

ALMA MATER STUDIORUM A.D. 1088
UNIVERSITÀ DI BOLOGNA

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea in Scienze Geologiche

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Relazione di Laurea

Studio batimorfologico e sismostratigrafico
di un settore sommerso tra Lipari e Salina

Candidato:
Domenico Landro

Relatore:
Prof. Claudia Romagnoli

Correlatore:
Dott. Alessandro Ricchi

Sessione Ottobre 2017
Anno Accademico 2016-2017

INDICE

Introduzione	Pag.2
Capitolo 1: Inquadramento geologico	Pag.3
1.1: Le Isole Eolie	Pag.3
1.2: Storia eruttiva di Lipari e Salina	Pag.4
1.3: Caratteristiche del settore sommerso.	Pag.7
Capitolo 2: Dati e metodi di indagine	Pag.9
2.1: Introduzione alla prospezione sismica a riflessione in mare	Pag.9
2.2: Elaborazione e posizionamento dei profili sismici	Pag.10
Capitolo 3: Risultati	Pag.13
3.1: Caratteristiche bati-morfologiche del Canale di Lipari-Salina	Pag.14
3.2: Analisi sismo acustica	Pag.16
Capitolo 4: Considerazioni conclusive	Pag.23
Bibliografia	Pag.25

Introduzione

Negli ultimi decenni l'acquisizione di dati batimetrici multibeam ha migliorato la conoscenza delle aree vulcaniche sottomarine in tutto in mondo (Lenat et al. 1989; Masson et al. 2002; Mitchell et al. 2002; Oehler et al. 2008; Llanes et al. 2009; Sakellariou et al. 2010). In particolare, nel corso degli ultimi anni, nell'arcipelago delle Eolie sono state mappate le porzioni sottomarine degli edifici vulcanici con un miglior grado di dettaglio grazie all'acquisizione di batimetrie multibeam (Romagnoli et al., 2013).

Il lavoro di questa tesi è incentrato sullo studio batimorfologico e stratigrafico, attraverso l'analisi di dati ricavati da sezioni sismiche ad alta risoluzione, di un'area sommersa dell'arcipelago eoliano, situata nel settore centrale dello stesso e, più precisamente, tra le isole di Lipari e Salina (Canale di Lipari e Salina "CLS", Fig. 1). Si tratta di una delle rare aree bacinali riconoscibili sui fianchi sommersi di tali edifici vulcanici, lungo i quali l'elevata acclività generalmente non consente il deposito di grandi spessori di sedimento vulcanoclastico, ma più spesso ne favorisce la rimobilizzazione verso la base degli apparati. Lo studio del settore sommerso in esame è stato inquadrato nell'ambito dell'evoluzione dei due edifici vulcanici di Salina e Lipari e dei movimenti verticali del settore a scala sia regionale che locale.

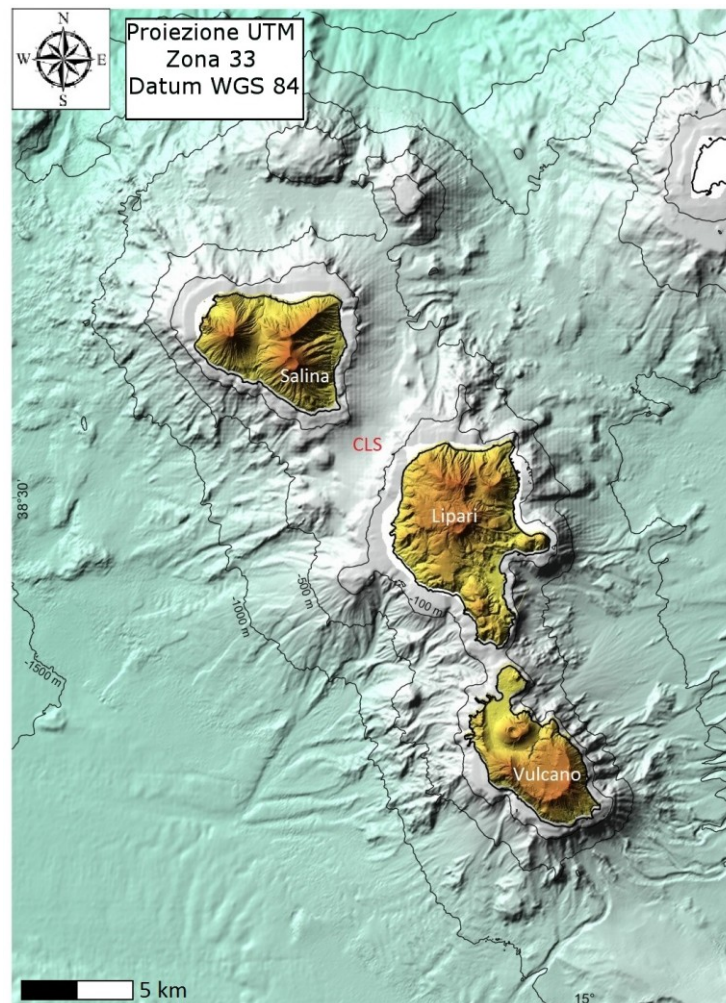


Fig. 1: Carta batimetrica del settore centrale delle isole Eolie, comprendente le isole di Salina, Lipari e Vulcano. Nel riquadro è indicata l'area di studio (CLS: Canale Lipari-Salina; da Romagnoli et al., 2013).

1. Inquadramento geologico

1.1 Le isole Eolie

Le Isole Eolie sono un arcipelago di origine vulcanica composto da 7 isole (Alicudi, Filicudi, Lipari, Panarea, Salina, Stromboli e Vulcano, Fig. 1.1) e diversi *seamounts* situato nel Mar Tirreno meridionale. Le isole sono emerse dal mare durante il tardo Pleistocene (Lucchi et al., 2013), e da allora l'attività vulcanica alternata a processi erosivi le hanno più volte modificate nelle dimensioni e nell'aspetto.

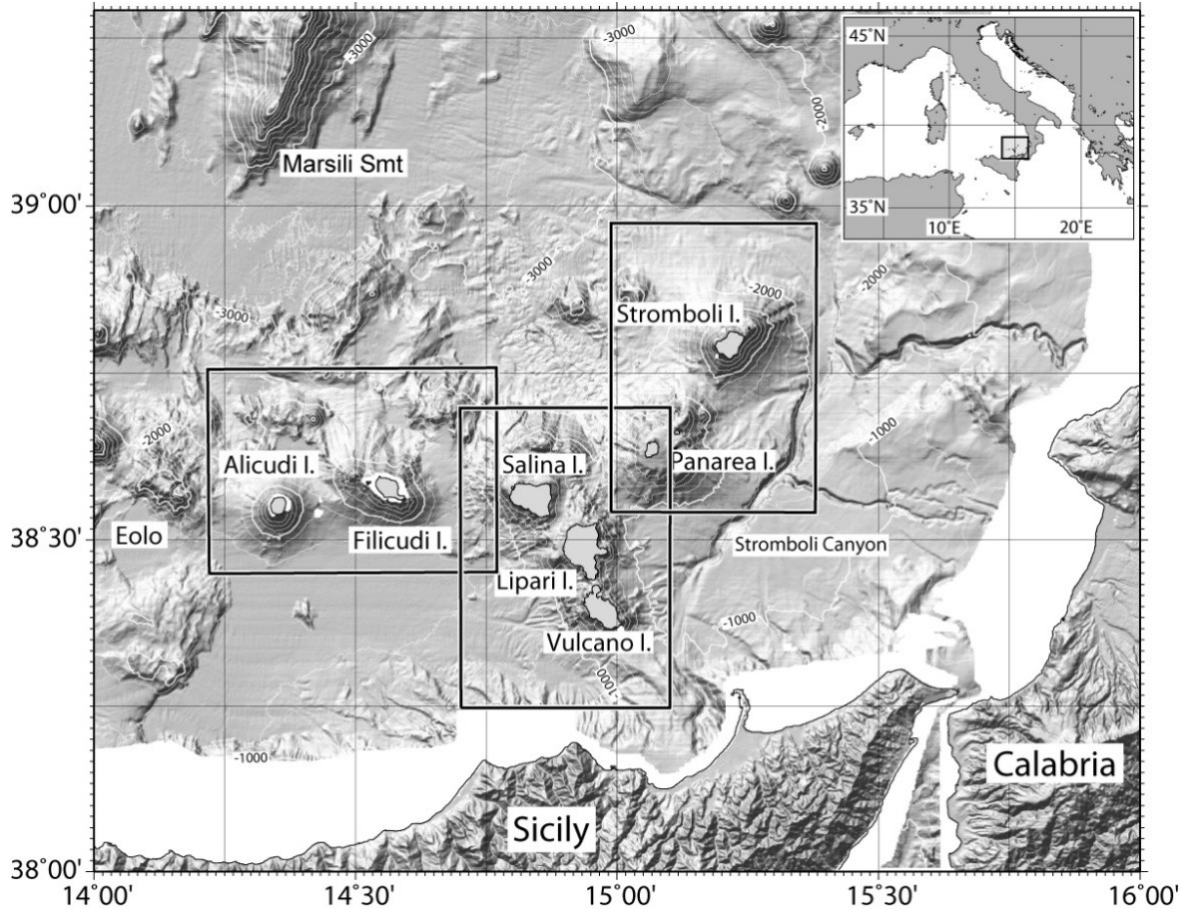


Fig. 1.1: Inquadramento geografico delle Isole Eolie, con indicazione dei tre settori in cui è stato suddiviso l'arcipelago (settore ovest: Alicudi e Filicudi; settore centrale: Vulcano, Lipari e Salina; settore est: Panarea e Stromboli).

L'arcipelago eoliano può essere suddiviso in tre settori (Fig. 1.1) con diverso sviluppo:

- **Settore Orientale:** In questo settore gli edifici vulcanici di Panarea e Stromboli formano una struttura vulcanica allineata per circa 45 km con orientazione NE-SO, analoga a quella del sistema di faglie regionale principale (Ventura, 2013 e riferimenti contenuti).

- **Settore Centrale:** Il settore centrale comprende le isole di Vulcano, Lipari e Salina. Gli edifici vulcanici sono disposti in direzione NNO-SSE secondo un'orientazione preferenziale che segue il sistema di faglie regionale "Tindari-Letojanni" (Ventura, 2013).
- **Settore Occidentale:** Questo settore è formato dagli edifici vulcanici di Alicudi e Filicudi. Il primo ha forma subconica e sviluppo radiale, mentre il secondo mostra una direzione principale di sviluppo ONO-ESE, in concordanza con il lineamento tettonico principale a livello regionale ("Sisifo-Alicudi", Bortoluzzi et al., 2010).

1.2 La storia eruttiva di Lipari e Salina

Le isole di Lipari e Salina hanno una articolata storia eruttiva, durante la quale si sono alternate diverse fasi eruttive e periodi di quiescenza. Di seguito vengono sintetizzati i principali stadi di sviluppo (da Forni et al., 2013 e Lucchi et al., 2013):

- **Lipari:** l'isola di Lipari è la più grande per estensione tra tutte le isole dell'arcipelago eoliano. E' un sistema vulcanico tutt'ora attivo a livello idrotermale. La sua storia geologica è caratterizzata da nove epoche eruttive (Fig. 1.2):
 1. Durante la prima epoca eruttiva (> 270 ka) l'attività vulcanica si è concentrata nel settore ovest dell'Isola, con prodotti che vanno da lave basaltico-andesitiche a materiali piroclastici.
 2. La seconda epoca eruttiva (267-188 ka), che ha riguardato nuovamente il settore ovest dell'isola, è stata caratterizzata dall'emissione di flussi lavici e scorie stromboliane, con livelli idromagmatici minori, a composizione da basaltico-andesitica ad andesitica.
 3. Nella terza epoca eruttiva (c.150 ka) l'attività vulcanica si è concentrata nel settore Nord occidentale dell'isola (Monte Chirica) ed ha prodotto una spessa successione vulcanica (formata da lapilli-tuff) che è andata a costituire la parte centro-settentrionale dell'edificio. Le ultime fasi di attività del Monte Chirica hanno prodotto flussi di lava massivi eruttati dal cratere centrale.
 4. La quarta epoca eruttiva (119-114 ka) ha visto l'attivazione degli stratoconi di Mt. Sant'Angelo e Monterosa. Quest'ultimo è stato caratterizzato da eruzioni di tipo stromboliano ed effusive, con prodotti che via via diventano K-andesitici. Le ultime eruzioni del centro eruttivo di Monterosa sono state datate a circa 119 ka; in seguito vi è stata l'attivazione del Mt. Sant'Angelo (c. 114 ka).
 5. La quinta epoca eruttiva (105 ka) vede la riattivazione del Mt. Sant'Angelo dopo un breve periodo di quiescenza, con la produzione di andesiti ricche in potassio e calcio, prodotti piroclastici idromagmatici e colate di lava cordieritica.
 6. L'attività del Mt. Sant'Angelo è proseguita nella sesta epoca eruttiva (92-81 ka) dopo un periodo di quiescenza, ma senza variazione nel tipo di eruzioni e di prodotti.
 7. La settima epoca eruttiva (43-40 ka) ha coinvolto il settore sud di Lipari, con un magmatismo di tipo riolitico ed eruzioni caratterizzate da una fase iniziale di tipo esplosivo e una successiva con effusione di duomi lavici.
 8. L'ottava epoca eruttiva (27-20 ka) segue una fase di stasi ed è caratterizzata da attività riolitica nel settore sud, con prodotti pressoché uguali a quelli emessi durante l'epoca eruttiva precedente.

