

### 1. Inquadramento geologico dell'area

L'area oggetto di studio (Fig. 1.1) comprende l'edificio vulcanico di Stromboli e parte di Panarea, nonché un tratto del sistema di Canyon Stromboli-Angitola.

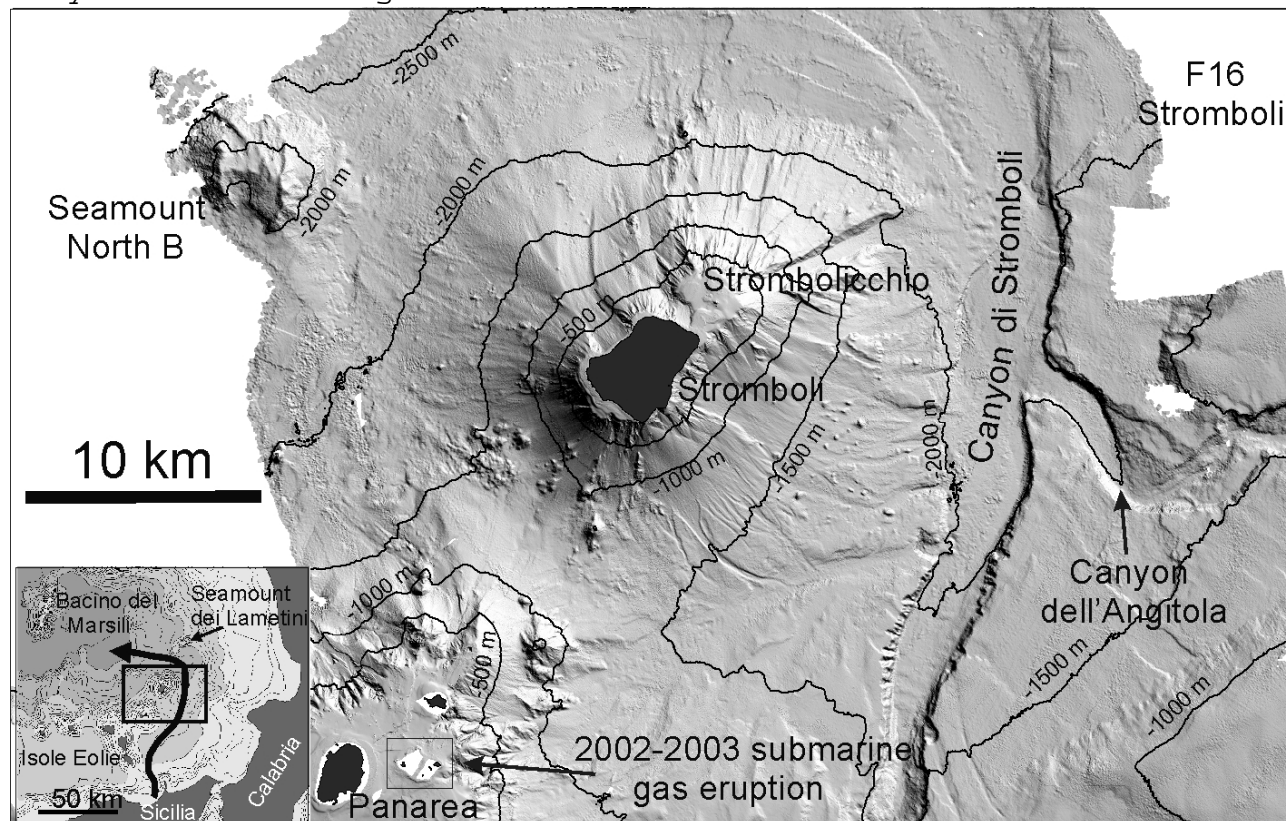


Fig. 1.1 - Rilievo ombreggiato ad alta risoluzione dell'area compresa nel Foglio 16 (F16). Nell'inset è mostrata la localizzazione del F16 (rettangolo nero) nel contesto del Tirreno Centro-Meridionale; la freccia nera indica l'andamento del Canyon di Stromboli.

La maggior parte del foglio insiste sull'edificio vulcanico di Stromboli (da cui prende anche il nome), un largo e ripido stratovulcano andesitico-basaltico, costituito dalla coalescenza di due centri vulcanici (Stromboli e Strombolicchio, quest'ultimo datato a circa 200 ka da Gillot&Keller, 1993) la cui base è localizzata tra 1400 e 2700 m di profondità. L'edificio vulcanico giace al di sopra di una sottile crosta continentale spessa circa 20 km (Morelli et al., 1975) ed il suo sviluppo (Tardo-Quaternario per quanto riguarda le porzioni emerse) è stato principalmente controllato da strutture tettoniche regionali orientate in direzione SO-NE (Zanchi&Francalanci, 1989; Pasquarè et al, 1993). L'evoluzione vulcano-tettonica dell'edificio è costituita dall'alternanza di fasi costruttive e distruttive, queste ultime marcate da ben definite discontinuità stratigrafiche, sulla base delle quali sono state suddivise le principali unità vulcaniche affioranti nell'isola (Hornig-Kjarsgaard et al., 1993; Pasquarè et al., 1993). Attualmente, Stromboli è caratterizzata da una persistente attività di tipo Stromboliano, consistente di

periodiche esplosioni (generalmente ogni 10-20 minuti), durante le quali vengono emesse piccole quantità di bombe scoriacee, lapilli, cenere e blocchi con altezze comprese tra poche decine fino a centinaia di metri (Rosi et al., 2000).

L'isola di Panarea è la porzione emergente di uno stratovulcano alto più di 2000 m e con un diametro di circa 20 km (Gabbianelli et al., 1993). La geologia dell'isola è principalmente definita da duomi lavici di composizione variabile da andesita a dacitica datati tra 150 e 125 ka alternati a depositi piroclastici (Calanchi et al., 1999). La parte orientale dell'edificio è caratterizzata dalla presenza di un'estesa piattaforma insulare, dalla quale emergono alcuni isolotti (Basiluzzo, Dattilo, Panarelli, Lisca Bianca, Bottaro, Lisca Nera and Formiche), costituiti da lave a composizione HKCA dacitica e andesitica. Oggigiorno, Panarea è caratterizzata da una subsidenza locale (Tallarico et al., 2003) e da attività di degassamento relazionate alla presenza di diverse aree fumaroliche sia a terra che a mare. A tal riguardo, un'intensa attività di degassamento è stata recentemente osservata nel novembre del 2002 tra gli isolotti di Lisca Bianca e Lisca Nera, con un tasso massimo di 108-109 lt/giorno (ad ovest dell'isolotto di Bottaro, Caracausi et al., 2004; Caliro et al., 2004), circa due ordini di grandezza più elevato rispetto al flusso medio precedentemente misurato in tale area (Italiano e Nuccio, 1991).

Infine, il Canyon di Stromboli rappresenta il più importante lineamento erosivo-deposizionale del Tirreno Meridionale, con una lunghezza di circa 120 km (Gamberi e Marani, 2007). Questo canyon si sviluppa nella zona antistante Capo Milazzo, a partire dalla confluenza di due canyon minori. Il primo tratto del canyon è definito da un andamento SO-NE, mentre in corrispondenza della parte nord-occidentale di Stromboli, il canyon gira bruscamente verso ovest, orientandosi in direzione circa E-O per alcune decine di chilometri fino a sfociare nella piana del Marsili a circa 3000 m di profondità. Il Canyon di Stromboli riceve sedimenti sia da parte degli edifici eoliani nella parte occidentale che dal sistema di Canyon tributari di Gioia-Mesima e dell'Angitola nel versante orientale.

## **2. Descrizione dei dati geofisici e sedimentologici disponibili nell'area del Foglio**

Il set di dati utilizzato per la realizzazione di questo foglio è stato raccolto durante numerose campagne oceanografiche (Tab. 2.1), svoltesi a partire dal 1991 fino al 2010 a bordo delle N/O Minerva, Urania, Thetis (C.N.R.), Universitatis (CoNISMa), oltre che su piccole imbarcazioni di diporto. Il set di dati geofisici comprende dati ecometrici a fascio singolo e multifascio, sonar a scansione laterale e profili sismici ad alta risoluzione. Tali dati sono stati integrati da campionamenti del fondale (dragaggi, bennate e box-corer) ed immersioni subacquee.

