probabile intrusione profonda di un corpo magmatico in prossimità della Dorsale di Patti, la risalita di gas di origine mantellica (CO₂ e He) all’interno della depressione Tindari-Barcellona-Tripi, l’elevato tasso di sismicità che caratterizza questi settori, sono tutti elementi con buona probabilità associabili all’attività di questa fascia di deformazione transtensionale destra (ETL) e ai suoi compartimenti strutturali minori (pull-apart e releasing zone).

Ringraziamenti

Desidero ringraziare il prof. Carmelo Monaco per le innumerevoli opportunità di crescita che mi ha concesso in questo importante periodo della mia vita e per la fiducia che mi ha sempre attribuito, da diversi anni a questa parte. Ne farò tesoro e lo ricorderò sempre per questo.

Un ringraziamento particolare è rivolto al Dott. Giovanni Barreca, grande ricercatore e uomo dalle mille risorse. Persona umile ed estremamente capace. Fonte inesauribile di energia positiva. Pilastro indiscutibile della mia crescita scientifica e grande amico. Posso affermare con cognizione di causa che non avrei mai potuto avere un tutore migliore, da circa dieci anni a questa parte. A lui devo gran parte del mio essere geologo e non solo.

Ringrazio i miei fantastici co-tutori, il Dott. Mario Mattia (Ingv, Ct) e il Dott. Luciano Scarfi (Ingv, Ct), per avermi introdotto al mondo della geodesia e della sismologia, rispettivamente.

Ringrazio il prof Davide Iacopini (Università di Aberdeen) e il mitico Dott. nonché amico Paolo Paradisi (PGS, Londra) per avermi introdotto al mondo dell'esplorazione geofisica. Farò tesoro dei loro preziosi insegnamenti.

Desidero ricordare la cara prof Agata Di Stefano (Unict), il prof Luigi Ferranti (Unina), Fabrizio Pepe (Unipa), Salvatore Passaro (Cnr-Iamc, Na), Pierfrancesco Burrato (Ingv, Roma), Danilo Morelli (Uni-Ts) e tutti coloro che mi hanno aiutato nella stesura della tesi con suggerimenti, critiche ed osservazioni: a loro va la mia gratitudine.

Ringrazio tutti i miei amici. Quelli veri. Quelli che come me hanno bisogno semplicemente di osservare le bellezze della natura per trovare le risposte alle tante domande della vita. Quelli che silenziosamente, in cuor proprio, godevano dei miei momenti migliori e che mi hanno fornito l'energia necessaria per raggiungere questo importante traguardo.

Ringrazio la mia ragazza Laura, per la sua costante presenza e per avermi fornito il calore e l'affetto necessario. Certi traguardi non si raggiungono senza amore nel cuore.

Ringrazio il mio caro nonno Salvatore. Sarebbe stato felice oggi di vedere il suo nipotino appassionato della geologia così come lo era lui della scultura e della pittura.

Il ringraziamento più importante, infine, va a tutta la mia famiglia che mi ha dato l'amore e i mezzi necessari, per raggiungere questo importante obiettivo.