9. L'ultima epoca eruttiva (8.7 ka-1220 d.C) ha visto la produzione di successioni pomicee e lave viscose ricche in ossidiana che hanno costruito duomi vulcanici e colate ossidiane nel settore nord-est. Queste lave hanno composizione riolitica.

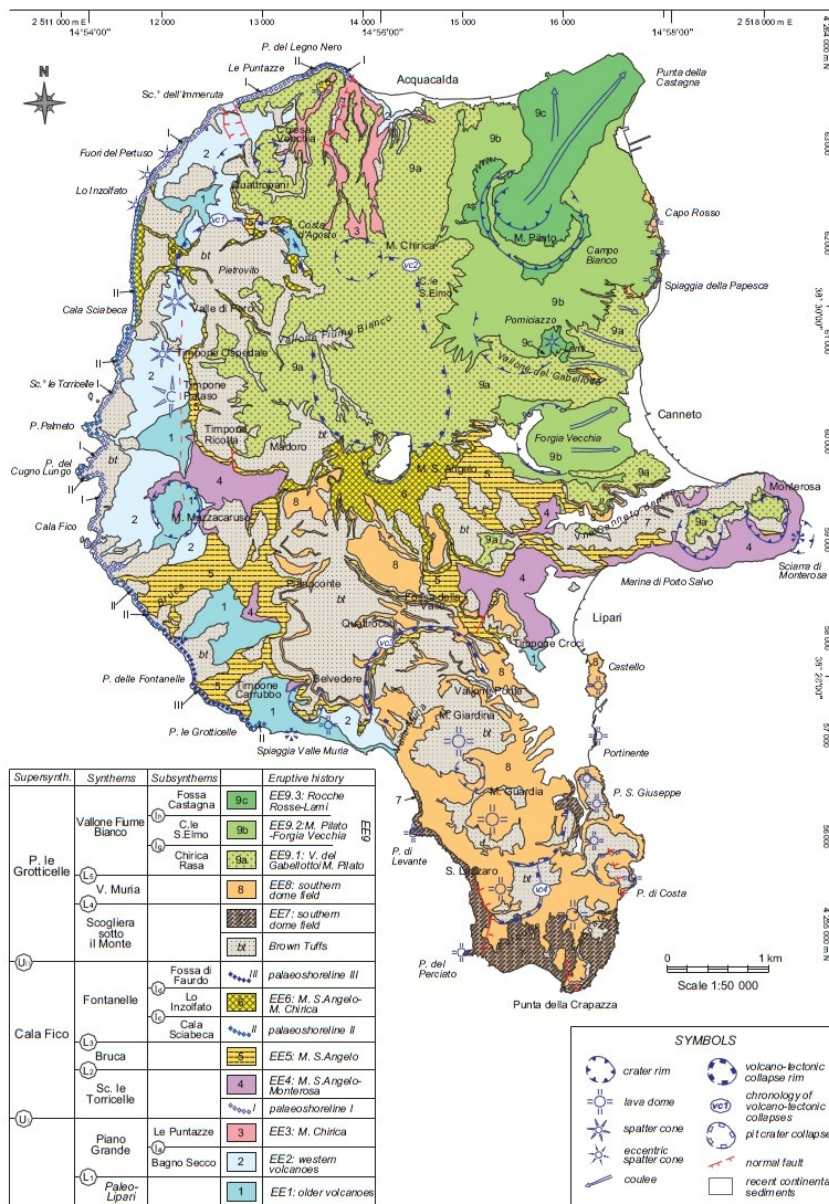


Figura 1.2: Schema riassuntivo delle diverse epoche eruttive dell'Isola di Lipari e distribuzione dei relativi prodotti (Forni et al., 2015).

- Salina:** L'isola di Salina è la seconda dell'arcipelago eoliano per estensione e vanta la vetta più alta delle isole Eolie (Monte Fossa delle Felci, 962 m s.l.m.). I centri eruttivi di Salina sono ormai inattivi. La storia geologica dell'isola è caratterizzata da sei epoche eruttive principali (Fig. 1.3):

 - I primi prodotti vulcanici dell'isola (datati a 244-226 ka) sono esposti lungo il margine nord della stessa, in corrispondenza dell'edificio vulcanico di Pizzo Capo. Questi prodotti sono formati da depositi scoriacei di tipo stromboliano e flussi piroclastici, intercalati a flussi massivi, lave a blocchie depositi epiclastici.

Verosimilmente prodotti dello stesso periodo (o antecedenti) e dello stesso tipo sono ubicati in corrispondenza di Pizzo Corvo, nella porzione occidentale dell'isola (Fig. 1.3).

2. Durante la seconda epoca eruttiva (c. 240 ka) l'attività vulcanica si è concentrata nel settore Nord-orientale dell'isola (Pizzo Capo, fig. 1.3) dopo un periodo di quiescenza associato a un collasso vulcano-tettonico che ha interessato l'edificio vulcanico emerso.
3. La terza epoca eruttiva (c. 160-131) ha visto la nascita di Monte Rivi e Monte Fossa delle Felci, nel settore est dell'isola. Le prime eruzioni dei due edifici sono state caratterizzate da attività di tipo stromboliano, le quali hanno messo in posto spesse successioni basaltiche.
4. L'attività dell'edificio Monte Fossa delle Felci riprende, dopo un periodo di quiescenza (c.147-121 ka), con il passaggio da prodotti di tipo basaltico a prodotti di tipo dacitico e successivamente di tipo andesitico. Le fasi iniziali di questa attività hanno prodotto grossi livelli di lapilli pomicei.
5. La quinta epoca eruttiva (c. 70-57 ka) ha portato alla costruzione dello stratocono di Monte dei Porri, sul lato ovest dell'isola, con la messa in posto di colate laviche intercalate a prodotti scoriacei, con composizioni da basaltico-andesitiche ad andesitiche.
6. L'ultima fase eruttiva dell'isola di Salina (c. 30-15.6 ka), avvenuta nell'area di Pollara, ha prodotto spesse colate laviche presso Punta di Perciato e grandi volumi di prodotti piroclastici di tipo pomiceo (Lucchi et al., 2013).

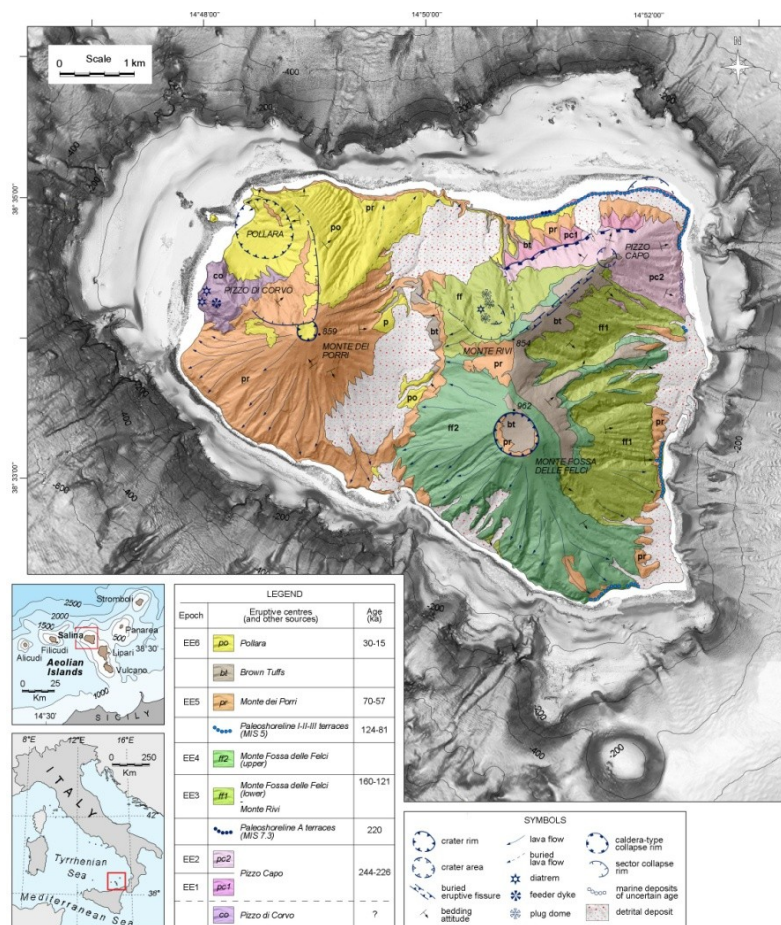


Fig. 1.3: Schema riassuntivo delle epoche eruttive dell'isola di Salina e distribuzione dei relativi prodotti, sovrapposti alla batimetria dei fondali circostanti l'isola (modificata da Lucchi et al., 2013).

1.3 Caratteristiche del settore sommerso

Le ampie porzioni sommerse di Lipari e Salina sono state studiate già a partire dagli anni '80-'90 nel corso di campagne oceanografiche condotte dall'Università di Bologna e, più recentemente, dall'Università di Roma "Sapienza" e CNR-IGAG (Roma). Questi studi hanno portato a definire, con un buon grado di dettaglio, le strutture principali delle aree sommerse.

Entrambe le isole di Lipari e Salina costituiscono la sommità di edifici vulcanici di dimensioni molto maggiori, di cui la parte sommersa rappresenta circa l'80-85% dell'area totale (Romagnoli et al., 2013b). In particolare:

Lipari: i fianchi sommersi di Lipari si estendono fino a circa 1300 metri sotto il livello del mare, con gradienti anche di 20-30° fino a pochi gradi alla base dell'edificio. Bassi gradienti di pendenza sono presenti anche a bassa profondità nei settori nord, ovest e sud dell'isola, dove un'ampia piattaforma insulare con ciglio a circa 120-160 m interrompe la continuità morfologica tra i fianchi subaerei e quelli sommersi (Romagnoli, 2013; Casalbore et al., 2016). L'isola è collegata a NO all'isola di Salina tramite un canale profondo circa 300 metri (Canale di Salina e Lipari, CSL in Fig. 1.4), mentre verso sud un bassofondo la separa dall'isola di Vulcano (Bocche di Vulcano; BV in Fig. 1.4). Lungo il fianco ovest dell'edificio vulcanico si innalzano inoltre diversi coni vulcanici sottomarini, allineati in direzione NNO-SSE, con diametro variabile tra 1 e 5 km (il più grande è Banco del Bagno, BB in Fig. 1.4); altri coni vulcanici di dimensioni minori invece sono presenti lungo i fianchi NO e N dell'isola. Tra le strutture vulcaniche sommerse vi sono anche le prosecuzioni delle colate laviche ossidianacee lungo il settore NE, che si estendono dalla costa fino a 800 metri circa al di sotto del livello del mare. Altri affioramenti di natura vulcanica, con andamento radiale, e strutture erosive (canyons e nicchie di distacco) si osservano sui fondali attorno l'isola (Casalbore et al., 2016).