RILIEVO	DATA	NAVE OCEANOGRAFICA	STRUMENTAZIONE	POSIZIONAMENTO
MINERVA 1991	1991	MINERVA	SPARKER(1-3 kJ&CAMPIONAMENTI	LORAN C
INCAURINA MARIANNA	1993	CATAMARANO	SPARKER(0.5-1 kJ)	GPS
TTR4	1994	GELENDZHIK	MAK-1 SSS(30kHz)&SBP(4.9 kHz)	GPS
URANIA 1995	1995	URANIA	SPARKER 4.5 kJ & SBP & CAMPIONAMENTI	GPS
TIVOLI	1998	URANIA	TOBI SSS(30 kHz)&SBP(7.5 kHz)	GPS
VULCANIT	2002	THETIS	MULTIBEAM 8111(100 kHz)& SSS EG&G 260 (100/500 kHz)	DGPS
<b>30 DICEMBRE 2002 EVENTO DI FRANA-MAREMOTO A STROMBOLI</b>				
C.C.E	09/01/2003	CP875	MULTIBEAM 8101(240 kHz)	DGPS
ISMAR	18/01/2003	THETIS	MULTIBEAM 8101(240 kHz)	DGPS
IDDU	02/02/2003	URANIA	MULTIBEAM 8101(240 kHz)& SSS EDGE TECH DF1000	DGPS
IDDUTU	22/03/2003	THETIS	MULTIBEAM 8111(100 kHz)	DGPS
IDDUTRI	06/04/2003	THETIS	MULTIBEAM 8111(100 kHz) SPARKER 3,5 KJ	DGPS
IDDUFOR	24/07/2003	ALSEA	MULTIBEAM 8125(455 kHz)&MULTIBEAM 8101 (240 kHz)	RTK
ELEONORA	26/09/2003	URANIA	MULTIBEAM 8160(50 kHz)	DGPS
IDDUFIV	14/12/2003	ALSEA	MULTIBEAM 8125(455 kHz)	RTK
IDDUSUB	15/07/2004	GOMMONE	IMMERSIONI SUBACQUEE	GPS
IDDUSICS	10/08/2004	UNIVERSITATIS	MULTIBEAM 8160(50 kHz)	DGPS
IDDUCORE	28/12/2004	URANIA	CAMPIONAMENTI DEL FONDALE	DGPS
IDDUBOS	11/07/2005	UNIVERSITATIS	MULTIBEAM 8125 (455 kHz) & MULTIBEAM 8160(50 kHz)	DGPS
1908	01/12/2005	UNIVERSITATIS	MULTIBEAM 8125(455 kHz) & MULTIBEAM 8160(50 kHz)	DGPS
IDDUSEVEN	25/02/2007	UNIVERSITATIS	MULTIBEAM 8160(50 kHz)	DGPS
<b>27 FEBBRAIO 2007 CRISI ERUTTIVA STROMBOLI</b>				
IDDUEIT	05/03/2007	URANO	MULTIBEAM 8125(455 kHz)	RTK
IDDUEIT + 16H	06/03/2007	URANO	MULTIBEAM 8125(455 kHz)	RTK
IDDUNAIN	09/04/2007	URANO	MULTIBEAM 8160(50 kHz)	RTK
IDDUTEN	19/04/2007	URANO	MULTIBEAM 8160(50 kHz)	RTK
IDDUSUBTÙ	27/04/2007	URANO	IMMERSIONI SUB&ROV	DGPS
PRINDUJA	20/09/2007	UNIVERSITATIS	MULTIBEAM 8160(50 kHz)& MULTIBEAM 8125(455 kHz)	DGPS
BOB	24/11/2009	URANIA	MULTIBEAM EM710(100 kHz)	DGPS
EOLARC	20/02/2010	URANIA	MULTIBEAM EM710(100 kHz)& CAMPIONAMENTI DEL FONDALE	DGPS

Tab. 2.1 - Elenco delle campagne di ricerca svolte per l'acquisizione dei dati disponibili per l'interpretazione del F16, con l'indicazione dell'imbarcazione e delle strumentazioni utilizzate.

### 2.1 Dati morfo-batimetrici (rilievi multibeam)

I dati morfo-batimetrici (Fig. 2.1.1) sono stati acquisiti con sistemi *multibeam* operanti a diversa frequenza e potenza, coprendo una superficie complessiva di circa 1500 km<sup>2</sup>. Il sistema di riferimento utilizzato è il WGS84 33N, con posizionamento ottenuto principalmente tramite GPS, DGPS e RTK (*Real Time Kinematics*) a seconda dei rilievi effettuati (Tab. 2.1). I dati sono stati elaborati tramite software ad hoc (come *Caris Hips and Sips*) allo scopo di generare modelli digitali del terreno (DTM), con dimensioni di cella variabili da 0.5 m in acqua bassa (primi 100 m di profondità) fino a 25 m in acqua profonda (circa 2700 m di profondità). I diversi dataset sono stati infine omogeneizzati ed

integrati allo scopo di ottenere un DTM totale con cella di 25 m. Nel caso di Stromboli, sono stati inoltre eseguiti rilievi batimetrici multi-temporali nell'area antistante la Sciara del Fuoco al fine di monitorare l'evoluzione morfologica dei fondali marini in conseguenza delle crisi eruttive del 2002-2003 e del 2007 (convenzioni con la Protezione Civile).

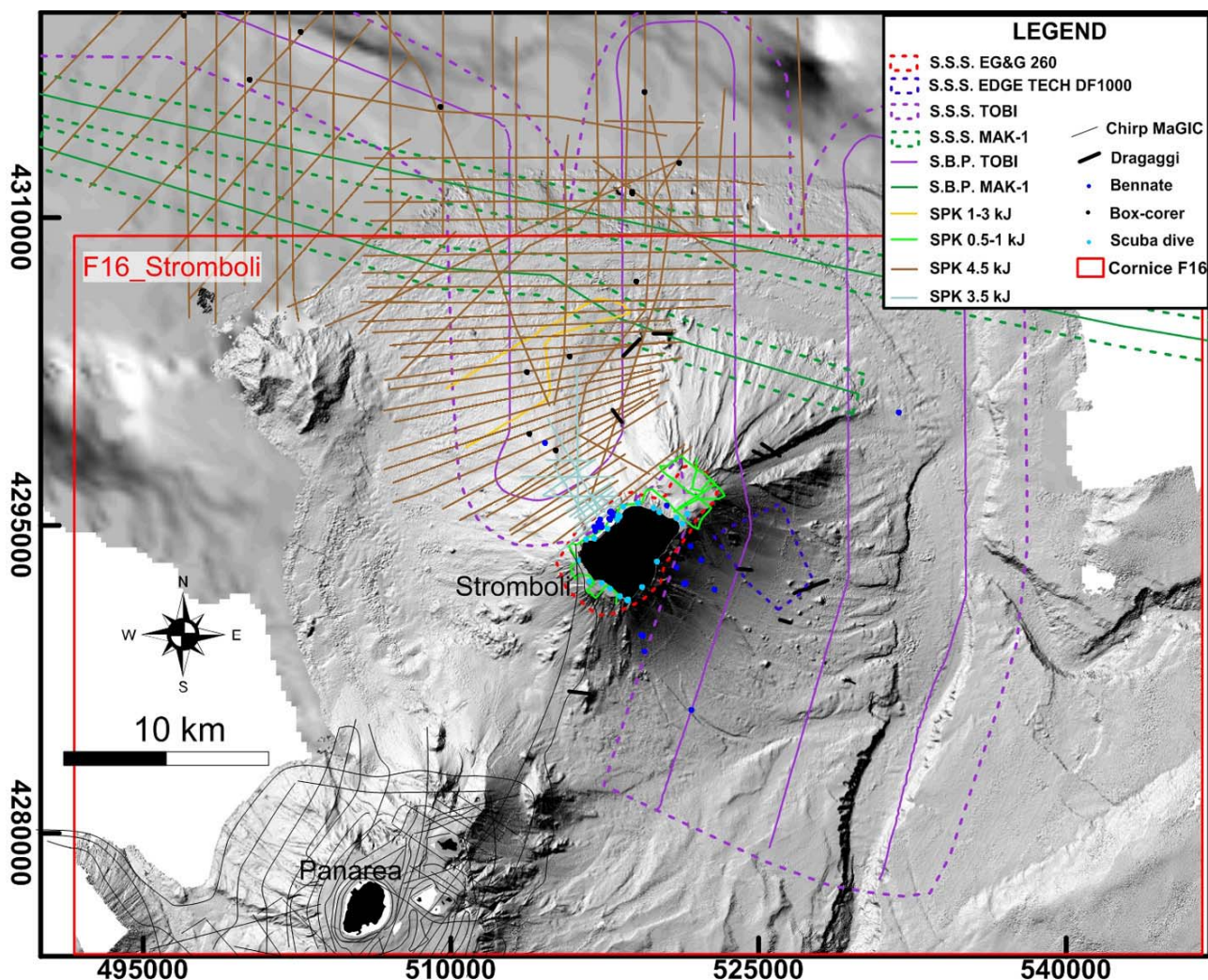


Fig. 2.1.1 - Ubicazione dei dati utilizzati per la realizzazione del F16, prendendo in considerazione anche i dati disponibili per le aree limitrofe al foglio.