Bibliografia

- Agip, (1982). Carta Magnetica d'Italia, Scala 1:500.000 Foglio M. San Donato Milanese.
- Alvarez W., (1976). A former continuation of the Alps. Geological Society of American Bulletin, 87, pp 891-896.
- Alvarez, W., Cocozza, T., Wezel, F.C., (1979). Fragmentation of the Alpine orogenic belt by microplate dispersal. Nature 248, 309–314.
- Amodio-Morelli L., Bonardi G., Colonna V., Dietrich D., Giunta G., Ippolito F., Liguori V., Lorenzoni S., Paglionico A., Perrone V., Piccarreta G., Russo M., Scandone P., Zanettin-Lorenzoni E. & Zuppetta A. (1976) - L'Arco Calabro-peloritano nell'orogene appenninico-maghrebide. Mem. Soc. Geol. It., 17: 1-60.
- Argnani A. & Bonazzi C. (2005) - Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. Tectonics, 24, TC 4009, doi :10.1029/2004TC001656.
- Argnani, A., E. Serpelloni, e C. Bonazzi (2007), Pattern of deformation around the central Aeolian Islands: Evidence from multichannel seismics and GPS data, Terra Nova, 19, 317–323, doi:10.1111/j.1365-3121.2007.00753.x.
- Argnani, A., (2014). Comment on the article “Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy)” by Gallais et al., 2013 Tectonophysics. Tectonophysics 610,195–199. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.06.035>.
- Azzaro R., D'Amico S., Mostaccio A., Scarfi L., Tuve' T., Manni M., 2014, Terremoti con effetti macrosismici in Sicilia orientale nel periodo Gennaio 2009 - Dicembre 2013. QUADERNI DI GEOFISICA, 120.
- Ballantyne, C.K., (2002). Paraglacial geomorphology. Quaternary Science Reviews 21, 1935–2017.
- Barberi, F., Innocenti, F., Ferrara, G., Keller, J., Villari, L., (1974). Evolution of Aeolian Arc volcanism (southern Tyrrhenian Sea). Earth Planet. Sci. Lett. 21, 269–276.
- Barka, A. A. and Kadinsky-Cade, K. (1988). Strike-slip fault geometry in Turkey and its influence on earthquake activity. Tectonics. 7, 663-684.
- Barreca, G., V. Bruno, F. Cultrera, M. Mattia, C. Monaco and L. Scarfi (2014). New insights in the geodynamics of the Lipari-Vulcano area (Aeolian Archipelago, southern Italy) from geological, geodetic and seismological data, Journal of Geodynamics, 82, 150-167; <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2014.07.003>.
- Beccaluva, L., Gabbianelli, G., Lucchini, F., Rossi, P.L., Savelli, C., (1985). Petrology and K/Ar ages of volcanic dredged from the Aeolian seamounts: implications for geodynamic evolution of the southern Tyrrhenian basin. Earth Planet. Sci. Lett. 74, 187–208.
- Bello M., Franchino A. & Merlini S. (2000) – Structural model of Eastern Sicily. Mem. Soc. Geol. It., 55: 61-70.
- Ben-Avraham Z., Boccaletti M., Cello G., Grasso M., Lentini F., Torelli L. & Tortorici L. (1990) – Principali domini strutturali originatisi dalla collisione continentale neogenico-quadernaria nel Mediterraneo centrale. Mem. Soc. Geol. It., 45: 453-462.
- Bianchi F., Carbone S., Grasso M., Invernizzi G., Lentini F., Longaretti G., Merlini S. & Mostardini F. (1987)-Sicilia orientale: profilo geologico Nebrodi-Iblei. Mem. Soc. Geol. It., 38: 429-458.
- Biddle, K.T., Christie-Blick, N., (1985). Glossary--strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. In: Biddle, K.T., Christie Blick, N. (Eds.), Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation, Special Publication 37. Society of Economic Mineralogists, pp. 375.-386
- Billi A., Barberi G., Faccenna C., Neri G., Pepe F. & Sulli F. (2006) - Tectonics and seismicity of the Tindari 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, TC2006, doi:10.1029/2004TC001763.
- Bingham, C., (1974). An antipodally symmetric distribution on the sphere. *Ann. Stat.* 2 (6), 1201–1225.
- Boccaletti M. & Guazzone G. (1972) - Gli archi appenninici, il Mar Ligure e il Tirreno nel quadro della tettonica dei bacini marginali retro-arco. *Mem. Soc. Geol. It.*, 11: 201-216.
- Boccaletti M., Guazzone G. & Manetti P. (1977) - Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 162-199.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L. (1984) - The Calabrian Arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Mar. Geol.*, 55: 219-245.
- Boccaletti M., Nicolich R. & Tortorici L. (1990) - New data and hypothesis on the development of the Tyrrhenian basin. *Paleo. Paleo. Paleo.*, 77: 15-40.
- Boccaletti, M., G. Cello, and L. Tortorici, (1990). Strike-slip deformation as a fundamental process during the Neogene-Quaternary evolution of the Tunisian-Pelagian area, *Ann. Tecton.*, 4, 104–119.
- Bonardi G., Cello G., Perrone V., Tortorici L., Turco E. & Zuppetta A. (1982) - The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani arc in a semiquantitative palynospastic restoration. *Boll. Soc. Geol. It.*, 101: 259-284.
- Bonforte, A., e Guglielmino, F. (2008), Transpressive strain on the Lipari-Vulcano volcanic complex and dynamics of the La Fossa cone (Aeolian Islands, Sicily) revealed by GPS surveys on a dense network, *Tectonophysics* 457, 64–70.
- Boullin J.P. (1984) - Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrebides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, 25: 321-338.
- Bouillin J.P., Durand-Delga M. & Olivier P. (1986) - Betic-rifian and Tyrrhenian arcs: distinctive features, genesis and development stages. In: F.C. Wezel (Ed.) "The origin of Arcs", Elsevier: 281-304.
- Burollet P.F., Mugniot G.M. & Sweeney. (1978) - The geology of the Pelagian Block: the margins and basins of Southern Tunisia and Tripolitania. In: A. Nairn, W. Kanes & F.G. Stelhi (Ed.) "The Ocean Basins and Margins", Plenum Press, New York: 331-339.
- Carbonel, D., Gutiérrez, F., Linares, R., Roqué, C., Zarroca, M., Mc Calpin, J., Guerrero, J., Rodríguez, V., (2013). Differentiating between gravitational and tectonic faults by means of geomorphological mapping, trenching and geophysical surveys. The case of the Zenzano Fault (Iberian Chain, N Spain). *Geomorphology* 189, 93–108.
- Catalano R. & D'Argenio B. (1982). Schema geologico della Sicilia. In: R. Catalano & B. D'Argenio (Eds), "Guida alla geologia della Sicilia Occidentale". *Soc. Geol. It.*, 156 pp., Palermo.
- 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: 291-323.
- Catalano R., Franchino A., Merlino S. & Sulli A. (2000) – Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles. *Mem. Soc. Geol. It.*, 55: 5-16.
- Catalano S. & Di Stefano A. (1997) – Sollevamento e tettonogenesi Pleistocenica lungo il margine tirrenico dei Monti Peloritani: integrazione dei dati geomorfologici, strutturali e biostratigrafici. *Il Quaternario*, 10, 337-342.
- Catalano S. & De Guidi G. (2003) - Late Quaternary uplift of northeastern Sicily: relation with the active normal faulting deformation. *Journal of Geodynamics*, 36, 445-467.
- Catalano S., Monaco C., Tortorici L., Paltrinieri W. & N. Steel (2004) – Neogene-Quaternary tectonic evolution of the Southern Apennines. *Tectonics*, 23, in stampa. TC2003, doi: 10.1029/2003TC001512.
- Cello G., Tortorici L., Martini N. & Paltrinieri W. (1989) - Structural styles in the frontal zones of the Southern Apennines, Italy: an example from the Molise district. *Tectonics*, 8: 753-768.
- Channell J.E.T., Catalano R. & D'Argenio B. (1980) – Paleomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily. *Tectonophysics*, 61: 391-407.