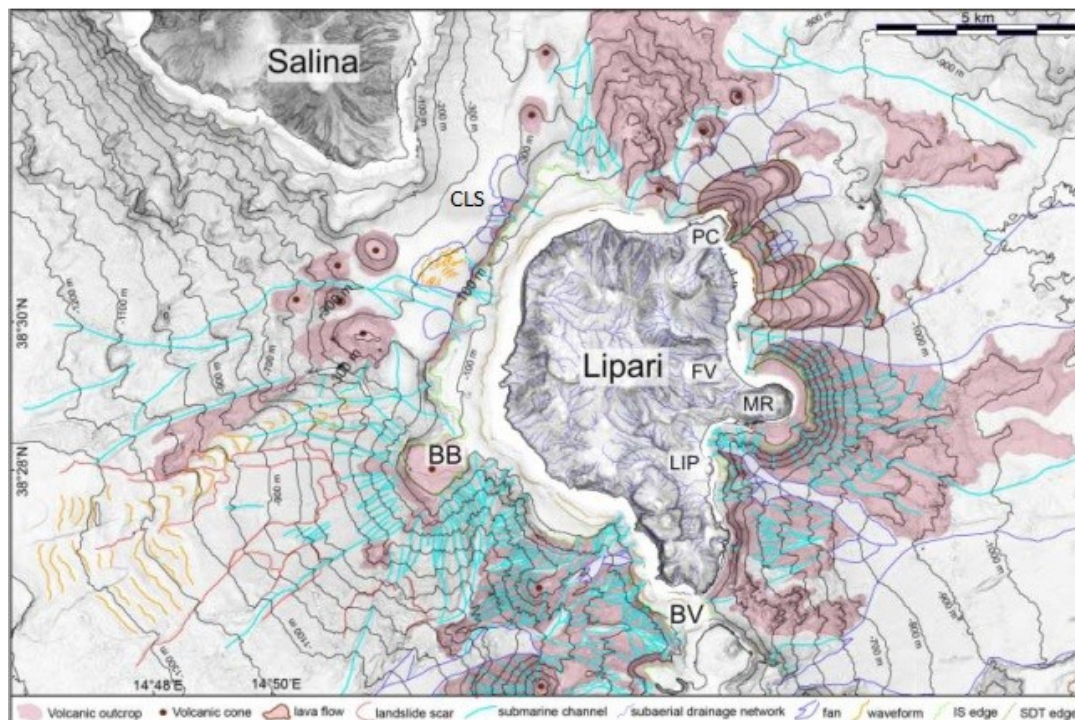


Fig. 1.4: Mappa bati-morfologica di Lipari (Casalbore et al., 2016); CLS: Canale Lipari-Salina; BB: Banco del Bagno; PC: Punta Castagna; FV: Forgia Vecchia; MR: Monte Rosa; LIP: Lipari (paese); BV: Bocche di Vulcano).

Salina: Anche l'isola di Salina si estende notevolmente nell'area sommersa, arrivando a profondità comprese tra i 600 m ed i 1300 m sotto il livello del mare, ad eccezione del settore SE (dove è presente il CSL, Fig. 1.4 e 1.5).

I fianchi dell'edificio di Salina sono ripidi, con valori di acclività variabili tra 28°-35°, fino a valori di pochi gradi alla base dell'edificio. Vi è inoltre una diminuzione dei gradienti di pendenza a profondità di 100/180 m, dove una piattaforma insulare interrompe la continuità morfologica dei fianchi dell'edificio, mostrando larghezza e grado di erosione diversi nei diversi settori dell'isola (Romagnoli et al; in corso di accettazione).

Sul fianco ovest dell'edificio e fino alla sua base sono presenti affioramenti vulcanici ad andamento circa radiale per una copertura areale di circa 70 km², mentre altri con vulcanici sottomarini sono situati sui fianchi nord e sud, a profondità variabili tra -180 m e -1000 m (Casalbore et al., 2016).

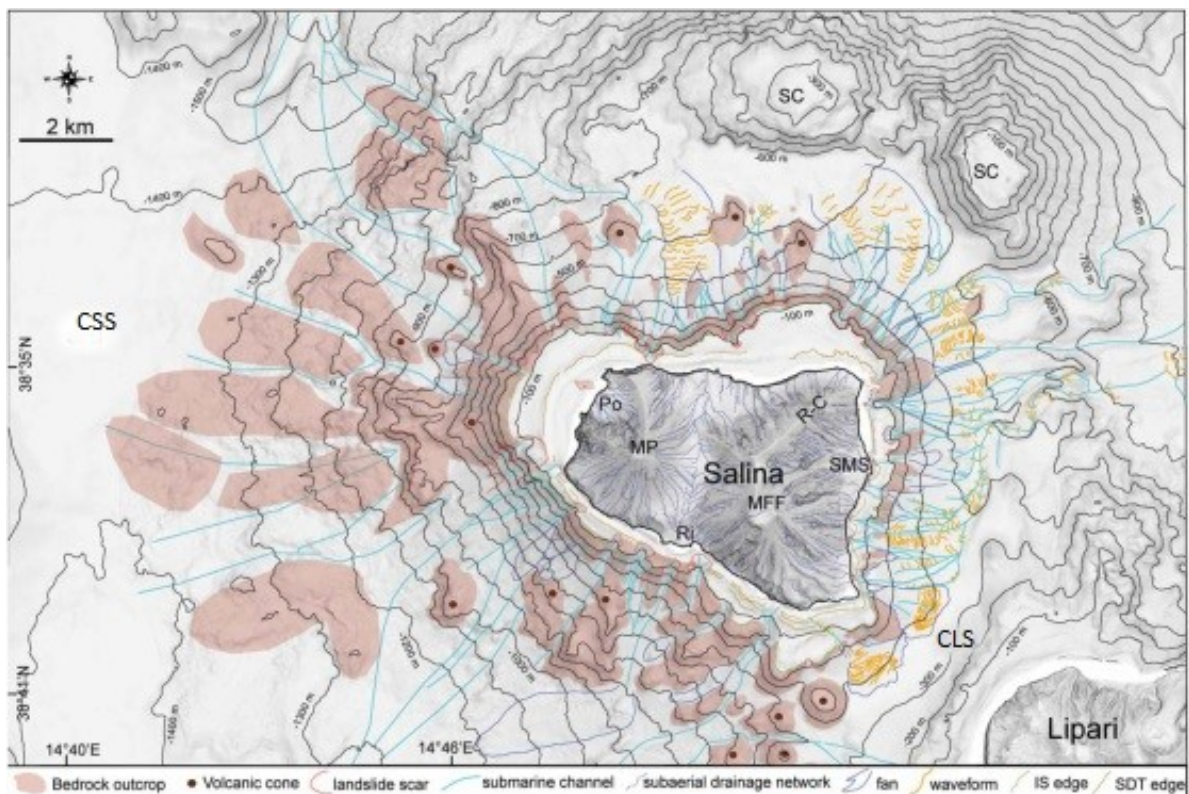


Fig. 1.5: Mappa bati-morfologica di Salina (Casalbore et al., 2016). (CLS: Canale Lipari-Salina; MFF: Monte Fossa delle Felci; R-C: Rivi-Capo; MP: Monte Porri; SC: Secca del Capo; PO: Pollara; RI: Rinella; SMS: Santa Marina Salina; CSS: Canale Lipari-Salina).

2. Dati e metodi di indagine

In questo capitolo verranno trattati, insieme ad alcuni principi di base dell'analisi di profili sismo-acustici, le modalità di elaborazione dei dati utilizzati, tramite diversi software.

Il materiale utilizzato per questo studio consiste in una serie di profili Sparker (0.5-1 kJ), acquisiti durante le campagne oceanografiche dell'Università di Bologna negli anni 1987 e 1988, e disponibili in formato cartaceo (Tab. 2.1). Si tratta di profili ubicati con il sistema di radiolocalizzazione "Loran-C" (attualmente di disuso, a seguito dell'avvento delle tecniche di posizionamento satellitare GPS), che forniva una precisione bassa (centinaia di metri). Per poter analizzare i profili, riposizionandoli in modo più preciso sul grid batimetrico di recente acquisizione (accuratezza di 0.5 m) è stato necessario un lavoro organizzato in diversi passaggi (descritti nel par. 2.1). In questo modo si è così potuto georeferenziare i profili cartacei scannerizzati e trasformati in profili digitali, per poi passare alla successiva elaborazione ed interpretazione degli stessi.

<i>Nome profilo</i>	<i>Intervalli (Numero fix)</i>
87_p05	3-9 / 14-24 / 38-43 / 74-80 / 105-110
87_p11	1-6
87_p14	20-27
88_p03	39-47
88_p02	1-7

Tab. 2.1: Elenco dei profili Sparker utilizzati in questo studio ed i relativi intervalli passanti per il Canale di Lipari-Salina (localizzati in Fig. 2.2).

2.1 Introduzione alla prospezione sismica a riflessione in mare

La sismica a riflessione è una tecnica d'indagine geofisica attiva che sfrutta le proprietà elastiche del terreno; ogni superficie che marca un passaggio litologico, sia essa di carattere stratigrafico o tettonico, rappresenta infatti una discontinuità in grado di riflettere parte dell'energia sismica, generata da una sorgente, che si propaga nel sottosuolo. I segnali riflessi, registrati in superficie da appositi sensori (geofoni o idrofoni) ed opportunamente elaborati, permettono di produrre sezioni sismiche in grado di fornire utili informazioni sull'assetto stratigrafico e strutturale dell'area indagata.

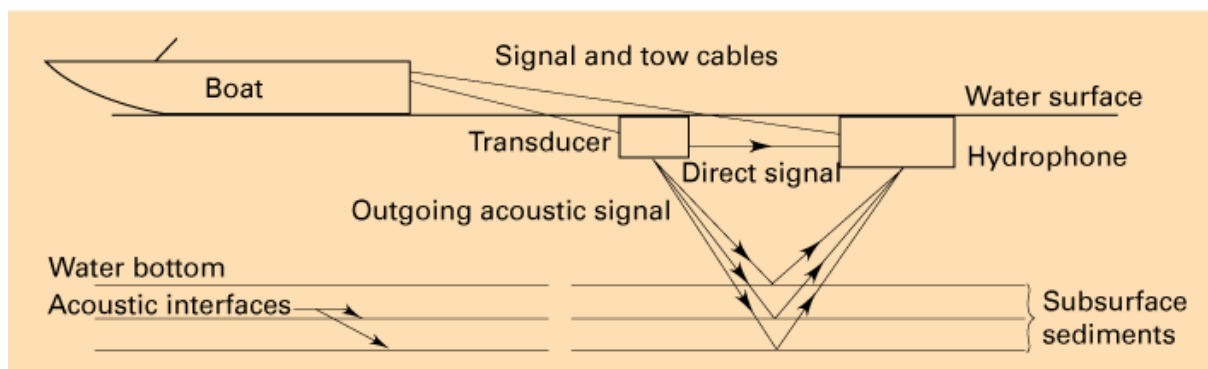


Fig. 2.1: Schema dei dispositivi in funzione durante la sismica a riflessione in mare (da Gasperini, 2011).

Nelle sorgenti di tipo Sparker l'energia acustica necessaria all'analisi dei sedimenti è generata da una scarica elettrica in acqua. Per generare tale scarica sono utilizzati dei generatori di corrente continua che caricano banchi di condensatori ad alta tensione (3-10 kV). L'esplosione è generata da un impulso elettrico che chiude il circuito tra i condensatori e il cavo di sparo (costituito da due o più elettrodi di forma e dimensioni diverse). Si genera quindi un arco voltaico, che vaporizzando l'acqua, produce una bolla gassosa che a sua volta genera un'onda acustica, che verrà poi riflessa dal fondale e nei livelli sottostanti e registrata dall'idrofono.

2.2 Elaborazione e posizionamento dei profili sismici

Come accennato all'inizio del capitolo, i profili Sparker (scannerizzati dal formato cartaceo) sono stati trasformati in profili digitali (files SEG-Y) utilizzando i softwares SeisPhro (Gasperini e Stanghellini, 2009) e GMT (*Generic Mapping Tools*, Wessel e Smith, 1991) e in seguito georeferenziati, tramite i software *Global Mapper* ed *IrphanView64*.

Global Mapper è un software GIS atto all'elaborazione e interpretazione di dati cartografici digitali. Le funzioni di questo software permettono, tra le altre cose, di: visualizzare un DTM in 3D, spostandoci lungo la zona di nostro interesse ed avendo sempre un sistema di coordinate di riferimento, effettuare analisi morfometriche tramite tracciamento di linee di sezione topografiche e batimetriche, misurare distanze o gradienti e produrre mappe.