## 2.2 Dati di riflettività e immagini del fondale (side scan sonar, rov, ecc.)

L'edificio di Stromboli ed il sottostante Canyon di Stromboli sono stati investigati attraverso l'utilizzo di sonar a scansione laterale (SSS) a traino profondo TOBI e MAK-1 (tutti e due operanti ad una frequenza di 30 kHz, Fig. 2.1.1).

I dati TOBI (Fig. 2.2.1), in particolare, hanno permesso la mappatura sonar delle porzioni sommerse dello Stromboli (ad eccezione del settore sud-occidentale) ed aree limitrofe da circa 400 fino ad oltre 3000 m di profondità (Canyon di Stromboli e parte della Piana del Marsili) con una risoluzione dell'ordine di alcune decine di metri, mentre i dati MAK-1 sono limitati ad



alcuni settori a nord dell'edificio di Stromboli. Questo tipo di dati ha fornito importanti indicazioni per quanto riguarda la litologia del fondale, soprattutto in relazione al riconoscimento e caratterizzazione di flussi gravitativi di sedimento.



Fig. 2.2.1 - Mosaico TOBI dell'edificio e sottostante Canyon di Stromboli da Bosman et al., 2009. Per le sigle e maggiori dettagli fare riferimento all'articolo in questione.

### 2.3 Dati di sismica a riflessione

Questi dati comprendono prevalentemente un fitto reticolo di profili acquisiti nel corso della campagna Urania 1995 con sorgente Sparker a 4.5 kJ in corrispondenza del settore nord-occidentale di Stromboli e del tratto terminale del Canyon di Stromboli, per una lunghezza totale di circa 1220 km (Fig. 2.1.1), fornendo un notevole contributo all'interpretazione dei lineamenti morfologici individuati. Un altro set di profili sismici, ma con sorgente Sparker a 300-500 joule, sono stati eseguiti nei primi

200 m di profondità per studiare la distribuzione e struttura interna delle piattaforme costiere e sovrastanti terrazzi deposizionali sommersi presenti lungo le porzioni NE e SO dell'edificio vulcanico (Fig. 2.1.1). Sono stati analizzati anche profili di sismica monocanale ad altissima risoluzione, acquisiti mediante l'utilizzo di sorgenti sismiche Sub-bottom Profiler montate sui veicoli a traino profondo TOBI e MAK-1, con frequenza rispettivamente di 7.5 e 4.9 kHz (Fig. 2.1.1). L'elevata frequenza del segnale emesso e la relativamente breve distanza tra strumento ed il sottostante fondo (circa 400 m) hanno permesso di caratterizzare la facies acustica dei primi metri di sedimento con un elevato dettaglio. Infine, sono stati utilizzati due profili Sparker 30 kJ acquisiti dall'ex IGM (ora ISMAR) di Bologna in corrispondenza del fianco orientale di Stromboli, al fine di caratterizzare la presenza di estesi depositi caotici, riconducibili allo sviluppo di frane di grande dimensione al piede del fianco orientale di Stromboli.

#### *2.4 Dati di campionamento*

I campionamenti del fondale sono stati realizzati durante quattro campagne di ricerca effettuate rispettivamente nel 1991, 1995, 2006 e nel 2010 (Tab. 2.1 e Fig. 2.1.1). Le prime due hanno previsto essenzialmente l'utilizzo di box corer lungo il fianco nord-occidentale dello Stromboli e sottostante Canyon di Stromboli per ricostruire i processi di ri-sedimentazione gravitativa recente su questo fianco. Le ultime due campagne hanno, invece, previsto la realizzazione di numerose bennate e dragaggi in corrispondenza dei principali lineamenti vulcanici ed erosivo-deposizionali individuati lungo le porzioni sommerse di Stromboli. I dragaggi sono stati realizzati per la caratterizzazione petrografica dei megablocchi presenti lungo il versante orientale di Stromboli e dei principali lineamenti vulcano-tettonici presenti, come il Canyon di Strombolicchio (versante nord-orientale di Stromboli) o il campo di lava a *pillow* presente alla base settentrionale dell'edificio di Strombolicchio. Il settore costiero è stato, infine, oggetto di numerose osservazioni dirette ed immersioni subacquee durante la campagna Iddusub (Tab. 2.1) principalmente allo scopo di tarare le diverse facies acustiche riconosciute, raggiungendo, in questo caso una profondità massima di 60 m.

#### *2.5. Altro tipo di dato*

Nulla da riportare.

### **3. Elementi Morfobatimetrici e "pericolosità" geologica**

#### *3.1 Sintesi descrittiva del Livello 3*

Per quanto concerne il Foglio 16, i principali elementi morfobatimetrici individuati sono la presenza di un'estesa area di frana a blocchi nel versante nord-occidentale di Stromboli, estesa da circa 800 m fino a 2600 (limite del foglio) m di profondità, coprendo un'area totale di circa 170 km<sup>2</sup> e l'identificazione di numerosi megablocchi alla base del versante orientale

dell'edificio. Qui, i megablocchi sono prevalentemente concentrati tra i 1500 ed i 1800 m di profondità e presentano un diametro medio di alcune centinaia di metri, con un'altezza di 10-100 m rispetto al circostante fondale. In relazione ai processi di instabilità gravitativa, sono state anche individuate numerose rotture di pendenza associabili a nicchie di distacco, caratterizzate da dimensioni (lunghezza e larghezza) variabili da alcune a diverse centinaia di metri, con volumi mobilitati stimati da alcune decine di migliaia fino a milioni di metri cubi. Le nicchie non sono distribuite casualmente, ma si raggruppano in corrispondenza di 3 principali intervalli batimetrici, che spesso corrispondono a brusche variazioni di gradiente e/o litologiche. Le più superficiali sono localizzate nella parte alta dei fianchi vulcanici di Stromboli (tra 5 e 200 m di profondità) in corrispondenza di un brusco cambiamento di pendenza intercorrente tra piattaforme insulari/terrazzi deposizionali sommersi ed i sottostanti ripidi fianchi vulcanici. Sporadiche nicchie di distacco sono state invece osservate tra 200 e 500 m di profondità; esse presentano una forma allungata in direzione del pendio, suggerendo una possibile evoluzione retrogressiva per il loro sviluppo. Infine, un terzo gruppo è localizzato a maggiore profondità (> 1800 m) in corrispondenza dei bordi del Canyon di Stromboli e nella parte bassa della scarpata continentale calabra. Sono state individuate anche estese aree di deposito di flussi gravitativi non confinati, soprattutto nella parte sud-orientale dell'edificio vulcanico di Stromboli e all'interno del Canyon di Stromboli a testimonianza delle forti dinamiche sedimentarie ivi presenti.

Per quanto concerne le strutture canalizzate, sono stati invece osservati

- a) solchi erosivi: sviluppati principalmente nella parte bassa del fianco orientale di Stromboli,
- b) canali a fondo concavo e convesso: rappresentano le principali vie di trasporto per il detrito vulcanoclastico prodotto dall'erosione della porzione subaerea e dalla persistente attività Stromboliana verso le aree profonde,
- c) canyon e canali di grandi dimensioni: il principale lineamento è rappresentato dal Canyon di Stromboli (Fig. 1.1), che presenta in questo tratto una larghezza media di alcuni chilometri e pareti sub-verticali, con altezza di alcune centinaia di metri. Altri canyon importanti sono l'Angitola (un tributario del Canyon di Stromboli) che si sviluppa lungo il margine continentale calabro, quelli della Sciara del Fuoco e di Strombolicchio (parte orientale dell'edificio di Strombolicchio) per quanto riguarda l'edificio di Stromboli ed il canale di Panarea per l'omonimo edificio. Tra questi, il più peculiare è rappresentato dal Canyon di Strombolicchio, una marcata depressione delimitata da bordi ripidi e alti (circa 200 m), allungati in maniera estremamente rettilinea per circa 8 km lungo la direzione N64°E, suggerendo un possibile controllo strutturale per il suo sviluppo. Similmente, è stata identificata un'altra possibile scarpata di faglia di circa 300-

400 m nella parte sud-occidentale del foglio, in corrispondenza della parte inferiore della scarpata continentale calabra. Sono stati infine identificati numerosi affioramenti vulcanici, sia vicino a costa, in continuità con strutture subaeree, che nelle parti più profonde dei fianchi vulcanici, dove non sono direttamente relazionabili a centri eruttivi presenti sulle isole. Questi elementi morfologici presentano dimensioni e forme in pianta variabili tra loro, tra cui possiamo citare strutture allungate (presumibilmente dicchi), morfologie di tipo mammellonare (ad *hummocky*) e centri secondari di forma conica. Per quanto riguarda Stromboli, tali strutture sono principalmente sviluppate nella parte sud-occidentale e nord-orientale dell'edificio, mentre nel caso di Panarea essi si osservano prevalentemente nel settore orientale. Un esteso centro vulcanico è presente nella parte nord-occidentale del foglio, conosciuto in letteratura come NORTH B (Fig.1.1, Gabbianelli et al., 1993).