- Channell J.E.T. (1986) - Paleomagnetism and continental collision in the Alpine Belt and the formation of late-tectonic extensional basins. In: M.P. Coward & A.C. Ries (Ed.), "Collision tectonics", Geological Society London Special Publication, 19: 261-284.
- Channell J.E.T. (1992) – Paleomagnetic data from Umbria (Italy): implications for the rotation of Adria and Mesozoic apparent polar wander paths. *Tectonophysics*, 216, 365-378.
- Channell J.E.T., Oldow J.S., Catalano R. & D'argenio B. (1990) – Paleomagnetically determined rotations in the western Sicilian fold and thrust belt. *Tectonics*, 9: 641-660.
- Chiarabba, C., Jovane, L., Di Stefano, R., (2005). A new view of Italian seismicity using 20 years of instrumental recordings. *Tectonophysics* 395 (34), 251–268.
- Chiarabba C., De Gori P., Speranza F. (2008) - The southern Tyrrhenian subduction zone. Deep geometry, magmatism and Plio-Pleistocene evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 268, 408-423, doi:10.1016/j.epsl.2008.01.036.
- Cifelli, F., Mattei, M., Rossetti, F., (2007) b. Tectonic evolution of arcuate mountain belts on top of a retreating subduction slab: the example of the Calabrian Arc. *J. Geophys. Res.* 112, B09101. doi:10.1029/2006JB004848.
- Cinque A., Patacca E., Scandone P. & Tozzi M. (1993) - Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures. *Annali di Geofisica*, 36: 249-259.
- Cotton, W.R., (1999). Faults aren't always what they're cracked up to be. In: Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A., Lettis, W.R. (Eds.), *Techniques for Identifying Faults and Determining their Origins: U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, contract report NUREG/CR-5503*, pp. A-29–A-50.
- Crisci, G.M., Delibrias, G., De Rosa, R., Mazzuoli, R., Sheridan, M.F., (1983). Age and petrology of the Late-Pleistocene brown tuffs on Lipari, Italy. *Bull. Volcanol.* 46,381–391.
- Crisci, G.M., De Rosa, R., Esperanca, S., Mazzuoli, R., Sonnino, M., (1991). Temporal evolution of a three component system: the island of Lipari (Aeolian Arc, southern Italy). *Bull. Volcanol.* 53, 207–221.
- Colantoni P., Cuppari A., Gabbianelli G., Morelli D., (2001). The Milazzo Canyon and its mid-slope depositional wedge on the Northern Sicilian Continental margin (Tyrrhenian Sea). *GeoActa*, v. 2001-2002, pp 15-26. Bologna.
- Cuppari, A., Colantoni, P., Gabbianelli, G., Morelli, D., Alparone, R., (1999). Assetto ed evoluzione morfostrutturale dell'area marina compresa tra il margine della Sicilia settentrionale e le Isole Eolie (Golfo di Patti). *Atti AIOL XIII*,137–149.
- 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: 10.1029/2004JB002998
- De Astis, G., Frazzetta, G., La Volpe, L., (1989). I depositi di riempimento della Caldera del Piano e i depositi della Lentia. *Boll. Gruppo Nazionale Vulcanol.* 2,763–778.
- De Astis, G., Ventura, G. and Vilaro, G., (2003). Geodynamic significance of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea, Italy) in light of structural, seismological, and geochemical data. *Tectonics*, 22, 4, doi:10.1029/2003TC001506.
- De Astis, G., Lucchi, F., Dellino, P., La Volpe, L., Tranne, C.A., Frezzotti, M.L., Peccerillo, A., (2013). Geology, volcanic history and petrology of Vulcano (central Aeolian Archipelago). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C.A., Rossi, P.L. (Eds.), *The Aeolian Islands Volcanoes*, vol. 37. Geological Society, London, Memoirs, London, pp. 281–348.
- De Guidi G., Lanzafame G., Palano M., Puglisi G., Scaltrito A., Scarfi L. (2013) - Multidisciplinary study of the Tindari Fault (Sicily, Italy) separating ongoing contractional and extensional compartments along the active Africa–Eurasia convergent boundary. *Tectonophysics*, in print.