A questo punto ho eseguito i seguenti passaggi:

- Analisi dei profili sismici: una volta caricati tutti i layer con i dati dell'area di studio e i profili ho provveduto ad analizzare questi ultimi con lo scopo di prendere nota di punti riconoscibili nel CLS rispetto alla batimetria (tramite il tracciamento di una linea di sezione); mi sono così potuto rendere conto della presenza di eventuali shift nel posizionamento.
- Riposizionamento profili: ho riposizionato i profili che risultavano shiftati (sulla base della corrispondenza migliore con la batimetria, v. Fig. 2.2). Successivamente ho salvato i profili riposizionati con lo stesso nome identificativo del file cartaceo per ottenere sempre un riconoscimento rapido del profilo stesso.
- Inserimento punti: Quest'operazione consiste nella creazione di nuovi punti di riferimento sui profili (altrimenti non presenti in quelli riposizionati)

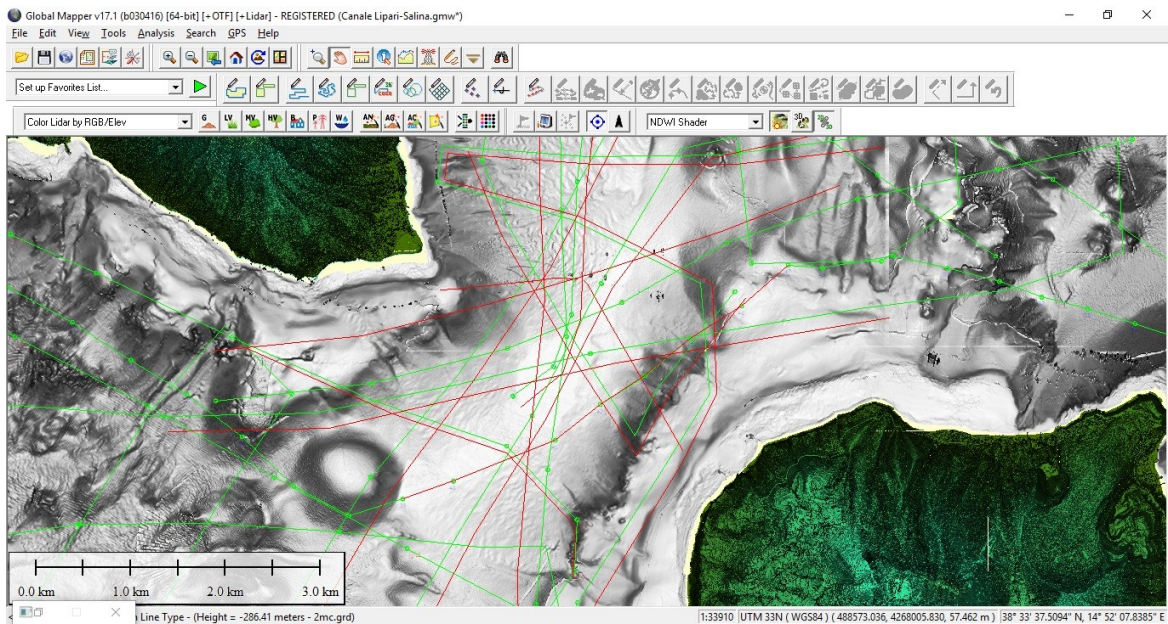


Fig. 2.2: Tracce dei profili sismici riposizionati all'interno del CSL. Sono visibili in verde i profili non riposizionati, mentre in rosso gli stessi profili shiftati e riposizionati.

A questo punto si è utilizzato IrphanView64, un software atto alla visualizzazione ed all'editing di immagini. Questo programma mi è stato utile per discretizzare i profili scannerizzati dividendoli in sezioni. Ho caricato quindi i profili e successivamente, attraverso una serie di passaggi, ho selezionato i fix (punti di riferimento) corrispondenti alle sezioni di profili a me utili tra quelli passanti per il CLS (vedi Tab. 2.1 e Fig.2.2). I vari "spezzoni" sono stati selezionati secondo un criterio che prevedeva due condizioni:

- I) Il dislivello batimetrico del fondale tra un fix e quello successivo non deve essere superiore a 200 millisecondi.
- II) la scelta di uno spezzone di profilo ha preso in considerazione solo dati acquisiti lungo una linea circa retta (non considerando le acquisizioni durante variazioni di rotta importanti della nave).

Come ultima fase del mio lavoro con IrphanView64 ho provveduto a salvare le nuove immagini in formato bitmap.

I profili sono stati poi analizzati con SeisPhro, un software applicativo atto all'elaborazione e l'interpretazione di dati acquisiti tramite il metodo della sismica a riflessione ad alta risoluzione (Gasperini e Stanghellini, 2009). Il programma è distribuito con licenza *open source* dall' ISMAR-CNR di Bologna (Gasperini e Stanghellini, 2009) e comprende procedure di lettura in formato SEG-Y; esso consente di effettuare operazioni di picking, editing e plotting dei vari dati di navigazione nonché la georeferenziazione delle mappe.

I profili in formato .bmp sono stati caricati su Seisphro ed è stato creato un file .bnd dell'immagine bitmap che associa ad ogni pixel uno shot.

Il passaggio successivo consiste nel modificare le coordinate presenti su Global Mapper convertendole da coordinate "UTM" ai rispettivi valori di latitudine e longitudine espressi

in “gradi/primi/secondi” e nella creazione di un file .txt in cui ad ogni fix viene associata una coordinata. Tramite il software GMT le coordinate sono state trasformate in un formato leggibile daeishpro con la trasformazione del file .txt in un file .nav.

I fix dell’immagine cartacea sono stati quindi sostituiti con gli shot corrispondenti sulla base del file .bnd creato in precedenza. L’ultima operazione consiste nel creare i file SEG-Y.

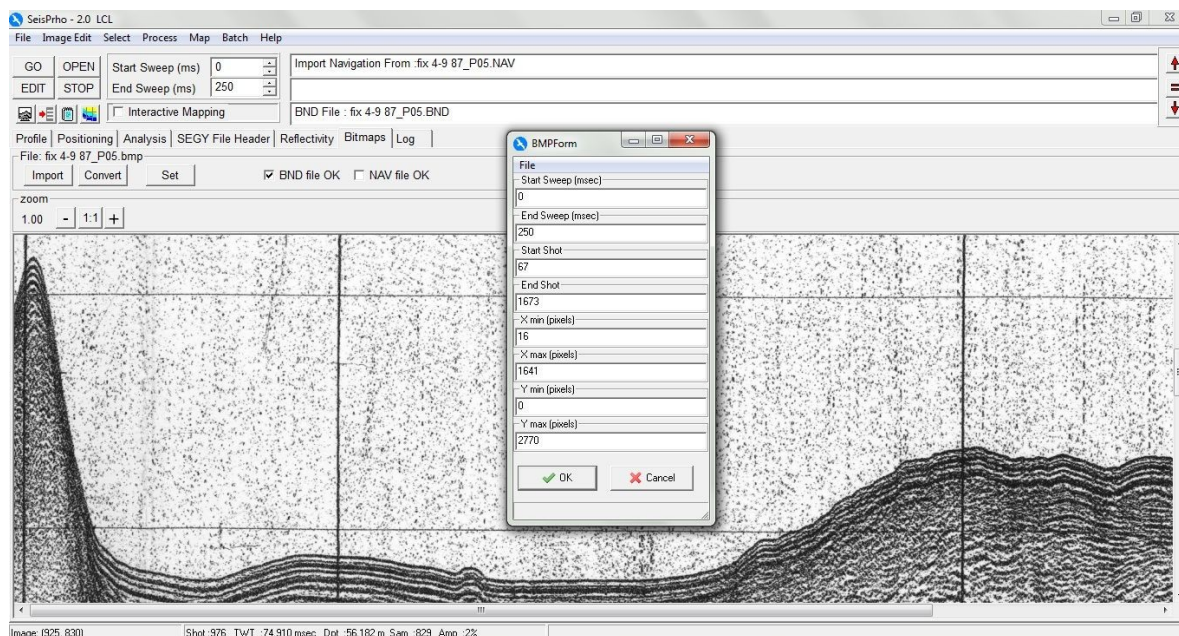


Fig. 2.3: Esempio di interfaccia BMPForm del software SeisPhro.

3. Risultati

L'analisi dei dati batimetrici e sismici ha permesso di mappare l'estensione del Canale di Lipari e Salina e dei principali elementi morfologici circostanti (Fig.3.1). Di seguito verranno descritte le caratteristiche batimorfologiche e quelle inerenti l'analisi sismoacustica.

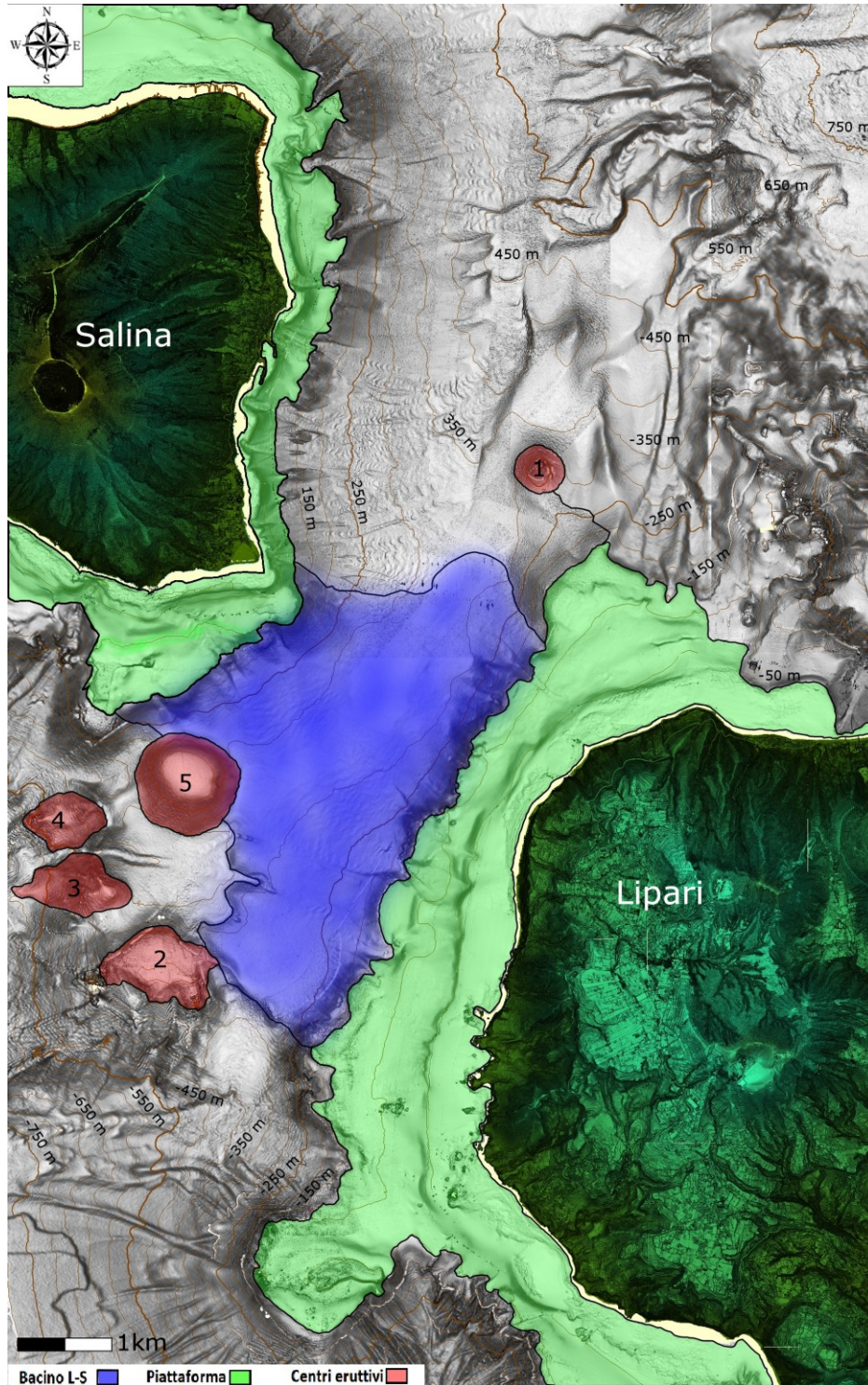


Fig. 3.1: Mappa morfologica del Canale Lipari-Salina. I centri eruttivi sono stati numerati per associarli al relativa immagine sul profilo sismico.