### *3.2 Aspetti salienti in chiave di pericolosità geologica non direttamente esprimibili attraverso la rappresentazione del Livello 3*

Il riconoscimento di ripetute frane a larga scala che hanno interessato il fianco orientale di Stromboli è stato possibile attraverso l'ausilio di due profili sismici acquisiti con sorgente Sparker 30 kJ dall'IGM di Bologna. Questi profili hanno permesso di individuare diverse lenti semi-trasparenti e caotiche (con iperboli di diffrazione) all'interno dell'apron vulcanoclastico presente lungo il fianco orientale di Stromboli (Romagnoli et al., 2009), riconducibili all'accadimento di eventi di instabilità gravitativa a larga scala in questo settore, non ricostruibili dalla sola osservazione di terreno.

### *3.3 Bibliografia citata.*

Bosman A., Chiocci F.L., Romagnoli C., 2009. Morpho-structural setting of Stromboli volcano, revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions. *Bull. Volcanol.* 10 1007/s00445-009-0279-5.

Calanchi N., Tranne C.A., Lucchini F., Rossi P.L., Villa I.M., 1999. Explanatory notes to the geological map (1 : 10.000) of Panarea and Basiluzzo islands (Aeolian arc. Italy). *Acta Vulcanol.* 11 (2), 223- 243.

Caliro S., Caracausi A., Chiodini G., Ditta M., Italiano F., Longo M., Minopoli C., Nuccio P.M., Paonita A., Rizzo A., 2004. Evidence of a new magmatic input to the quiescent volcanic edifice of Panarea, Aeolian Islands, Italy. *Geophys. Res. Lett.* 31, L07619. doi:10.1029/2003GL019359.

Caracausi A., Ditta M., Italiano F., Longo M., Nuccio P.M., Paonita A., 2004. Massive submarine gas output during the volcanic unrest off Panarea Island (Aeolian arc, Italy): inferences for



explosive conditions. *Geochim. J.* 39 (05), 459– 467. (<http://www.terrapub.co.jp/journals/GJ/frame/39.html>).

Gabbianelli G., Romagnoli C., Rossi P.L., Calanchi N., 1993. Marine geology of the Panarea-Stromboli area (Aeolian Archipelago, Southeastern Tyrrhenian Sea). *Acta Vulcanol.* 3, pp 11-20.

Gamberi F., Marani M., 2007. Downstream evolution of the Stromboli slope valley (southeastern Tyrrhenian Sea). *Marine Geology*, 243, pp 180-199.

Gillot P.Y., Keller J., 1993. Radiochronological dating of Stromboli. *Acta Vulcanol.* 3, 691, pp 69-77.

Hornig-Kjarsgaard I., Keller J., Koberski U., Stadlbauer E., Francalanci L., Lenhart R., 1993. Geology, stratigraphy and volcanological evolution of the island of Stromboli, Aeolian arc, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, pp 21-68.

Italiano F., Nuccio P.M., 1991. Geochemical investigations of submarine volcanic exhalations to the east Panarea, Aeolian Islands, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 46, 125-141.

Morelli C., Giese P., Cassinis R., Colombi B., Guerra I., Luongo S., Scarascia G., Shutte K.G., 1975. Crustal structure of Southern Italy. A seismic refraction profile between Puglia-Calabria-Sicily. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 18, pp 183-210

Pasquarè G., Francalanci L., Garduño V.H., Tibaldi A., 1993. Structure and geologic evolution of the Stromboli volcano, Aeolian Islands, Italy. *Acta Vulcanol.* 3, pp 79-89.

Romagnoli C., Casalbore D., Chiocci F.L., Bosman A., 2009. Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability. *Mar. Geol.* 262, 1-13.

Rosi M., Bertagnini A., Landi P., 2000. Onset of persistent activity at Stromboli Volcano (Italy), *Bull. Volcanol.*, 62, pp 294-300.

Tallarico A., Dragoni M., Anzidei M., Esposito A., 2003. Modeling long-term round deformation due to the cooling of a magma chamber: case of Basiluzzo island, Aeolian islands, Italy. *J. Geophys. Res.* 108 (B 12), 2568. doi:10.1029/2002JB002376.

Zanchi A., Francalanci L., 1989. Analisi geologico-strutturale dell'isola di Stromboli: alcune considerazioni preliminari. *Boll. Gruppo Naz. Vulcanol.*, 1989, 2, pp 1027-1044.

#### **4. Punti di Criticità presenti nel Foglio 16 Stromboli**

##### **4.1 F16\_PC1\_Sciara del Fuoco**

#### 4.1.1 Riassunto

La Sciara del Fuoco (SdF) è una ripida ed ampia depressione lungo il fianco nord-occidentale di Stromboli. Essa è sede di intense dinamiche sedimentarie, relazionate alla copiosa produzione di materiale vulcanoclastico da parte dei crateri sommitali, rendendo questo settore particolarmente soggetto allo sviluppo di processi d'instabilità gravitativa a diversa scala.

#### 4.1.2 Tipo di rischio

1) Eruzione, 2) maremoto, 3) frana marino-costiera con possibile coinvolgimento di settori emersi, 4) frana interamente sottomarina, 5) liquefazione dei sedimenti.

#### 4.1.3 Descrizione del lineamento

La Sciara del Fuoco (Fig. 1 PC1\_F16) è una depressione ampia circa 2 km, estesa da circa 700 m di quota fino a circa 800 m di profondità, delimitata marginalmente da due scarpate molto nette e ripide, con un'altezza media di 200-300 metri, rappresentando presumibilmente l'ultimo di una serie di collassi di settore che hanno interessato il fianco nord-occidentale di Stromboli negli ultimi 13 mila anni (Tibaldi, 2001, Kokelaar e Romagnoli, 1995; Romagnoli et al., 2009b). Oggigiorno la depressione agisce come settore di trasporto preferenziale verso il mare per la maggior parte dei prodotti eruttivi recenti e attuali, legati alla persistente attività stromboliana, che caratterizza i crateri sommitali (ubicati nella parte alta della SdF) nelle ultime migliaia di anni. I materiali sciolti presenti sotto i crateri si muovono a causa della forza di gravità lungo il ripido pendio della SdF (superiori ai 38° nella parte emersa) attraverso processi di scivolamento, rotolamento e flussi granulari (Kokelaar e Romagnoli, 1995).

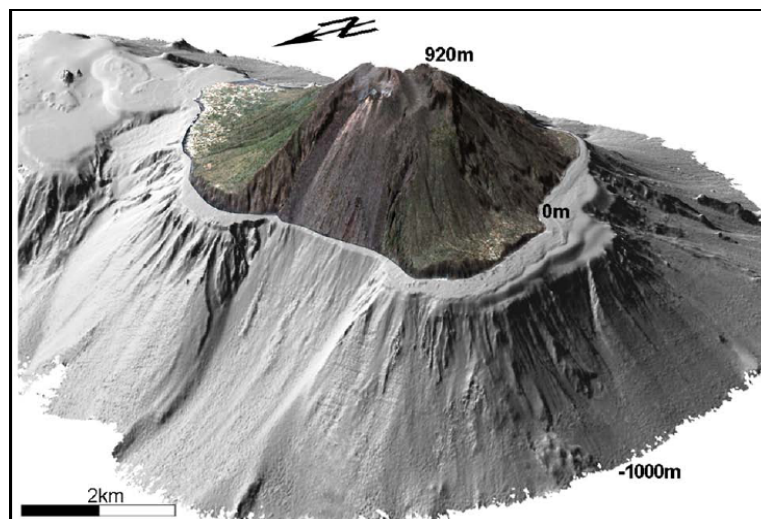


Fig. 1 PC1\_F16 - Immagine 3-D terra-mare del fianco nord-occidentale (vista da W) con l'ortofoto dell'isola drappeggiata (Chiocci et al., 2008).