- De Ritis, R., D. Ravat, G. Ventura, and M. Chiappini, 2013, Curie isotherm depth from aeromagnetic data constraining shallow heat source depths in the central Aeolian Ridge (Southern Tyrrhenian Sea, Italy), *Bull. Volcanol.*, 75, 710-xxx, DOI 10.1007/s00445-013-0710-9.
- Dewey J.F., Pitman W.C., Ryan W.B.F. & Bonnin J. (1973) - Plate tectonics and the evolution of the alpine system. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 3137-3180.
- Dewey J.F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.H.W. & Knott S.D. (1989) - Kinematics of the western Mediterranean. In: M.P. Coward, D. Dietrich & R.G. Park (Ed.), "Alpine Tectonics", Geological Society London Special publication, 45: 265-283.
- Dogliani C., Innocenti F. & Mariotti G. (2001) - Why Mt Etna? *Terra Nova*, 13: 25-31.
- Dramis F. (1996). Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde. *Boll. Soc. Geol. It.*, 103, 681-687.
- Ego, F., Sébier, M., Carey-Gailhardis, E., Beate, B., (1996). Do the Billecocha normal faults (Ecuador) reveal extension due to lithospheric body forces in the northern Andes? *Tectonophysics* 265, 255-273.
- Fabbi A., Gallignani P. & Zitellini N.(1981)-Geologic evolution of the peri-Tyrrhenian Basins. In: F.C Wezel (Ed.): "Sedimentary Basins of the Mediterranean Margin". Tecnoprint, pp. 101-126, Bologna.
- 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: 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, 809-820, doi:10.1046/j.0956-540x.2001.01435.x.
- Faccenna C., Piromallo C., Crespo-Blanc A., Jolivet L., Rossetti F. (2004) - Lateral slab deformation and the origin of western Mediterranean arcs. *Tectonics*, 23, TC1012, doi: 10.1029/2002TC001488.
- Favalli, M., Karatson, D., Mazzuoli, R., Pareschi, M.T., Ventura, G., (2005). Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian Archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bull. Volcanol.* 68, 157-170.
- Fenton, C.H., (1999). Glacio-Isostatic (Postglacial) faulting criteria for recognition. In: Hanson, K.L., Kelson, K.I., Angell, M.A., Lettis, W.R. (Eds.), *Techniques for Identifying Faults and Determining their Origins: U.S. Nuclear Regulatory Commission, Washington, contract report NUREG/CR-5503*, pp. A-51-A-99.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A., Dai Pra G., Mastronuzzi G., Monaco C., Orru' P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sanso' P., & Verrubbi V. (2006) - The last glacial sea-level high stand along the coast of Italy. Tectonic implication. Contribution from the 32nd IGC, Editorial *Quat. Internat.* 145-146, 30-54.
- Finetti I. (1982) - Structure, stratigraphy and evolution of Central Mediterranean. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 24: 247-312.
- Finetti I.R. & Del Ben A. (1986) – Geophysical study of the Tyrrhenian opening. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 28 pp. 75-156.
- Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Del Ben A. (1996) – Il sistema Appennino meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo centrale: studio geologico-geofisico. *Mem. Soc. Geol. It.*, 115: 529-559.
- Frazzetta, G., Lanzafame, G., Villari, L., (1982). Deformazioni e tettonica attiva a Liparie Vulcano (Eolie). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 24, 293-297.
- Frepoli A., Selvaggi G., Chiarabba C., Amato A. (1996) - State of stress in the Southern Tyrrhenian Subduction Zone from fault-plane solutions. *Geophys. J. Int.*, 125, 879-891, doi: 10.1111/j.1365-246X.1996.tb06031.x.
- Gabbianelli G., Tramontana M., Colantoni P. & Fanucci F.(1996) - Lineamenti morfostrutturali e sismostratigrafici del Golfo di Patti (margine nord siciliano). In: F.M. Faranda & P. Povero (Eds.): "Data Report". *Eocumm95, Conisma*, pp. 443-453.