3.1 Caratteristiche bati-morfologiche del Canale di Lipari-Salina:

Il Canale (o Bacino) di Lipari-Salina (CSL) si estende in direzione SO-NE per una lunghezza massima di 4.3 km. La sua larghezza varia tra 2.4 km in corrispondenza dell'estremità NE del bacino e 3.2-3.3 km nelle porzioni centrali dello stesso. La profondità varia da 220 m nel settore SE fino ad un massimo di 320 m al centro. Esso è delimitato dai fianchi sommersi delle due isole e da alcune strutture vulcaniche minori (tra cui i centri eruttivi sommersi in Fig. 3.1). I fianchi sommersi di Lipari e Salina, al di sotto del ciglio delle piattaforme insulari (quindi da circa 120-150 m di profondità) immergono ripidamente (pendenze di 35°). Il ciglio delle piattaforme mostra un andamento piuttosto rettilineo, soprattutto nel caso di Lipari, dove è orientato NNE-SSO per un tratto lungo circa 5.8 km (Fig. 3.1 e 3.2).

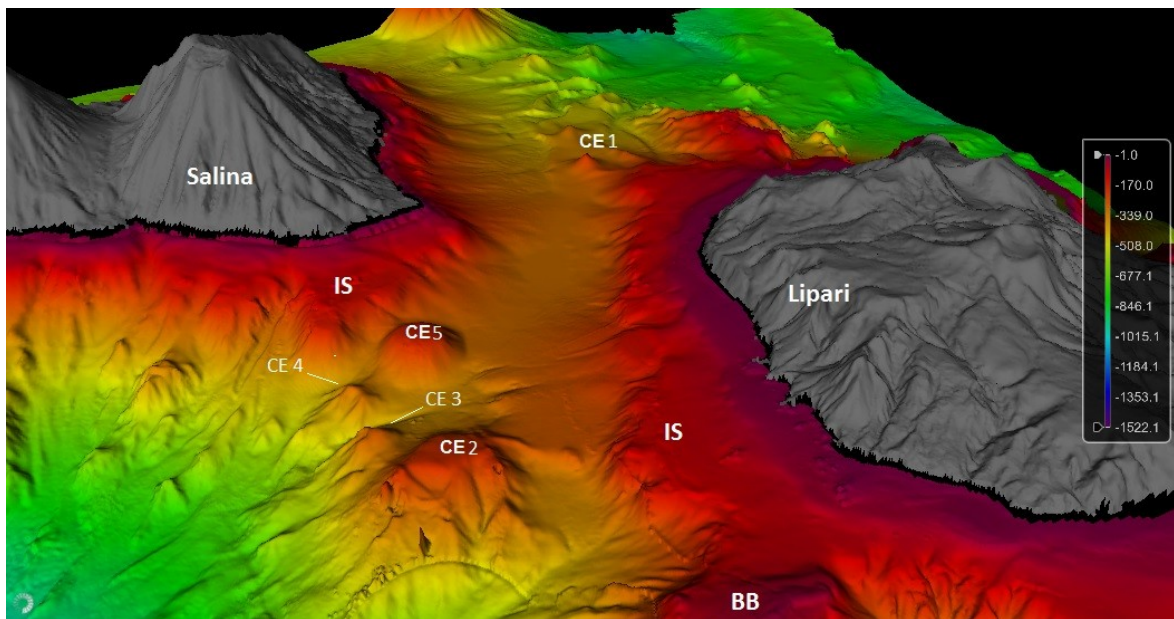


Fig. 3.2: Vista 3D (verso il settore NE) del Canale di Lipari-Salina (esagerazione verticale 2x). BB: Banco del Bagno, IS: piattaforma insulare, CE: centro eruttivo.

Le porzioni NE e SO del Canale sono delimitate da alcuni con vulcanici sommersi, con diametro variabile da 0.5 ad 1 km e profondità sommitale compresa tra -180 m e -210 m che si possono considerare come centri eruttivi (Fig. 3.1, 3.2 e 3.3); al di sotto di questi il fondale si approfondisce notevolmente, soprattutto verso SO (Fig. 3.2). Al suo estremo NE il Canale è delimitato anche da alti morfologici di natura vulcanica che costituiscono il versante settentrionale di Lipari (Fig. 3.4).

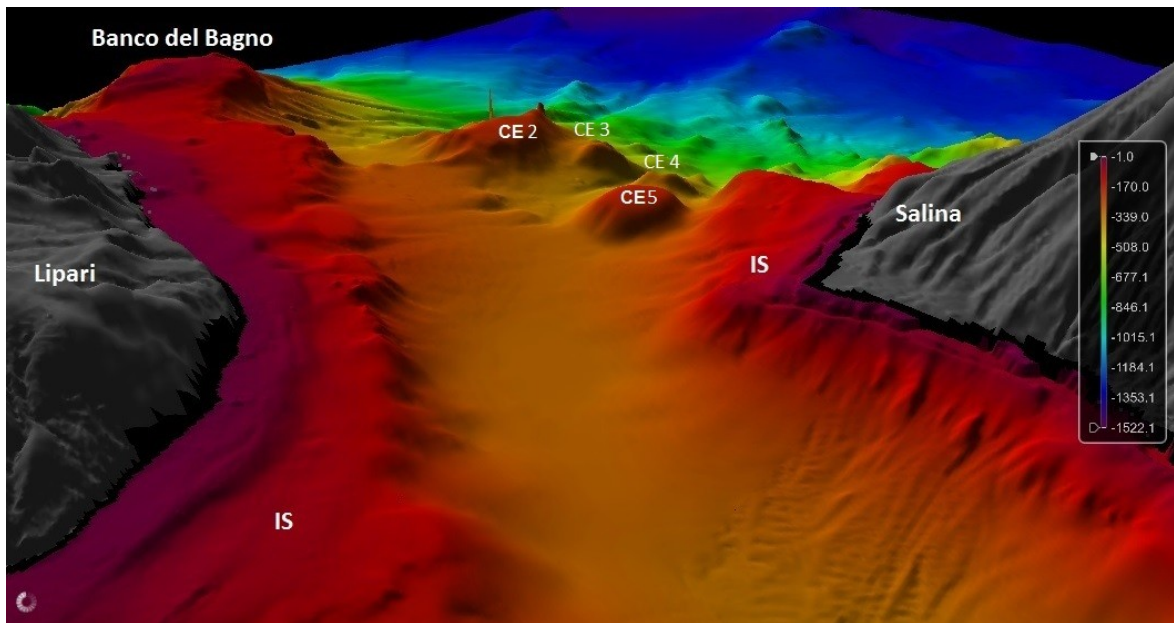


Fig. 3.3: Vista 3D (verso il settore SO) del Canale Lipari-Salina con i centri eruttivi sommersi che fungono da “trappola” per il sedimento (esagerazione verticale 2x). (IS: piattaforma insulare, CE: centro eruttivo).

Verso il fianco SE di Salina il Canale riceve i flussi provenienti dalle pendici di Monte Fossa delle Felci (SE Salina, Fig. 3.4). Lungo tutto il fianco orientale sommerso di Salina, infatti, i versanti sono incisi e drenati da un fitto sistema di canali che erodono anche la piattaforma insulare e trasportano il sedimento vulcanoclastico verso il piede dell’edificio vulcanico. Ove il gradiente di pendenza diminuisce, i depositi canalizzati tendono ad allargarsi creando delle morfologie a ventaglio (Fig. 3.4). L’attività dei flussi canalizzati è testimoniata dalla presenza di forme di fondo a larga scala sul fondo dei canali (Casalbore et al., 2016).

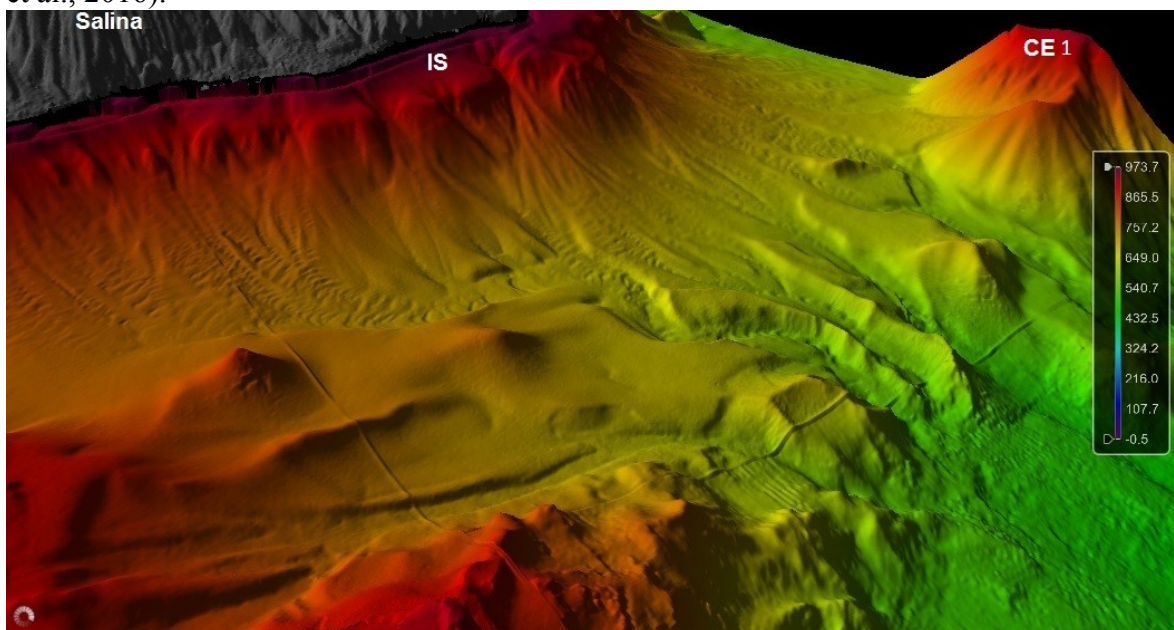


Fig 3.4: Vista 3D del fianco orientale di Salina (caratterizzato da canali attivi) e degli alti morfologici che costituiscono il fianco N di Lipari (Esagerazione verticale 2x). IS: piattaforma insulare, CE: centro eruttivo.

3.2 Analisi sismoacustica

L'analisi dei profili Sparker ha permesso di caratterizzare la morfologia del bacino rispetto agli elementi morfologici circostanti ed il suo riempimento. Il Canale di Lipari-Salina, infatti, è un'area bacinale costituita da un riempimento vulcanoclastico, presumibilmente costituito dai prodotti provenienti dagli edifici vulcanici di Salina e Lipari (Fig. 3.5). Le geometrie del sedimento depositatosi all'interno del canale sono ben evidenti in alcune porzioni dei profili analizzati (fig.3.5, 3.6, 3.7, 3.8, 3.9). Il riempimento del Canale appare costituito, infatti, da riflettori continui ad andamento principalmente piano-parallelo con oltre 200 metri di spessore (la corrispondenza tra millisecondi e metri è stata stimata assumendo una velocità di 1700 m/s per le onde acustiche nel sedimento) nelle zone a maggior raccolta di sedimento (vedi profili sismici seguenti).

La sezione del profilo 87_p06 (fix 26-30, Fig. 3.5) taglia il Canale trasversalmente e permette di osservare lo spessore complessivo del riempimento al suo interno, fino a circa 230 millisecondi (200 metri) nella parte centrale. I diversi riflettori sismoacustici che si riconoscono al suo interno testimoniano una deposizione a più fasi, di cui prevale quella aggradazionale e, solo nelle fasi più recenti, laterale.

Questo risulta particolarmente evidente in un'altra sezione che taglia trasversalmente il Canale (87_p05, fix 39-43; Fig. 3.6). Qui il riempimento del Canale appare delimitato verso O da un centro eruttivo sommerso presente al piede del versante SO di Salina (fix 42, CE 5) e verso E dal fianco sommerso di Lipari (fix 39-40). Il riempimento in questo tratto raggiunge uno spessore di 230 metri circa, ovvero 270 msec ; si possono notare diverse fasi deposizionali al suo interno, principalmente aggradazionali, mentre nella parte superiore si osserva un deposito a crescita laterale che si chiude a pinch-out, con facies sismoacustica a riflettori meno continui e distinti. Tale deposito sembra provenire dal fianco SE di Salina.