Questo materiale insieme a quello prodotto dall'entrata in mare e successiva brecciazione delle colate di lava e alla messa in posto di delta di lava al piede del pendio subaereo (come osservato

durante le maggiori crisi eruttive, tipo 2002 e 2007) alimenta un esteso apron di pendio nei primi 300 m di profondità. Questo elemento morfologico presenta pendenze superiori a 30° ed è costituito dalla coalescenza di diverse conoidi di detrito vulcanoclastico in continuità con analoghe strutture presenti nella parte bassa del pendio subaereo.

A maggiori profondità, le pendenze decrescono sensibilmente, raggiungendo un valore di circa 13° a 900-1000 m di profondità.

#### 4.1.4 Rischio potenziale

##### a) tipo di evoluzione possibile:

Eventi d'instabilità gravitativa a differente scala e frequenza: da catastrofici settori di collasso, come quello che ha dato origine alla stessa Sciara del Fuoco (SdF), che arrivano a mobilitare 1-2 km<sup>3</sup> di materiale per evento (Tibaldi, 2001), fino ad instabilità a piccola e media scala, come gli eventi di frana-maremoto avvenuti il 30 dicembre 2002 (Chiocci et al., 2008a) lungo la porzione NE della Sciara del Fuoco (con volumi mobilitati dell'ordine di alcuni milioni di metri cubi). Per i primi le cause predisponenti vanno ricercate principalmente nell'assetto morfo-strutturale dell'edificio (Tibaldi, 2001; Romagnoli et al., 2009a e b) e nel raggiungimento di una massa di materiale critica che destabilizza l'edificio. Per quanto riguarda le frane a piccola e media scala, l'elevata pendenza e gli alti tassi di sedimentazione che caratterizzano il pendio della SdF rappresentano le principali cause predisponenti. In questo caso, è importante considerare anche la presenza di possibili livelli di debolezza preferenziale all'interno del pendio sommerso, come ad esempio i livelli vulcanoclastici (Tommasi et al., 2008). Questi ultimi sono generalmente costituiti da materiale relativamente grossolano (delle dimensioni di sabbia e ghiaia) e possono essere soggetti ad un processo di *grain-crushing* se sottoposti a deformazione, ovvero subire una veloce frantumazione dei granuli più grandi, con la produzione di abbondante materiale fine (sabbia e silt). Questo processo può a sua volta favorire l'instaurarsi di condizioni non drenate nel pendio sottomarino in caso di repentini incrementi di carico, portando ad un progressivo aumento delle pressioni di poro all'interno del pendio fino al raggiungimento di una condizione di liquefazione statica, in cui si ha una brusca caduta della resistenza al taglio del materiale e il conseguente movimento in massa del materiale verso il basso (Boldini et al., 2005; Tommasi et al., 2007 e 2008). Le cause di innesco possono essere quindi associate alle maggiori crisi eruttive che interessano l'isola (come ad esempio quelle recenti del 2002 e del 2007), durante le quali il fianco è soggetto a notevoli processi deformativi, sia in risposta all'intrusione di dicchi sub-superficiali che al carico legato alla messa in posto di nuovo materiale vulcanico lungo il fianco.

A parte gli eventi di franamento, altre possibili cause di rischio possono essere connesse sia allo sviluppo di flussi piroclastici, che impattando con l'acqua sono in grado di generare piccoli maremoti (Maramai et al., 2005) sia ad eventi parossistici, come

quello accaduto il 5 aprile 2003 (Calvari et al., 2006). Questi ultimi, sebbene rappresentino processi completamente subaerei, possono creare danni alle abitazioni presenti nella parte medio-alta del fianco subaereo.

*b) potenziali effetti diretti ed indiretti:*

l'effetto principale delle frane subaeree e sommerse, così come dei flussi piroclastici è la generazione di onde di maremoto che possono interessare la costa dell'isola e le aree circostanti.

*c) beni esposti agli effetti dell'evento:*

principalmente infrastrutture ed abitazioni private localizzate lungo la costa settentrionale di Stromboli.

*d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:*

I settori di collasso a larga-scala, sebbene presentino un elevato rischio considerando l'alto potenziale tsunamigenico ad essi associato, presentano in generale una bassa pericolosità, in quanto il periodo medio di ricorrenza di tali eventi è dell'ordine di alcune migliaia di anni per quanto concerne il fianco nord-occidentale e di alcune decine di migliaia di anni per il fianco orientale (Tibaldi et al., 1994; Romagnoli et al., 2009a e b).

I processi di franamento a media e piccola scala sono invece estremamente pericolosi e rilevanti alla scala temporale umana, in quanto hanno un periodo di ricorrenza stimato in alcune decine o poche centinaia di anni per evento. Tale stima deriva sia dall'analisi degli eventi storici di maremoto riportati per le isole Eolie nell'ultimo secolo (Maramai et al., 2005), che da considerazioni geologiche effettuate sul riempimento della nicchia di distacco associata al recente evento di franamento accaduto nel dicembre 2002 (rapporti tecnici in possesso della Protezione Civile, vedi anche Chiocci et al., 2008b).

Per quanto concerne i flussi piroclastici, anch'essi sembrano rappresentare processi piuttosto frequenti nell'evoluzione di Stromboli (in quanto sono stati osservati, ad esempio, in corrispondenza delle crisi eruttive del 1930, 1944 e 2002) e devono essere quindi considerati in una possibile stima della pericolosità geologica.

*e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):*

Numerosi lavori scientifici sono stati rivolti alla caratterizzazione geologica, geomorfologica e geotecnica della Sciara del Fuoco, sia in relazione agli eventi di collasso a larga scala che a quelli a piccola e media scala, principalmente in relazione al loro potenziale tsunamigenico (Casalbore et al., 2011). Inoltre, sulla spinta dell'evento di frana-maremoto del 2002 sono state attivate numerose convenzioni tra la Protezione Civile e le differenti istituzioni scientifiche, allo scopo di monitorare l'edificio vulcano di Stromboli nella sua completezza, avvalendosi delle più moderne tecniche esistenti, con la redazione di dettagliati rapporti tecnici in possesso della Protezione Civile.

*f) dati disponibili nell'area:*

Nulla da riportare.

#### Liberatoria da responsabilità:

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

#### **Bibliografia:**

Boldini D., Wang F., Sassa K., Tommasi P., 2005. Mechanism of landslide causing the December 2002 tsunami at Stromboli volcano (Italy). *Landslide - Risk analysis and sustainable disaster management*, Springer Verlag, Berlin, pp 173-180.

Calvari S., Spampinato L., Lodato L., 2006. The 5 April 2003 vulcanian paroxysmal explosion at Stromboli volcano (Italy) from field observations and thermal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 149, pp 160- 175.

Casalbore D., Romagnoli C., Bosman A., Chiocci F.L. (2011) Potential tsunamigenic landslides at Stromboli Volcano (Italy): Insight from marine DEM analysis. *Geomorphology*, 126, 1-2, pp 42-50

Chiocci F.L., Romagnoli C., Tommasi P., Bosman A., 2008a. Stromboli 2002 tsunamigenic submarine slide: Characteristics and possible failure mechanisms, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2007JB005172.

Chiocci F.L., Romagnoli C., Bosman A., 2008b. Morphologic resilience and depositional processes due to the rapid evolution of the submerged Sciara del Fuoco (Stromboli Island) after the December 2002 submarine slide and tsunami. *Geomorphology*, 100, 3-4, pp 356-365.

Kokelaar B.P., Romagnoli C., 1995. Sector collapse, sedimentation and clast-population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volcanol.* 57, pp 240-262.

Maramai A., Graziani L., Tinti S., 2005. Tsunamis in the Aeolian Islands (southern Italy): a review. *Marine Geology*, 215, 1-2, pp 11-21.

Romagnoli C., Casalbore D., Chiocci F., Bosman A., 2009a. Offshore evidence of large-scale lateral collapses on the eastern flank of Stromboli, Italy, due to structurally-controlled, bilateral flank instability. *Marine Geology*, 262, pp 1-13.

Romagnoli C., Kokelaar P., Casalbore D., Chiocci F. L., 2009b. Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano, Italy. *Marine Geology*, 265, 101-119.

Tibaldi A., Pasquarè G., Francalanci L., Garduno V.H., 1994. Collapse types and recurrence at Stromboli volcano, associated volcanic activity and sea-level changes. *Atti Conv. Lincei*, 112, 143-151.

Tibaldi A., 2001. Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. *Bull. Volcanol.* 63, pp 112-125.

Tommasi P., Boldini D., Cignitti F., Graziani A., Lombardi A. Rotonda T., 2007. Geomechanical analysis of the instability phenomena at Stromboli Volcano. 1st Canadian-U.S. Rock Mechanics Symposium, Vancouver, vol. 1, pp. 933-941

Tommasi P., Baldi P., Chiocci F.L., Coltelli M., Marsella M., Romagnoli C., 2008. Slope failures induced by the December 2002 eruption at Stromboli volcano. In "Learning from Stromboli" (AGU Book), Calvari et al. Eds. AGU, Washington D.C.