- Galadini, F., (2006). Quaternary tectonics and large-scale gravitational deformations with evidence of rock-slide displacements in the Central Apennines (central Italy). *Geomorphology* 82, 201–228.
- Gallais, F., Graindorge, D., Gutscher, M.A., Klaeschen, D., (2013). Propagation of a lithospheric tear fault (STEP) through the western boundary of the Calabrian accretionary wedge offshore eastern Sicily (Southern Italy). *Tectonophysics* 602, 141–152. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.12.026>.
- Gamberi F, Rovere M (2010). Mud diapirs, mud volcanoes and fluid flow in the rear of the Calabrian Arc Orogenic Wedge (southeastern Tyrrhenian sea). *Basin Res* 22:452±464. doi:10.1111/j.1365-2117.2010.00473.x
- Ghisetti F. (1979) - Evoluzione neotettonica dei principali sistemi di faglie della Calabria centrale. *Bollettino Società Geologica Italiana*, 98, 387-430.
- Giammanco, S., Palano, M., Scaltrito, A., Scarfi, L., Sortino, F., (2011). Possible role of fluid overpressure in the generation of earthquake swarms in active tectonic areas: The case of the Peloritani Mts. (Sicily, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 178, 795–806.
- Giardini, D., Woessner, J. et al. 2013. Seismic Hazard Harmonization in Europe (SHARE), <http://doi.org/10.12686/SED-00000001-SHARE>
- Gilbert, (1877). Report on the Geology of the Henry Mountains, Department of the Interior, USGS of the Rocky Mountain Region.
- Gillot, P.Y., (1987). Histoire volcanique des îles Eoliennes; arc insulaire ou complexe orogénique annulaire? *Doc. Trav. IGAL* 14, 35–42.
- Gioncada, A., Sbrana, A., (1991). ‘La Fossa caldera’, Vulcano: inferences from deep drillings. *Acta Vulcanol.* 1, 115–126
- Gioncada, A., Mazzuoli, R., Bisson, M., Pareschi, M.T. (2003). Petrology of volcanic products younger than 42 ka on the Lipari–Vulcano complex (Aeolian Islands, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 122, 191–220.
- Giunta G. (1985) - Problematiche ed ipotesi sul Bacino Numidico nelle Maghrebidi siciliane. *Boll. Soc. Geol. It.*, 104:239-256.
- 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.
- Govers, R., Wortel, M.J.R., (2005). Lithosphere tearing at STEP faults: response to edges of subduction zones. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 505–523.
- Grasso M., & Reuther C.D. (1988) – The western margin of the Hiblean plateau: a neotectonic transform system on the SE Sicilian foreland. *Ann. Tect.* 2, 107-120.
- Gudmundsson, A., (2008). Magma-chamber geometry, fluid transport, local stresses, and rock behavior during collapse caldera formation. In: Gottsmann, J., Marti, J. (Eds.), *Caldera Volcanism: Analysis, Modeling, and Response*. Elsevier, Amsterdam, The Netherlands, pp. 314–346.
- Guegen, E., Doglioni, C., Fernandez, M., (1998). On the post 25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics* 298, 259–269.
- Guerrera F., Martín-Algarra A. & Perrone V. (1993) - Late Oligocene-Miocene syn-/late-orogenic successions in Western and Central Mediterranean Chains from the Betic Cordillera to the Southern Apennines. *Terra Nova*, 5: 525- 544.
- Haccard D., Lorenz C. & Grandjaquet C. (1972) - Essai sur l'évolution tectogénétique de la liaison Alpes-Apennines (de la Ligurie à la Calabre). *Mem. Soc. Geol. It.*, 11: 309-381.
- Jackson C. A., Magee C., Schofield N., Golenkov B. (2013). Seismic Expression and Petroleum System Implications of Igneous Intrusions in Sedimentary Basins: Examples from Offshore Australia. *Search and Discovery Article #10483*.
- Jacques E., Monaco C., Tapponnier P., Tortorici L. & Winter T. (2001) - Faulting and earthquake triggering during the 1783 Calabria seismic sequence. *Geophys. J. Int.*, 147, 499-516.