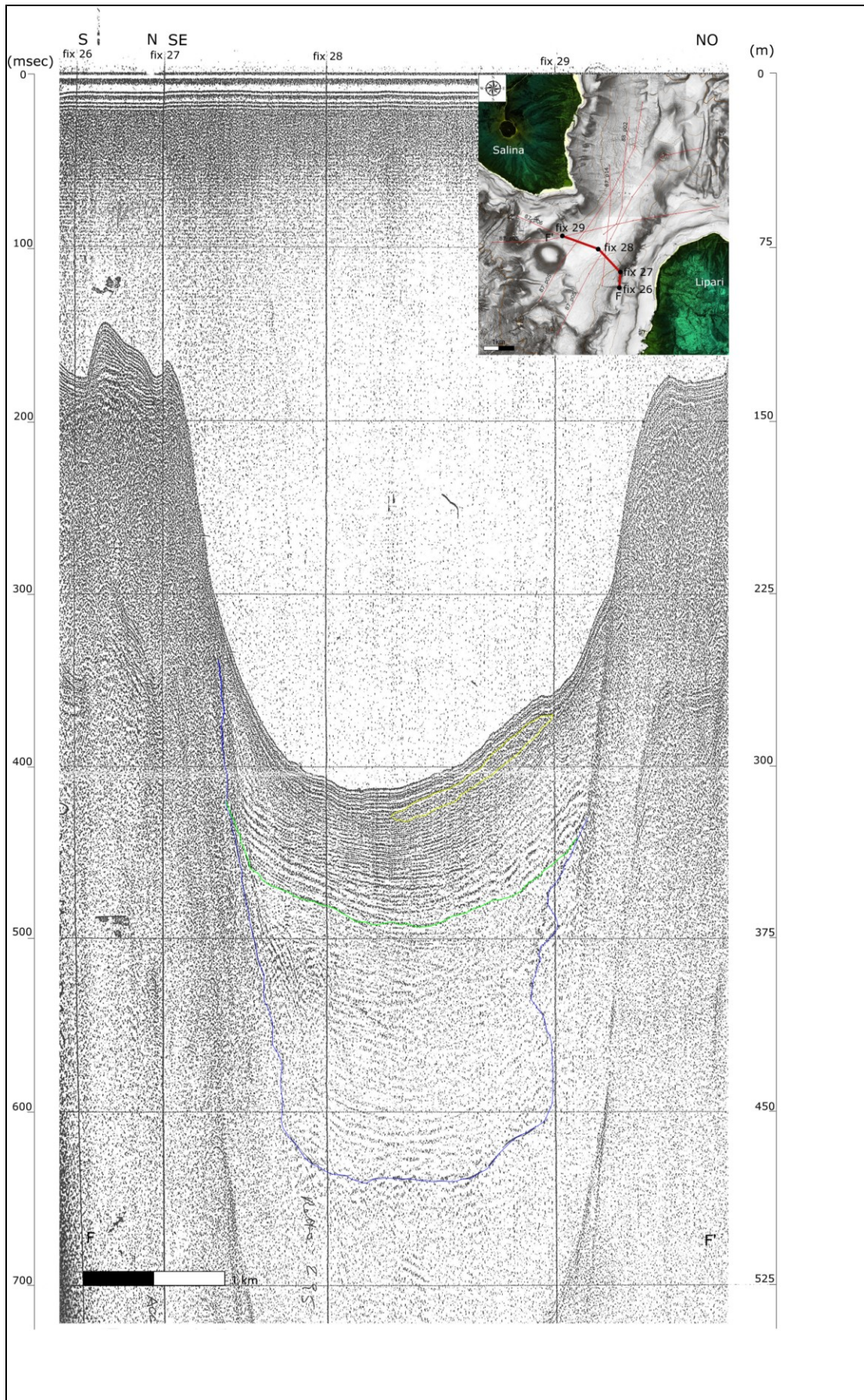


Fig. 3.5: Sezione del profilo 87_p06 (ubicazione nell'inset).

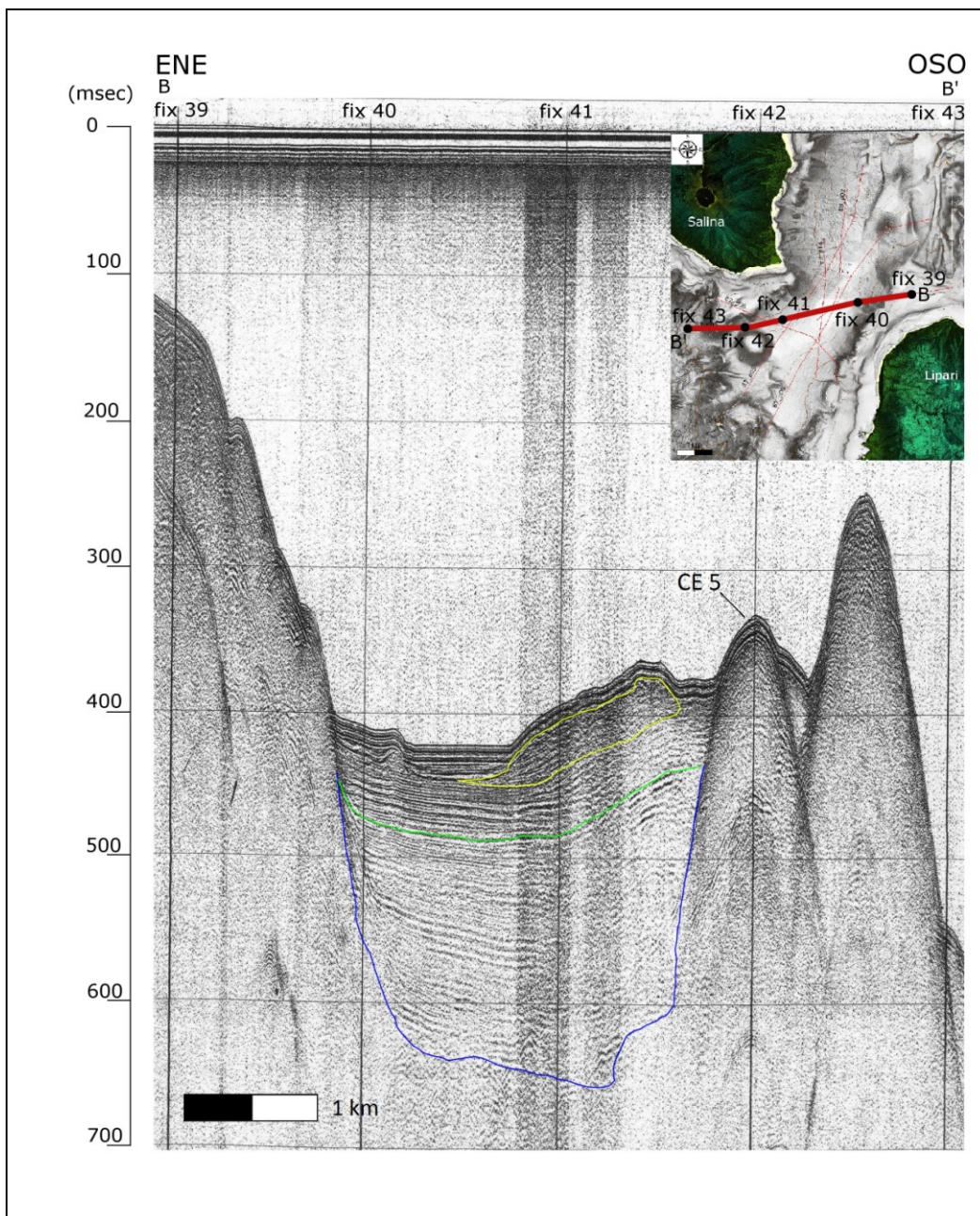


Fig. 3.6: Sezione del profilo 87_p05 (ubicazione nell'inset)

Alcune sezioni longitudinali al Canale mostrano le sue caratteristiche geometriche e quelle del riempimento. La sezione di Fig. 3.7 (profilo 1987_p05, fix 4-9) mostra chiaramente come il sedimento venga intrappolato internamente al bacino da alcuni centri eruttivi sommersi sia a SO che a NE del Canale. I riflettori in questa sezione appaiono generalmente ad andamento piano parallelo, con facies sismoacustica generalmente continua e ad alta impedenza, tranne per un ampio settore a cavallo del fix 7 in cui appaiono discontinui e a geometria confusa; al di sopra è presente di nuovo un deposito con chiusura a pinch-out e riflettori più irregolari, che pare provenire dal versante SO di Salina.

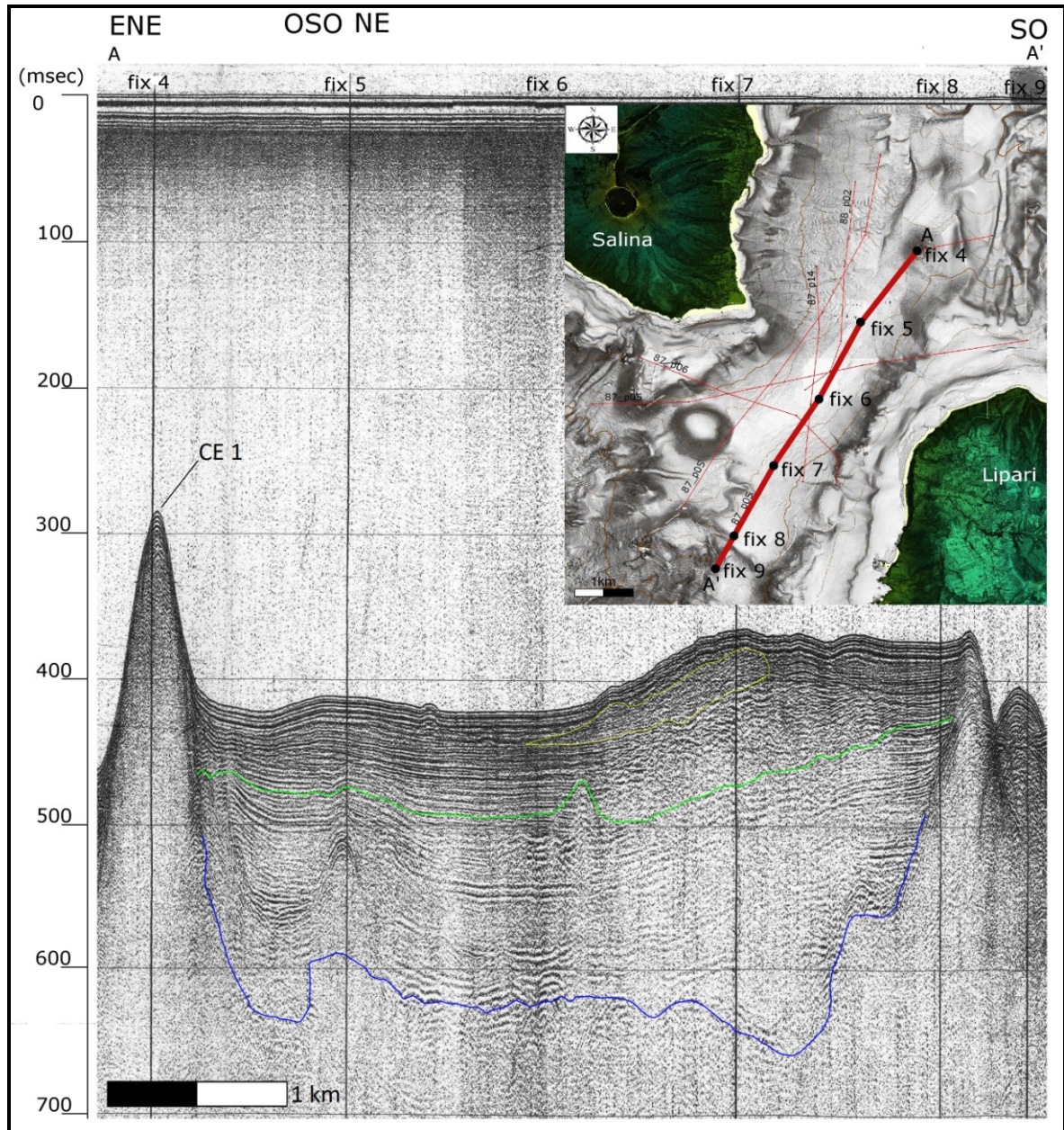


Fig. 3.7: Sezione del profilo 87_p05 (ubicazione nell'inset).