#### *4.2 F16\_PC2\_Canale Di Piscità*

##### 4.2.1 Riassunto

Il canale di Piscità è un'ampia struttura erosiva localizzata nella parte settentrionale dell'isola di Stromboli; esso incide profondamente il terrazzo deposizionale sommerso qui presente, il cui ciglio è localizzato ad una profondità di 8-10 m ad una distanza da costa inferiore in media ai 100 m. Inoltre va sottolineata la possibilità di incanalamento di flussi piroclastici lungo il canale subaereo di Vallonazzo (vedi Fig. 1 PC2\_F16).

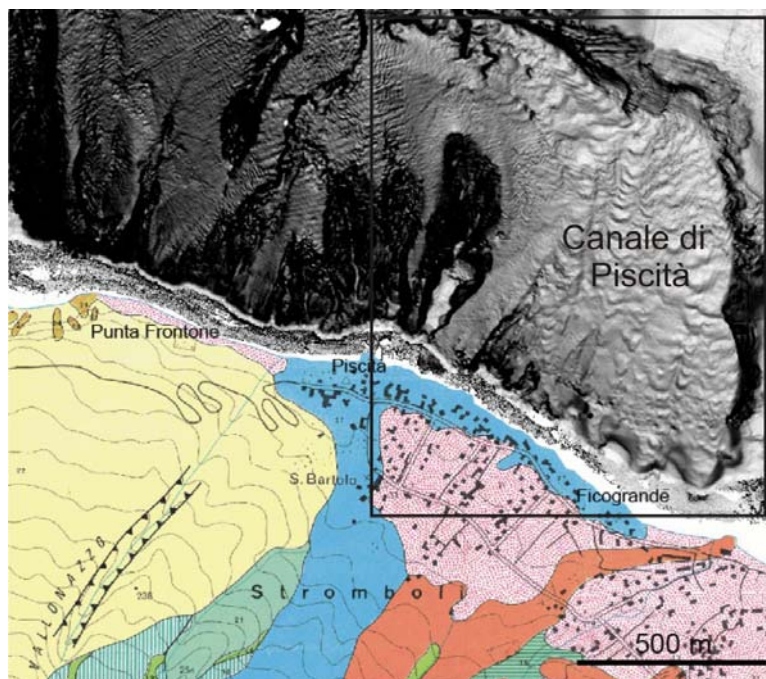
##### 4.2.2 Tipo di rischio

frana marino-costiera con possibile coinvolgimento di settori emersi, flussi piroclastici

##### 4.2.3 Descrizione del lineamento

Il canale di Piscità (Fig. 1 PC2\_F16 e 2 PC2\_F16) si estende da 8-10 m fino ad oltre 250 di profondità, presentando una lunghezza di circa 1000 m ed una larghezza di 600 m; esso è limitato ad ovest dalla piattaforma insulare sviluppata intorno al neck di Strombolicchio e ad est da una serie di affioramenti vulcanici localizzati in corrispondenza del campo lavico di San Bartolo (in blu sulla carta geologica di Keller et al., 1993, vedi Fig. 1 PC2\_F16), che rappresenta l'unico evento effusivo avvenuto in tempi storici al di fuori della Sciara del Fuoco.





*Fig. 1 PC2\_F16 - Rilievo ombreggiato del settore costiero settentrionale di Stromboli integrato con la carta geologica di terra (Keller et al., 1993). Si può osservare nella parte destra la presenza del Canale di Piscità, un peculiare elemento erosivo caratterizzato da intense dinamiche sedimentarie. Mentre nella carta geologica è importante sottolineare la presenza della fessura eruttiva di Vallonazzo, dove si possono incanalare flussi piroclastici, ed il campo lavico di S. Bartolo (in blu) messo in posto in epoca storica.*

La testata del canale è caratterizzata dalla presenza di diverse nicchie di distacco con un diametro di poche centinaia di metri, mentre il fondo del canale mostra una pendenza media di circa 6-8°. Esso è interessato da numerosi gradini morfologici di forma semi-arcuata in pianta (concavità rivolta verso il basso), tipicamente spazati di circa 150-200 m lungo il pendio, con un'estensione laterale di 70-200 m ed un'altezza di qualche metro rispetto al circostante fondale. Rilievi batimetrici multi-temporali eseguiti in questa area hanno evidenziato significative migrazioni soprapendio di queste strutture, fino a valori di 40 m nell'arco di un solo anno, indicando la presenza di intense dinamiche sedimentarie in questo settore (Bosman et al., 2008). L'ipotesi più plausibile è che tali strutture rappresentino il risultato di processi erosivo-deposizionali agenti lungo il thalweg dei principali lineamenti canalizzati a seguito dello scorrimento di correnti di densità, che porterebbero allo sviluppo di processi di instabilità gravitativa a piccola scala all'interno della copertura sedimentaria più superficiale. Questi processi sono spesso caratterizzati da un'evoluzione retrogressiva, ovvero da una migrazione delle strutture soprapendio.

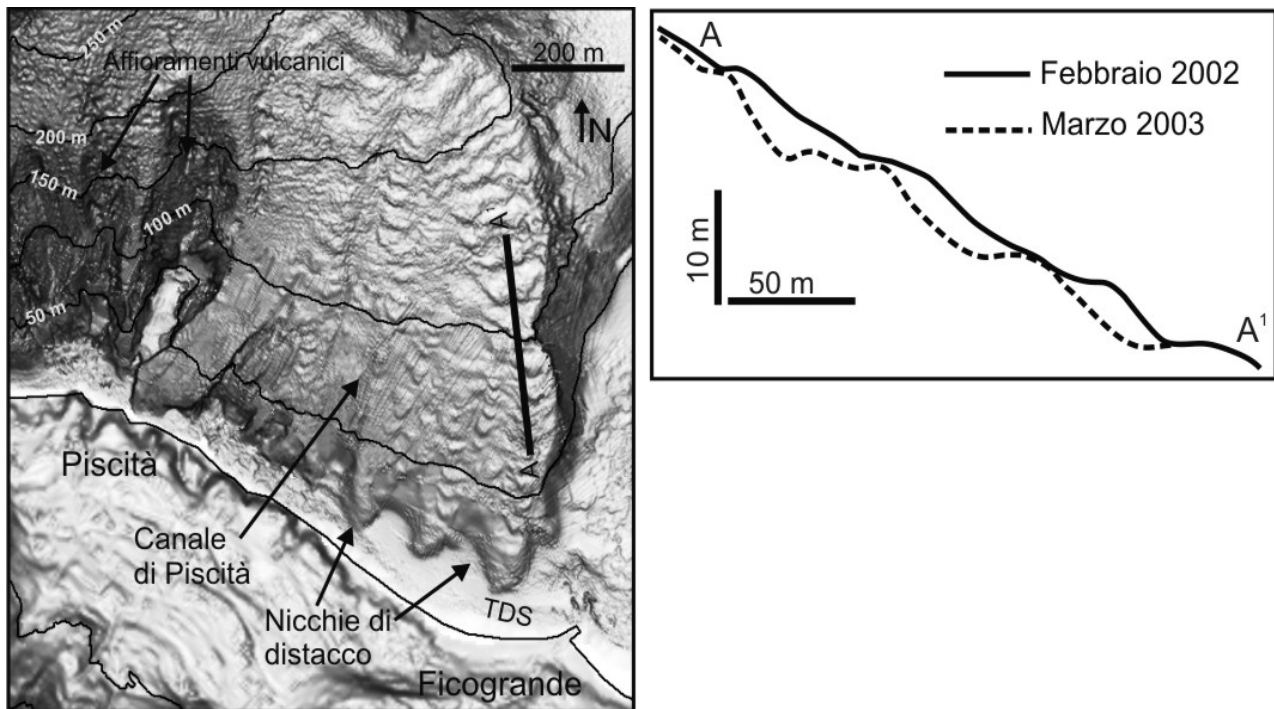


Fig. 2 PC2\_F16 - Rilievo ombreggiato di dettaglio del Canale di Piscitella (ubicazione in Fig. 1), il cui fondo è interessato da numerose forme di fondo; TDS: Terrazzo Deposizionale Sommerso. A destra, due profili batimetrici mostrano l'apparente migrazione delle forme di fondo soprapendio nell'arco di un anno. Modificata da Bosman et al., 2008.