- Kadinsky-Cade, K., and A. Aykut Barka, (1989). Effects of restraining bends on the rupture of strike-slip earthquakes, U.S. Geol. Surv. Open-File Rep. 89-315, 181-192.
- Kastens K., Mascle J., Auroux C., Bonatti F., Broglia C., Channell J., Curzi P., Emeis K., Glacong., Hasegawa S., Hieke W., Mascle G., McCoy F., McKenzie J., Mendelson J., Muller C., Rehault J.P., Robertson A., Sartori R., Sprovieri R. & Torii M. (1986) - A microcosm of ocean basin evolution in the Mediterranean. *Nature*, 321.
- Keller, J., (1980). The island of Vulcano. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* 36, 369–414.
- Keller, J., (1982). Mediterranean island arcs. In: Thorpe, R.S. (Ed.), *Andesites*. JohnWiley, Hoboken, NJ, pp. 307–325.
- 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 Vulcanologica*, 9: 113-120.
- Lentini F. & Vezzani L. (1978) - Tentativo di elaborazione di uno schema strutturale della Sicilia orientale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 19: 495-500.
- Lentini F., Carbone S., Catalano S. & Monaco C. (1990) - Tettonica a thrust neogenica nella Catena appenninico-maghebide: esempi dalla Lucania e dalla Sicilia. *Studi Geologici Camerti, Vol. Speciale*, 19-26.
- 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., Catalano S., & Carbone S. (1996) - The External Thrust System In Southern Italy: A Target For Petroleum Exploration. *Petroleum Geoscience*, 2, 333–342
- 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. (2006) - Collisional and post collisional tectonics of the Apenninic-Maghrebian orogen (southern Italy). *Geological Society of America Special Paper*, 409, 57-81.
- Lentini F., Carbone S., Di Stefano A., Guarnieri P. (2004) – A multidisciplinary approach to the reconstruction of the Quaternary evolution of the Messina Strait area. In Pasquarè G., Venturini C., GropPELLI G. (Ed.), *Mapping Geology in Italy*, Apat, S.El.Ca., Firenze, 43-50.
- Locardi, E., Nappi, G., (1979). Tettonica e vulcanismo recente nell'isola di Lipari (implicazioni geodinamiche). *Boll. Soc. Geol. It.* 98, 447–456
- Locardi E. (1986) - Tyrrhenian volcanic arcs: volcanotectonics, petrogenesis and economic aspects. In: Wezel F.C (Ed.), "The origin of the arcs", Elsevier, Amsterdam: 351-373.
- Lucchi, F., (2013). Stratigraphic methodology for the geological mapping of volcanic areas: insights from the Aeolian Archipelago (southern Italy). In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C.A., Rossi, P.L. (Eds.), *The Aeolian Islands Volcanoes*, vol. 37. Geological Society, London, *Memoirs*, pp. 37–53.
- Magee C, Hunt-Stewart E, Jackson CA-L, 2013, Volcano growth mechanisms and the role of sub-volcanic intrusions: Insights from 2D seismic reflection data, *Earth And Planetary Science Letters*, Vol: 373, Pages: 41-53, ISSN: 0012-821X.
- Malgot J. (1977). Deep-seated gravitational slope deformations in neo volcanic mountain ranges of Slovakia. *Bull. IAEG*, 16, 106–109.
- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan (1986), Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere, *Tectonics*, 5(2), 227–245, doi:10.1029/TC005i002p00227.
- Mariotti, G., Capotorti, F., (1988). Analisi ed interpretazione di alcuni elementi tettonici recenti nella media valle del Salto (Rieti). *Rend. Soc. Geol. It.* 11, 79–84.
- Marrett, R., Allmendinger, R.W., (1990). Kinematic analysis of fault-slip data. *J. Struct.Geol.* 12, 973–986.
- Mattei, M., Petrocelli, V., Lacava, D., Schiattarella, M.,(2004). Geodynamic implications of Pleistocene ultrarapid vertical-axis rotations in the Southern Apennines, Italy. *Geology* 32 (9), 789–792.

- Mattia M., Palano M., Bruno V., Cannavò F. (2009) - Crustal motion along the Calabro-Peloritan Arc as imaged by twelve years of measurements on a dense GPS network. *Tectonophysics*, 476, 528-537, doi:10.1016/j.tecto.2009.06.006.
- Mazzuoli R., Tortorici L. & Ventura G. (1995) - Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano islands, (Aeolian Islands, Southern Italy). *Terra Nova*, 7, 444-452.
- Mitchum R.M, Vail, P.R. & Sangree J.B (1977) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6, stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. PAYTON (Ed.): "Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration". AAPG Memoir, 26: 117-133.
- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori & L. Costa M. (1996) - From collisional to rifted basins: an example from the southern Calabrian arc (Italy). *Tectonophysics*, 266, 233-249.
- Monaco C. & Tortorici L. (2000) - Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *J. Geodynamics*, 29, 407- 424.
- Mostardini F. Merlini S. (1986) - Appennino centro-meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 35: 177-202.
- Moussat E., Angelier J., Mascle G. & Rehault J.P. (1986) - L'ouverture de la Mer Tyrrhénienne et la tectonique de faille néogène quaternaire en Calabre. *Giorn. Geol.*, 48: 63-75.
- Neri G., Barberi G., Oliva G., Orecchio B. (2005) - Spatial variations of seismogenic stress orientations in Sicily, South Italy. *Phys. Earth Planet. In.* 148, 175-191, doi: 10.1016/j.pepi.2004.08.009.
- Neri, G., A.M. Marotta, B. Orecchio, D. Presti, C. Totaro, R. Barzaghi, AndA. Borghi (2012), How lithospheric subduction changes along the CalabrianArc in southern Italy: Geophysical evidences, *Int. J. Earth Sci.*, doi:10.1007/s00531-012-0762-7, in press.
- Nicolich R. (1989) - Crustal structures from seismic studies in the frame of the european geotraverse (southern segment) and CROP projects. In: A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo & G.B. Vai (Ed.), "The lithosphere in Italy. Advances in earth science research", *Acc. Naz. dei Lincei, Atti Conv. Lincei*, 80: 41-61.
- Nicolich R., Laigle M., Hirn A., Cernobori L., & Gallart J. (2000) - Crustal structure of the Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics*, 329, 121 – 139.
- Ogniben L. (1960) - Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale. *Riv. Min. Sic.*, 64-65: 183-222.
- Ogniben L. (1969) - Schema introduttivo alla geologia del Confine calabro-lucano. *Mem. Soc. Geol. It.*, 8: 453-763.
- Ogniben L. (1973) - Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni. *Geol. Romana*, 12: 243-585.
- Ogniben L. (1985) – Relazione sul modello geodinamico “conservativo” della regione italiana. ENEA, Roma, 357 pp.
- 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. *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, b07401, doi:10.1029/2012jb009254.
- Patacca E., Sartori R., Scandone P. (1990) - Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: Kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 45, 425-451.
- Peacock, D.C.P., (2001). The temporal relationship between joints and faults. *J. Struct. Geol.* 23, 329–341.
- Peacock, D.C.P., Zhang, X., (1994). Field examples and numerical modelling of oversteps and bends along normal faults in cross section. *Tectonophysics* 234, 147 167.
- Peccerillo, A., Frezzotti, M.L., De Astis, G., Ventura, G., (2006). Modeling the magm aplumbing system of Vulcano (Aeolian Islands, Italy) by integrated fluid inclusion geo-barometry, petrology and geophysics. *Geology* 34, 17–20.
- Piromallo C., Morelli A. (2003) - P wave tomography of the mantle under the Alpine-Mediterranean area. *J. Geophys. Res.*, 108(B2), 2065, doi:10.1029/2002JB001757.