La sezione di Fig. 3.8 è tendenzialmente sub-parallela alla precedente, ma taglia il Canale tenendosi più aderente all'isola di Salina. Anche questa sezione mostra come il riempimento sia delimitato dai centri eruttivi che chiudono il Canale, in particolar modo verso OSO dove è possibile vedere (fix 75) la porzione laterale di un centro eruttivo (CE 5 in Fig.3.1) di circa -275 m. Anche in questo caso si possono inoltre riconoscere all'interno della sezione diverse facies sismo-acustiche che testimoniano periodi di deposizione differenti, principalmente aggradazionali in basso, e con chiusura laterale a pinch-out quelli nella porzione superiore. Qui si registrano gli spessori di sedimento più elevati del CLS (vedi par.4.2).

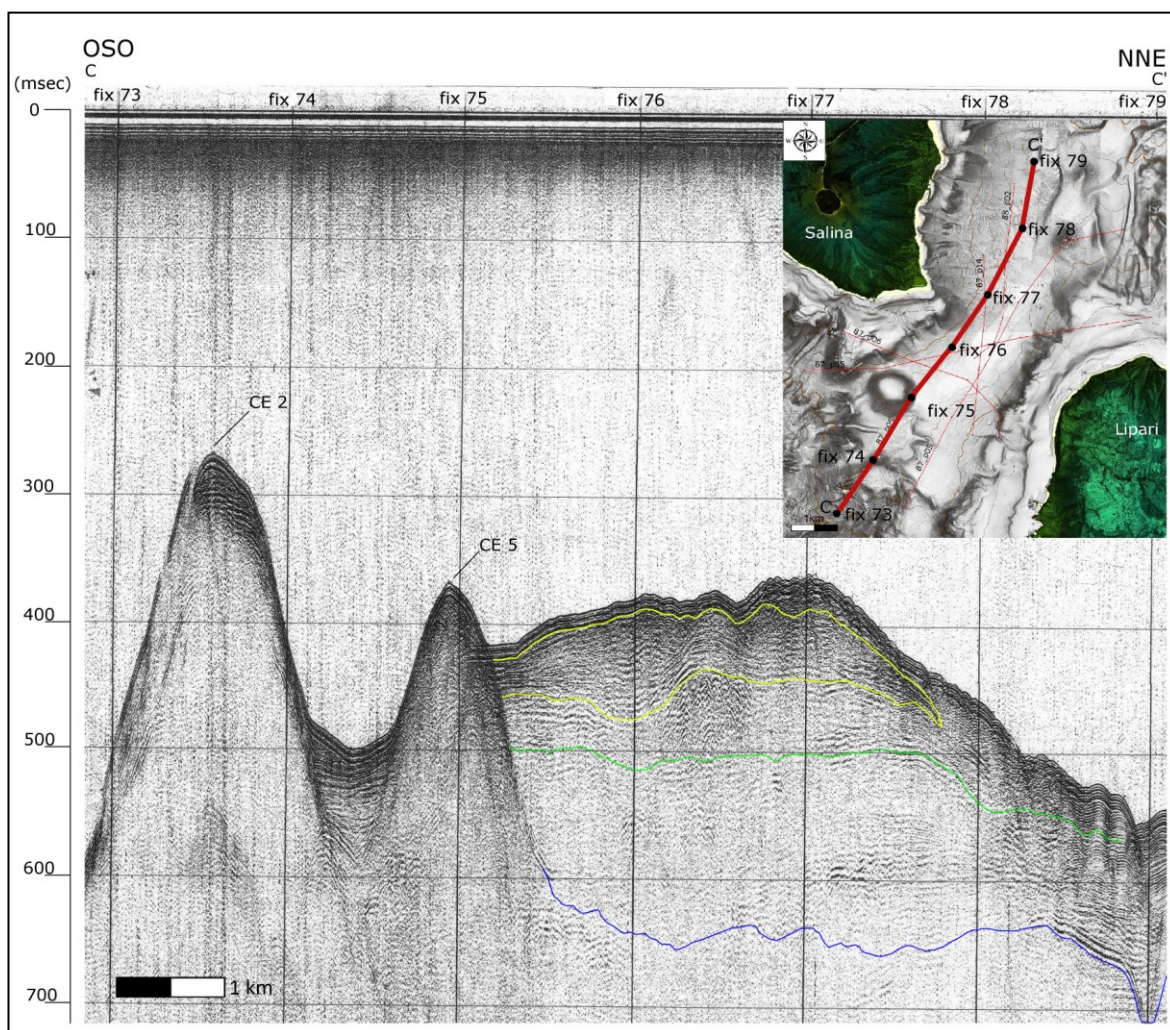


Fig. 3.8: sezione del profilo 87_p05 (ubicazione nell'inset).

Anche in altri profili sismici è possibile distinguere, nelle porzioni più superficiali del bacino, diverse geometrie dei riflettori e facies sismoacustiche indicative di diverse provenienze del sedimento. Ad esempio nella sezione N-S di Fig.3.9 (profilo 1987_p14) si osservano, al di sopra dei riflettori piano-paralleli internamente al Canale, accumuli più irregolari e dalla facies sismica più caotica nella parte superiore del bacino. Tali depositi appaiono provenire sia dal lato N del profilo (fianco SE di Salina, deposito che chiude a pinch-out nel canale, fix 23-23. 5) sia dal lato S (fianco NE dell'isola di Lipari, fix 24-25). La parte centrale del canale, tuttavia, mantiene le caratteristiche di riflettori piano-paralleli.

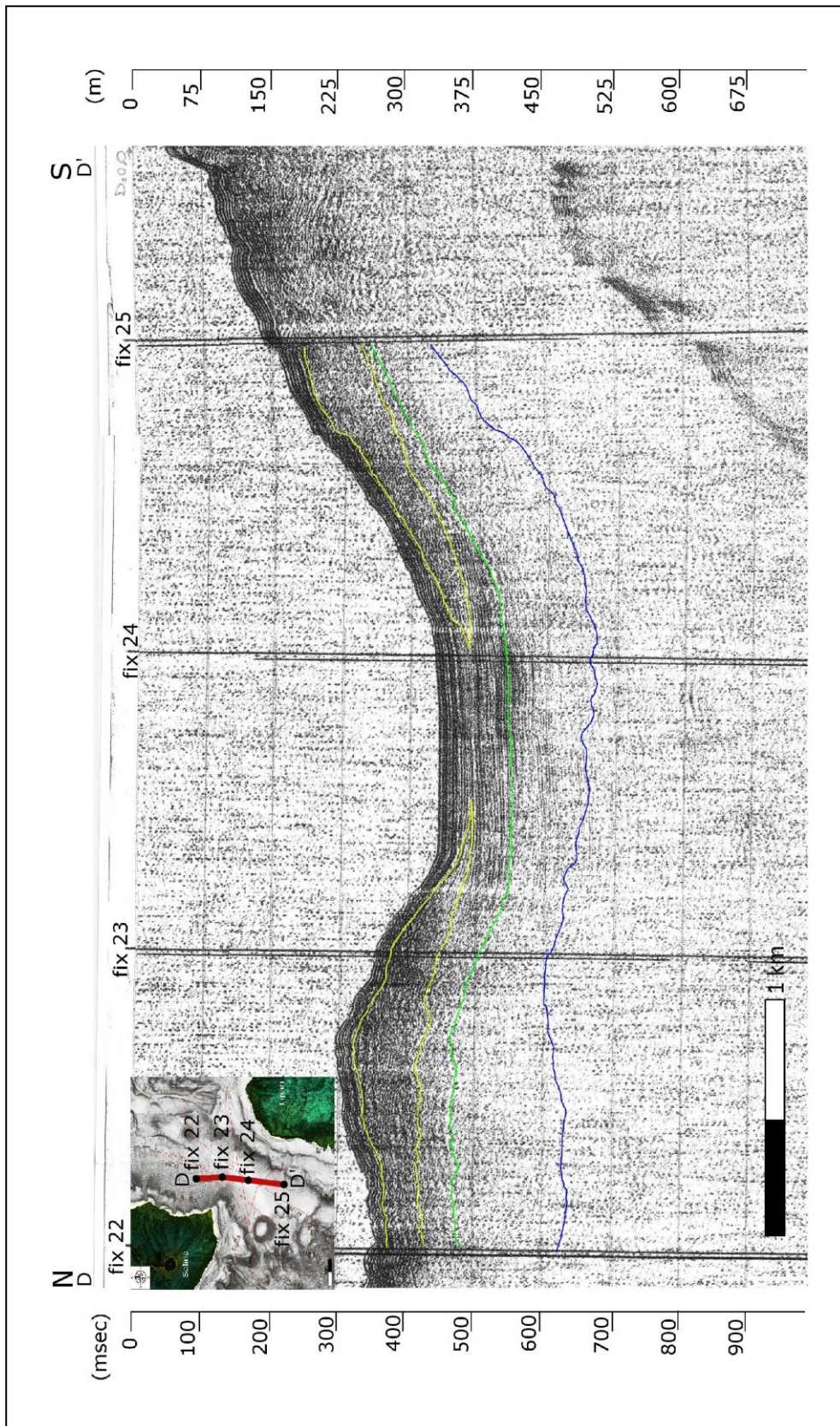


Fig. 3.9 : Sezione del profilo 87_p14 (ubicazione nell'inset)

Dall'analisi integrata dei profili sismici è stato possibile costruire una mappa di spessore del sedimento. Lo spessore del riempimento sedimentario è stato stimato assumendo una velocità di propagazione delle onde acustiche nel sedimento di circa 1700 m/s. La mappa

mostra le isopache dallo spessore e di 230 m (circa 270 msec) a quello di 170 m (circa 200 msec) al contatto con i ripidi fianchi sommersi degli edifici vulcanici nelle porzioni più esterne del bacino. Vi sono due depocentri, situati uno in prossimità dell'isola di Salina, dove si raggiungono i valori massimi interni al bacino di 230 m di spessore (270 msec), e un altro ad ovest di Lipari, dove si raggiungono i 210 m di spessore (circa 247 msec). Il primo depocentro si allunga per oltre 2 km al piede del fianco sommerso SO di Salina, e ha direzione parallela all'allungamento NE-SO del canale, mentre il secondo depocentro, di forma tondeggiante, si trova di fronte alla costa NO di Lipari, in particolare è ubicato davanti ad un tratto di piattaforma insulare soggetto ad abbassamento localizzato (Chiocci e Romagnoli, 2004).