#### 4.2.4 Rischio potenziale

##### a) tipo di evoluzione possibile:

Evoluzione retrogressiva (propagazione verso costa) delle nicchie che incidono il terrazzo deposizionale, in relazione alle forti dinamiche sedimentarie intercorrenti nel canale.

##### b) potenziali effetti diretti ed indiretti:

possibile coinvolgimento delle porzioni subaeree e delle infrastrutture che vi insistono.

##### c) beni esposti agli effetti dell'evento:

infrastrutture costiere

##### d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:

Data l'elevata dinamicità di questo settore, con variazioni morfologiche (migrazione soprapendio) delle forme di fondo presenti all'interno del canale fino a valori di alcune decine di metri nell'arco di un solo anno (mediante l'analisi di rilievi batimetrici multi-temporali), è plausibile ipotizzare una frequenza piuttosto elevata di questi eventi.

##### e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):

simili forme di fondo sono state individuate in altri canyon e canali ubicati sia nel settore eoliano centrale (Salina e Vulcano) che lungo il margine continentale calabro (Canyon di Cirò Marina, Madonna di Mare, Gioia Tauro, Bagnara Calabria), dove sono state osservate anche in questo caso veloci migrazioni soprapendio di forme di fondo e lo sviluppo di processi di instabilità retrogressiva a piccola scala, con volumi mobilizzati dell'ordine

di qualche decina di migliaia di metri cubi. Simili forme di fondo sono state osservate anche alla testata di altre attive strutture canalizzate sviluppate sia nel margine Californiano (Paull et al., 2010) che nella British Columbia (Conway et al., 2012).

*f) dati disponibili nell'area:*

Nulla da riportare.

#### Liberatoria da responsabilità:

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

### **Bibliografia**

Bosman A., Chiocci F.L., Falese F., Martorelli E., 2008. Morfologie a rapida evoluzione alla testata di canyon sottomarini e in strutture canalizzate osservate con tecnologia Multibeam ad alta-altissima risoluzione (Calabria-Isole Eolie). Oral communication to the 84° national meeting Soc. Geol. It., Sassari 15-17 settembre 2008.

Conway K.W., Barrie J.V., Picard K. and Bornhold B.D., 2012. Submarine channel evolution: active channels in fjords, British Columbia, Canada. *Geo-Marine Letters*, 32, 301-312.

Keller J., Hornig-Kjarsgaard I., Koberski U., Stadlbauer E., Lenhart R., 1993. Geological map of the island of Stromboli - Scale 1:10,000, *Acta Vulcanol.*, 3, (Appendix).

Paull C.K., Ussler W., Caress D.W., Lundsten E., Covault J.A., Maier K.L., Xu J. and Augenstein S., 2010. Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California. *Geosphere* 6, 1-20

#### *4.3 F16\_PC3\_Erosione retrogressiva al molo di Pizzillo/Scari*

##### 4.3.1 Riassunto

Nicchia di distacco di limitate dimensioni che interessa il molo commerciale di Scari, dove attraccano i traghetti e gli aliscafi diretti a Stromboli.

##### 4.3.2 Tipo di rischio

Frana marino-costiera con possibile coinvolgimento delle infrastrutture costiere

##### 4.3.3 Descrizione del lineamento

L'area del molo di Stromboli (Fig. 1 PC3\_F16) è interessata da una morfologia depressa definita da una geometria semi-circolare con un diametro di circa 10 m, la cui testata è localizzata a profondità di qualche metro. A valle della nicchia si osserva lo sviluppo di una conoide deposizionale legata allo sviluppo di flussi non confinati. Immersioni ROV hanno evidenziato la presenza di un fondale essenzialmente sabbioso.

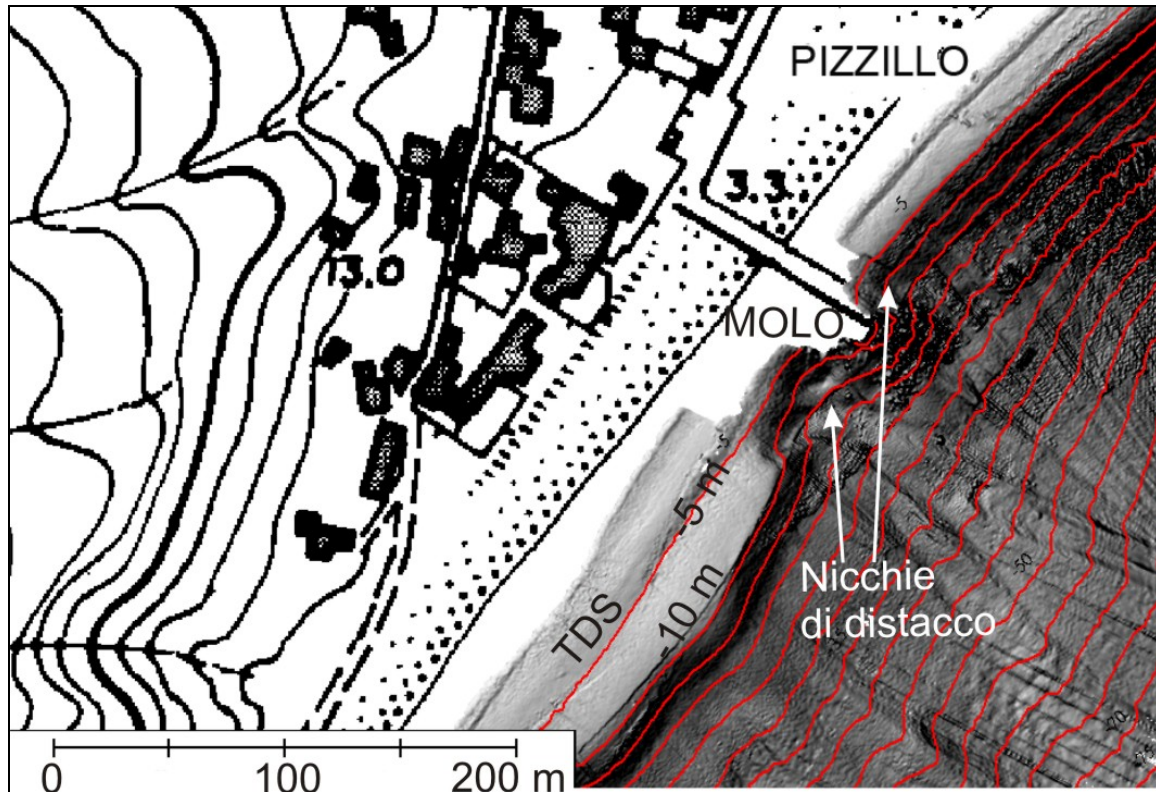


Fig. 1 PC3\_F16 - Rilievo ombreggiato con isobate (spaziatura ogni 5 m) del settore costiero antistante il molo di Pizzillo, ai lati del quale sono presenti processi di instabilità a piccola scala che possono destabilizzare le fondazioni del porto. TDS: terrazzo deposizionale sommerso.

#### 4.3.4 Rischio potenziale

##### *a) tipo di evoluzione possibile:*

Approfondimento della nicchia e sua possibile retrogressione verso costa, con destabilizzazione del molo commerciale di Stromboli

##### *b) potenziali effetti diretti ed indiretti:*

Instabilità sulle strutture portanti del molo di attracco dei traghetti ed aliscafi di Stromboli a seguito dei processi erosivi.

##### *c) beni esposti agli effetti dell'evento:*

molo d'attracco di Scari (Pizzillo) a Stromboli

##### *d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:*

la nicchia sembra essere recente da un punto di vista morfologico, in quanto taglia il cuneo progradazionale costiero recente (TDS, terrazzo deposizionale sommerso in Fig. 1), non è possibile tuttavia definire dei possibili tempi di ricorrenza.

##### *e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):*

la presenza di nicchie di distacco o testate di canyon in corrispondenza dei porti italiani è piuttosto comune (come nel

caso di Gioia Tauro o presso l'isola di Vulcano). Alcuni eventi di instabilità tsunamigenici sono stati proprio associati all'ampliamento di tali strutture portuali, come nel caso di Gioia Tauro 1977 (Colantoni, 1992) o Nizza 1979 (Assier-Rzadkiewicz et al., 2000).

*f) dati disponibili nell'area:*

Nulla da riportare.

Liberatoria da responsabilità:

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

## **Bibliografia:**

Assier-Rzadkiewicz S., Heinrich P., Sabatier P.C., Savoye B., Bourillet J.F., 2000. Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. Pure Appl. Geophys. 157, pp 1717-1727.

Colantoni P. Gennesseaux M., Vanney J.R., Ulzega A., Melegari G., Trombetta A., 1992. "Processi dinamici del canyon sottomarino di Gioia Tauro (Mare Tirreno)", Giornale di geologia, 54, 2, pp 199-213.