- Polonia A., Torelli L., Mussoni P., Gasperini L., Artoni A., Klaeschen D. (2011) - The Calabrian Arc subduction complex in the Ionian Sea: Regional architecture, active deformation, and seismic hazard. *Tectonics*, 30, TC5018, doi:10.1029/2010TC002821.
- 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 CMT dataset from 1977 to the present. *Phys. Earth Planet. In.*, 159, 286-303, doi:10.1016/j.pepi.2006.07.008.
- Rehault J.P., Moussat E., Fabbri A. (1987) - Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin. *Mar. Geol.*, 74: 123-150.
- Ricchetti, G. e F. Mongelli (1980). Flessione e campo gravimetrico della micropiastra apula, *Boll. Soc. Geol. It.*, 99, 431-436.
- 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.
- Rosenbaum G., Gasparon M., Lucente F. P., Peccerillo A., Miller M. S. (2008) - Kinematics of slab tear faults during subduction segmentation and implications for Italian magmatism. *Tectonics*, 27, TC2008, doi:10.1029/2007TC002143.
- Roure F., Howell D.G., Muller C. & Moretti I. (1990) – Late Cenozoic subduction complex of Sicily. *J. Struct.Geol.*, 12: 259-266.
- Roure F., Casero P. & Vially R. (1991) - Growth processes and melange formation in the southern Apennines accretionary wedge. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 102: 395-412.
- Rovida, A., Camassi, R., Gasperini, P., Stucchi, M., (2011): CPTI11, the 2011 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes. INGV, Milano, Bologna, <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>, DOI:10.6092/INGV.IT-CPTI11.
- Scandone P. (1979) - Origin of the Tyrrhenian Sea and Calabrian Arc. *Boll. Soc. Geol. It.*, 98: 27-34.
- Scandone P., Giunta G. & Liguori V. (1977) - The connection between the Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and Sicily. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13: 317-323.
- Scandone P., Patacca E., Radoicic R., Ryan W.B.F., Cita M.B., Rawson M., Chezar H., Miller E., Mckenzie J., Rossi S. (1981) - Mesozoic and Cenozoic rocks from Malta Escarpment (Central Mediterranean). *A.A.P.G. Bull.*, 65, 1299-1319
- Scandone P. (1982) - Structure and evolution of the Calabrian Arc. *Earth Evolution Sciences*, 3: 172-180.
- Scarfi L., Langer H., Scaltrito A. (2009) - Seismicity, seismotectonics and crustal velocity structure of the Messina Strait (Italy). *Phys. Earth Planet. In.*, 177, 65-78, doi: 10.1016/j.pepi.2009.07.010.
- Scarfi, L., Messina, A., Cassisi, C., (2013). Sicily and Southern Calabria focal mechanism database: a valuable tool for the local and regional stress field determination. *Ann. Geophys.* 56 (1), D0109, <http://dx.doi.org/10.4401/ag-6109>.
- Scheepers P.J.J., Langereis C.G., & Hilgen F. (1993) – Counterclockwise rotations in the southern Apennines during the Pleistocene: paleomagnetic evidence from the Matera area. *Tectonophysics*, 225, 379-410.
- Scicchitano G., Spampinato C., Ferranti L., Antonioli F., Monaco C., Capano M., Lubritto C. (2011) – Uplifted Holocene shorelines at Capo Milazzo (NE Sicily, Italy): evidence of co-seismic and steady-state deformation. *Quaternary International*, 232, 201-213, doi: 10.1016/j.quaint.2010.06.028.
- Sibson, R.H., (1989). Earthquake faulting as a structural process. *Journal of Structural Geology* 11, 1-14.
- Silverman, B.W., (1986). *Density Estimation for Statistics and Data Analysis*. Chapman and Hall, New York.
- Soldati M. (2004). Deep-seated gravitational slope deformation In *Encyclopedia of Geomorphology*. A cura di Goudie A. S., pp. 226–228. Routledge.
- Stewart, I.S., Sauber, J., Rose, J., (2000). Glacio-seismotectonics: ice sheets, crustal deformation and seismicity. *Quaternary Science Reviews* 19, 1367–1389.