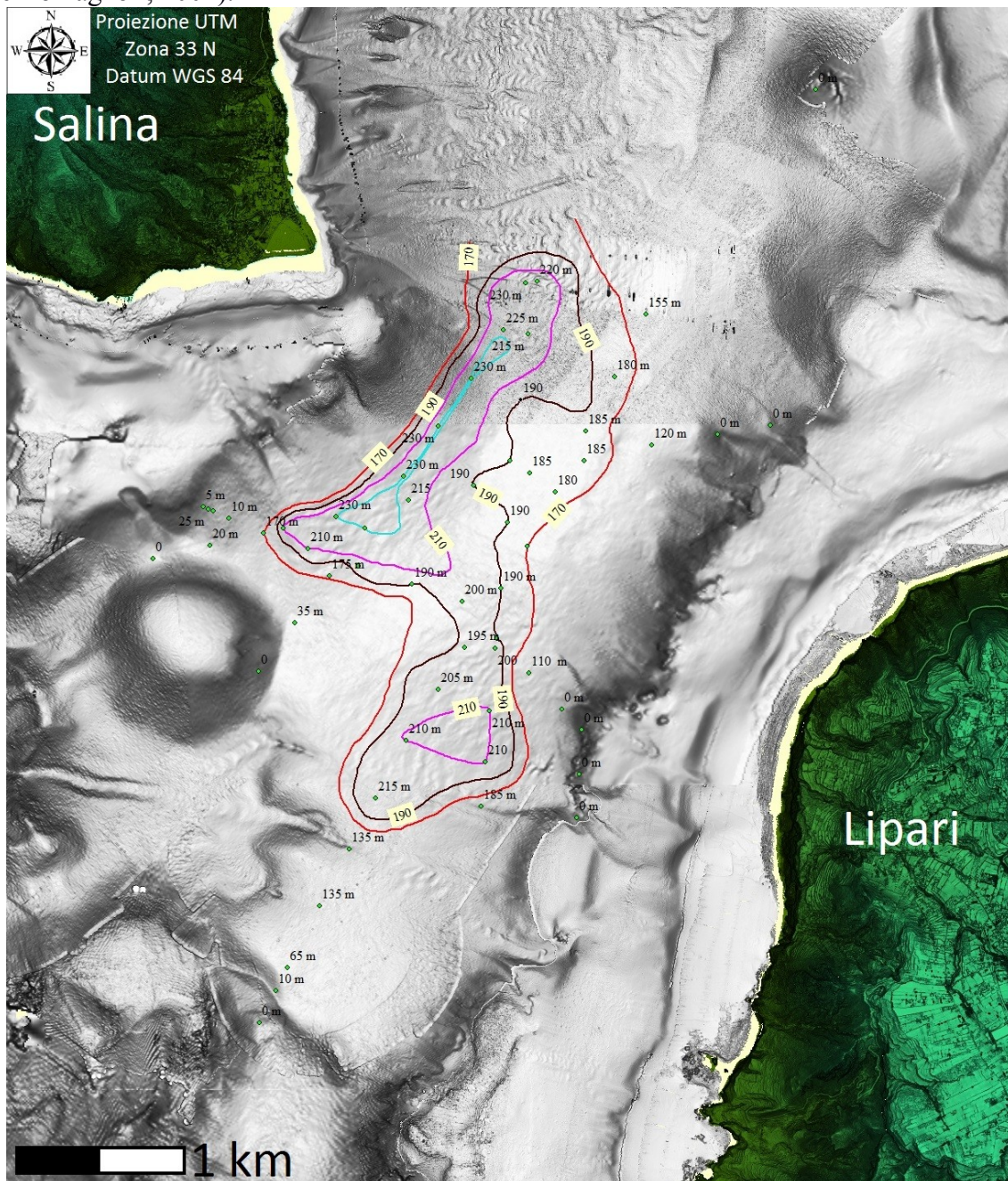


Fig. 3.10: Mappa degli spessori che caratterizzano il CLS. I valori sono in metri, convertendo da quelli in millisecondi e utilizzando una velocità di circa 1700 m/sec per il sedimento.

4. Considerazioni conclusive

Il Canale di Lipari-Salina è un'area di raccolta di sedimento vulcanoclastico posta in posizione prossimale rispetto ai fianchi sommersi delle due isole. L'analisi di dati batimetrici multibeam e sismici ad alta risoluzione ha permesso di analizzarne le caratteristiche batimorfologiche e stratigrafiche e di fare alcune considerazioni sulla sua formazione:

-formazione del CLS

Il Canale costituisce un bacino pensile, posto a profondità intermedie (sui 300 m) e delimitato ad SE e a NO da centri eruttivi sommersi (evidenziati in Fig. 3.1) che fungono da “trappole” per il sedimento proveniente dagli edifici vulcanici. I suoi versanti, ripidi e rettilinei, suggeriscono anche il possibile ruolo di attività tettonica nella sua formazione.

Il settore centrale dell'arcipelago eoliano è dominato da un sistema di faglie trascorrenti destre con orientazione NNO-SSE, denominato “Tindari-Letojanni”, che è considerato il prolungamento settentrionale di un ben più ampio sistema tettonico comprendente la scarpata Ibleo-Maltese (Fabbri et al., 1980). La direzione NE-SO del Canale potrebbe derivare da strutture transtensive rispetto a tale sistema (Ventura et al., 1999), mentre un secondo sistema di faglie (normali) con orientazione N-S, svolge un importante ruolo nel controllo dell'attività vulcanica di Lipari e si estende anche nei fondali a N dell'isola (Romagnoli et al., 1989).

Inoltre il Canale si trova in corrispondenza dei settori tra i più antichi delle due isole di Salina e Lipari, come testimoniato dalla presenza di piattaforme insulari (elementi morfologici formati dall'erosione marina durante le fasi di abbassamento del livello del mare delle fasi glaciali), qui particolarmente estese (Romagnoli et al., in accettazione). In particolare, la presenza di una piattaforma ben sviluppata lungo il versante sud-est dell'isola di Salina ha suggerito la sua corrispondenza con un possibile centro eruttivo (denominato “Fossa delle Felci sud”) ora ampiamente eroso, la cui attività vulcanica avrebbe preceduto le fasi di costruzione dell'isola ricostruite in base ai prodotti subaerei (par. 1.2). Questa fase di attività primordiale con grande probabilità comprende anche il centro eruttivo sommerso a “testa piatta” la cui sommità risiede ora a -180 m sotto il livello del mare (CE 5 in Fig. 3.1) indicando una possibile subsidenza dell'area (Romagnoli et al. in accettazione). Anche la profondità della piattaforma del settore SE di Salina, con ciglio erosivo posto a -212 m (cioè a profondità più elevate rispetto al più basso livello di fluttuazione del livello del mare raggiunto durante l'ultimo massimo glaciale ed i precedenti, circa -125 m), suggerisce che la subsidenza abbia avuto un ruolo attivo nella formazione del bacino.

Simili osservazioni riguardano il settore NO di Lipari, dove affiorano i più antichi prodotti riconosciuti sull'isola (par. 1.2) e dove la profondità del ciglio della piattaforma insulare suggerisce processi di subsidenza, anche localizzata (Chiocci e Romagnoli, 2004). Tuttavia la presenza di terrazzi marini sollevati riconosciuti nell'area, testimonia il fatto che la subsidenza non è più attiva da circa 125 ka (Lucchi et al., 2013).

-riempimento del CLS:

come visto dalla mappa degli spessori (Fig. 3.10) il Canale di Lipari-Salina possiede due depocentri separati tra loro, il primo con spessori di sedimento di circa 230 m (circa 270 msec) e il secondo con spessori di circa 210 m (circa 247 msec).

All'interno del bacino si riconoscono diverse fasi di riempimento. La fase aggradazionale di sedimenti che vanno a riempire il depocentro al di sopra del substrato acustico (riflettore in blu nei profili sismici) ha spessori variabili tra 195 e 135 metri (rispettivamente 230 e 160 msec). Sulla base dell'analisi dei profili si è poi notata la presenza di alcuni corpi sedimentari non più aggradazionali, bensì a crescita laterale (in giallo nei profili sismici) e caratterizzati generalmente da diverse facies sismoacustiche. Questi depositi, con spessori fino a 80 msec (corrispondenti a circa 68 m) sembrano provenire dai fianchi subaerei degli edifici vulcanici delle due isole.

Sono comunque le fasi aggradazionali quelle che controllano gran parte del riempimento del bacino. Possiamo ipotizzare che le isole di Salina e Lipari non fossero ancora emerse quando questi sedimenti si depositarono all'interno del bacino e che quindi la subsidenza abbia avuto un ruolo molto importante nelle fasi iniziali di sviluppo di questo settore dell'arcipelago eoliano. L'età relativamente antica ipotizzata per i centri eruttivi riconosciuti lungo il settore ovest di Lipari (incluso Banco del Bagno; Romagnoli et al., 1989), che avrebbero dato origine al Canale come bacino pensile per la raccolta di sedimenti, supportano la sua età relativamente antica.

Le fasi di apporto laterale del sedimento vulcanoclastico nel Canale descritte sopra, invece, possono essere associate ad un periodo in cui le due isole stavano emergendo o erano già emerse. In questo periodo la subsidenza avrebbe rallentato o sarebbe cessata, per poi verificarsi un movimento inverso (sollevamento) delle isole almeno dal Tirreniano (come suggerito dallo studio terrazzi marini). Tale sollevamento può avere favorito l'erosione e lo smantellamento delle porzioni subaeree degli edifici, come ad esempio evidente lungo il lato orientale di Salina.

Bibliografia

Casalbore D., Bosman A., Romagnoli C., Di Filippo M., Chiocci F.L., 2016. Morphological map of Lipari offshore (Southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Maps*, 12 (81), 77-86, doi: 10.1080/17445647.2014.980858.

Casalbore D., Bosman A., Romagnoli C., Chiocci F.L. 2016. Morphological map of Salina offshore (Southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Maps*, 12 (5), 725-730, doi: 10.1080/17445647.2015.1070300.

Chiocci F.L. e Romagnoli C., 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie (Sicilia). *Mem. Descrittive della Carta Geologica d' Italia*, APAT, vol. 58, 81-114.

Fabrizi A., Ghisetti F. & Vezzani L. 1980 The Peloritani-Calabria Range and the Gioia Basin in the Calabrian Arc (Southern Italy): relationships between land and marine data. *Geol.Romana*, 19, 131-150.

Forni F., F. Lucchi, A. Peccerillo, C. A. Tranne, P. L. Rossi and M. L. Frezzotti, 2013. Stratigraphy and geological evolution of the Lipari volcanic complex (central Aeolian archipelago) 10, 236- 249. *Geological Society, London, Memoirs*, 37, 213-279, 2013.

Forni F., Ellis B.S., Bachmann O., Lucchi F., Tranne C.A., Agostini S., Dallai L., 2015. Erupted cumulate fragments in rhyolites from Lipari (Aeolian Islands). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 170, 1-18.

Llanes, P., Herrera, R., Gomez, M., Munoz, A., Acosta, J. & Uchupi, E. 2009. Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. *Marine Geology*, 264, 123–139.

Lucchi F., A. Peccerillo, J. Keller, C.A. Tranne and P.L. Rossi, 2013. The Aeolian Islands Volcanoes 9, 14-26. *Geological Society Memoir No.37*.

Gasperini L., Stanghellini G., 2009. SeisPhro: An interactive computer program for processing and interpretation of high resolution seismic reflection profiles. *Computer & Geosciences*, V.35, 1497-1507.

Lenat, J. F., Vincent, P. & Bachelery, 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean); Structural and geomorphological, Interpretation from seabeam mapping. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36, 1–36.

Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., Urgeles, R., Mitchell, N. C., Le Bas, T. P. & Canals, M. 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1–3.

Mitchell, N. C., Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. & Urgeles, R. 2002. The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands – a comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 83–107.

Oehler, J. F., Le'nat, J. F. & Labazuy, P. 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70, 717–742.

Romagnoli C., Calanchi N., Gabbianelli G., Lanzafame G., Rossi P.L., 1989. Contributi delle ricerche di geologia marina alla caratterizzazione morfostrutturale ed evolutiva dei complessi vulcanici di Salina, Lipari e Vulcano (Is. Eolie). Boll. G.N.V.-C.N.R., 1989-2, 971-978.

Romagnoli C. 2013. Characteristics and morphological evolution of the Aeolian volcanoes from the study of submarine portions. In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C.A. & Rossi, P.L. (eds), *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 13-26.

Romagnoli C., Casalbore D., Bortoluzzi G., Bosman A., Chiocci F.L., D'Orlando F., Gamberi F., Ligi M. & Marani M., 2013. Bathy-morphological setting of the Aeolian islands. In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C.A. & Rossi, P.L. (Eds), *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 27-36.

Romagnoli C., Casalbore D., Ricchi A., Lucchi F., Quartau R., Bosman A., Tranne C.A., Chiocci F.L. Morpho-bathymetric and seismo-stratigraphic analysis of the insular shelf of Salina (Aeolian archipelago) to unveil its Late-Quaternary evolution. *Marine Geology*, in corso di accettazione.

Sakellariou, D., Sigurdsson, H. et al. 2010. Active tectonics in the Hellenic Volcanic Arc: the Kolumbo submarine volcanic zone. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 43, 1056–1063.

Ventura G., 2013. Kinematics of the Aeolian volcanism (Southern Tyrrhenian Sea) from geophysical and geological data..In: Lucchi, F., Peccerillo, A., Keller, J., Tranne, C. A. & Rossi, P. L. (eds) *The Aeolian Islands Volcanoes*. Geological Society, London, *Memoirs*, 37, 3–11.

Ventura G., Vilardo G., Milano G., Pino N.A., 1999. Relationships among crustal structure, volcanism and strike-slip tectonics in the Lipari–Vulcano Volcanic Complex Aeolian Islands, Southern Tyrrhenian Sea, Italy. *Ž. Physics of the Earth and Planetary Interiors* 116 1999 31–52.