- Tansi, C., F.Muto, S. Critelli, and G. Iovine, 2007, Neogene-Quaternary strike-slip tectonics in the central Calabrian Arc (southern Italy): *Journal of Geodynamics*, v. 43/3, p. 393-414.
- Tapponnier P. (1977) - Evolution du système Alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrasement rigide-plastique. *Bull Soc. Géol. France*, 7: 437-460.
- Tortorici L. (1983) – Lineamenti Geologico-Strutturali dell’Arco Calabro-Peloritano. *Rend. SIMP*, 38: 927-940.
- Tortorici L., Monaco C., Tansi C., Cocina O. (1995) - Recent and active tectonics in the Calabrian Arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243, 37-49.
- Trincardi F. & Field M.E. (1991) - Geometry, lateral variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: Eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, LXI (5), 775-790.
- Vail P.R., Audermard F., Bowman S.A., Eisner P.N. & Perez-Cruz G. (1991) - The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentation, an overview. In: G. Einsel. W. Ricken & A. Seilacher (Eds.): “Cycles and Events in Stratigraphy”. Berlin, Springer – Verlag, pp. 617-659.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubb J.N. & Hatlelid W.G. (1997) - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: C.E. PAYTON (Ed): ”Seismic Stratigraphy applications to hydrocarbon exploration “. AAPG Memoir. 26: 49-50.
- Van Dijk, J.P. and Okkes, F.W.M., (1990). The analysis of shear zones in Calabria; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean. *Riv. Ital. Stratigr. Paleontol.*, 96 (2-3): 241-270.
- Van Dijk, J.P. and Okkes, F.W.M., (1991). Neogene tectonostratigraphy and kinematics of Calabrian Basins; implications for the geodynamics of the Central Mediterranean, *Tectonophysics*, 196: 23 -60..
- Van Dijk, J. P., et al. (2000), A regional structural model for the northern sector of the Calabrian Arc (southern Italy), *Tectonophysics*, 324(4), 267–320, doi:10.1016/S0040-1951(00)00139-6.
- Ventura, G., (1994). Tectonics, structural evolution and caldera formation on Vulcano Island (Aeolian Archipelago, southern Tyrrhenian Sea). *J. Volcanol. Geoth. Res.*60, 207–224.
- Ventura, G., Vilardo, G., Milano, G., Pino, N.A., (1999). Relationship among crustal structure, volcanism and strike-slip tectonics in the Lipari–Vulcano volcanic complex (Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Phys. Earth Planet. Inter.* 116,31–52.
- Ward NS, (1994). Constraints on the seismotectonics of the central Mediterranean from Very Long Baseline Interferometry. *Geophys. J. Int.*, 117, 441-452.
- Wells, D.L., Coppersmith, K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 84, 974–1002.
- Westaway R. (1993) - Quaternary uplift of Southern Italy. *J. Geophys. Res.*, 98, 21741- 21772.
- Wezel F.C. (1985) - Structural features and basin tectonics of the Tyrrhenian Sea. In: D.J. Stanley & F.C. Wezel (Ed.), “Geological evolution of the Mediterranean Basin”, Springer-Verlag, New York: 153-194.
- Williams D.F., Thunel R.C., Tappae., Rio D. & Raffi I. (1988) – Chronology of the Pleistocene oxygen isotope record, 0-1,88 M.yr: B.P. *Palaeogeography. Palaeoclimatology, Palaeoecology*,61: 221-240.
- Yin P., Bernè S., Vagner P., Loubrieu & Liu B.Z. (2003) – Mud volcanoes at the shelf margin of the East China Sea. *Marine Geology*, 194: 135-149.
- Wortel M.J.R. & Spakman W. (2000) - Subduction and slab detachment in the Mediterranean-Carpathian region. *Science*, 290, 1910-1917.
- Zane R. Jobe, Donald R. Lowe, Steven J. Uchtyl, (2011). Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Marine and Petroleum Geology. Marine and Petroleum Geology*, 28, pp 843-860.