### *4.3 F16\_PC4\_Faglie e fuoriuscita di fluidi sulla piattaforma insulare di Panarea*

#### 4.3.1 Riassunto

La parte centrale della piattaforma insulare sviluppata intorno all'isola di Panarea e circostanti isolotti è caratterizzata dalla presenza di evidenti lineamenti strutturali che dislocano il fondale. In prossimità di quest'area, è stata osservata nel 2002 un violento episodio di degassamento sottomarino, durato numerosi mesi

#### 4.3.2 Tipo di rischio

Lineamenti tettonici attivi, eruzioni sottomarine di gas

#### 4.3.3 Descrizione del lineamento

L'edificio vulcanico di Panarea presenta una forma tronco-conica, la cui sommità è stata quasi totalmente spianata fino a circa 150 m di profondità dall'erosione marina durante il Tardo-Quaternario. L'erosione marina ha portato infatti alla formazione di una piattaforma insulare con un diametro di circa 8 km ed il cui ciglio è localizzato tra 120 e 150 m di profondità (profondità massima raggiunta dal livello del mare nel corso dell'ultimo basso stazionamento, circa 18 mila anni fa, Fig. 1 PC4\_F16). La parte



centrale della piattaforma, compresa tra le isole di Panarea, Basiluzzo e gli isolotti di Dattilo, Lisca nera, Bottaro, Lisca Bianca è caratterizzata dalla presenza di diverse scarpate morfologiche rettilinee e sub-verticali, alte fino a 30 m rispetto al circostante fondale ed orientate prevalentemente in direzione SO-NE e SSO-NNE. Queste scarpate sono state interpretate come faglie in letteratura e nelle loro vicinanze sono stati individuati numerose mineralizzazioni dovuti a processi di idrotermali (Gamberi et al., 1997).

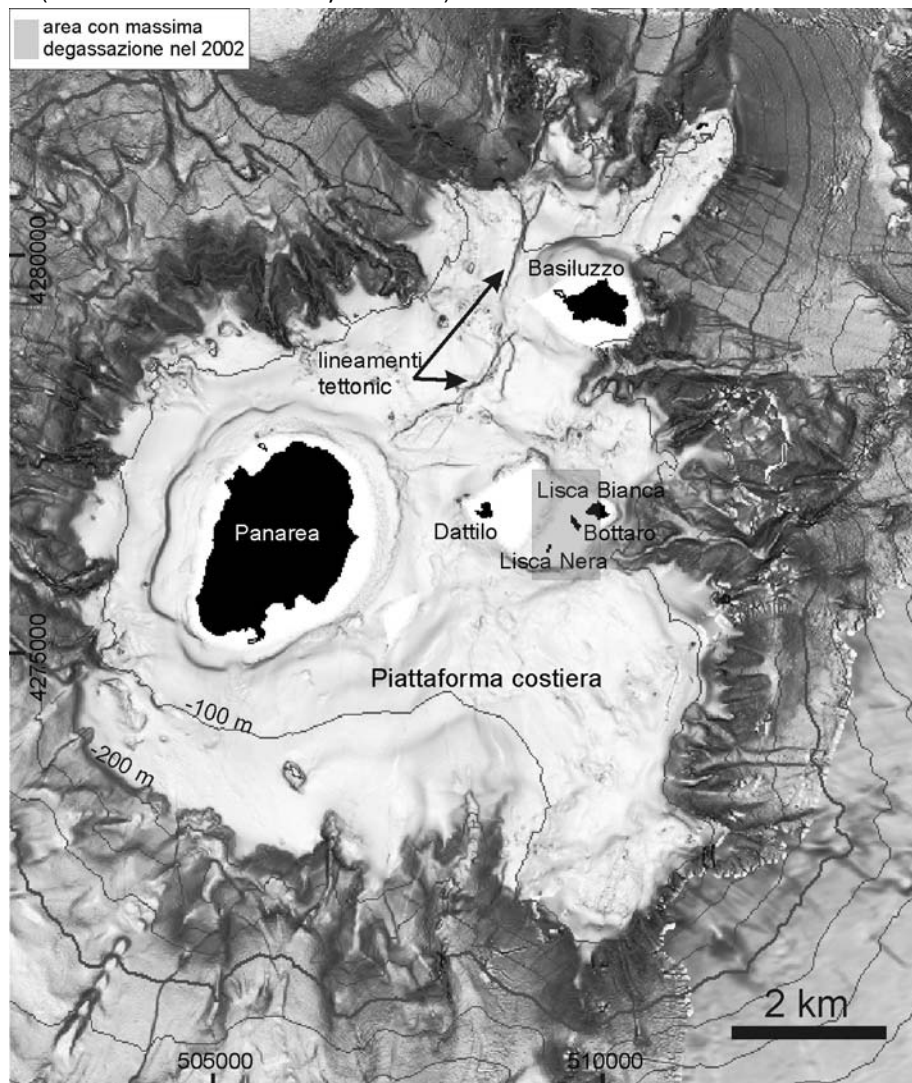


Fig. 1 PC4\_F16 - Rilievo ombreggiato con isobate (spaziatura ogni 100 m) della piattaforma insulare sviluppata intorno all'isola di Panarea, Basiluzzo e circostanti isolotti. La presenza di lineamenti tettonici che dislocano il fondo, così come l'area interessata da intensa attività di degassamento tra il 2002-2003 (limite dell'area preso da Aliani et al., 2010) sono segnalati in carta.

A sud di questi lineamenti, nell'area compresa tra gli isolotti di Lisca Nera, Lisca Bianca e Bottaro, è stata osservata nel 2002 un'intensa attività di degassamento, con un tasso massimo di 108-109 lt/giorno (ad ovest dell'isolotto di Bottaro Fig. 1 PC4\_F16, Caracausi et al., 2004; Caliro et al., 2004), circa due ordini di grandezza più elevato rispetto al flusso medio precedentemente misurato in tale area (Italiano e Nuccio, 1991). Studi dettagliati della batimetria del fondale e il monitoraggio dell'eruzione



(Esposito et al., 2006; Aliani et al., 2010) hanno evidenziato la presenza di processi di collasso del fondale, con la formazione di una depressione sub-ellittica, da cui veniva emessa la maggior parte del gas. All'interno di tale depressione, si è inoltre sviluppato un possibile *sinkhole*, da cui è stato emesso per alcuni giorni un largo pennacchio di sedimenti fini.

#### 4.3.4 Rischio potenziale

##### *a) tipo di evoluzione possibile:*

possibilità di ulteriori manifestazioni gassose nel futuro, nonché la generazione di sismi.

##### *b) potenziali effetti diretti ed indiretti:*

possibile generazione di terremoti o altre manifestazioni gassose che possono creare disagi al traffico marittimo, acidificazione delle acque e conseguenti danni al *biota* ivi presente.

##### *d) tempi di ricorrenza e stato di attività presunto:*

per quanto riguarda i lineamenti tettonici individuati è possibile affermare che questi siano recenti o ancora attivi sulla base del fatto che dislocano il fondale con scarpate alte una ventina di metri. Per quanto concerne le fuoriuscite di gas, quest'area è stata soggetta anche in passato a intensi processi di fuoriuscita di fluidi (Storia Geofisica Ambientale, 1996), tanto che l'area era definita con il termine bollitore dalle popolazioni locali (Italiano e Nuccio, 1991) e la crisi del 2002 testimonia proprio il rischio di future emissioni.

##### *e) ogni altra informazione disponibile (eventi pregressi, similitudine con altre situazioni, lavori specifici svolti nell'area):*

nulla da riportare

##### *f) dati disponibili nell'area:*

nulla da riportare

##### Liberatoria da responsabilità:

Essendo il progetto MaGIC rivolto alla sola mappatura e individuazione degli elementi di pericolosità dei fondali marini, la definizione del rischio esula dagli scopi del progetto e non sono state previste indagini ad hoc. Quindi la definizione dei punti di criticità si basa su dati acquisiti per altri scopi e non omogenei nell'area. Similmente non sono disponibili informazioni sugli insediamenti e le infrastrutture marine e costiere presenti nell'area.

#### **Bibliografia:**

S. Aliani, G. Bortoluzzi, G. Caramanna, F. Raffa, 2010. Seawater dynamics and environmental settings after November 2002 gas eruption off Bottaro (Panarea, Aeolian Islands, Mediterranean Sea), Continental Shelf Research, pp. 1338-1348.

S. Caliro, A. Caracausi, G. Chiodini, M. Ditta, F. Italiano, M. Longo, C. Minopoli, P.M. Nuccio, A. Paonita and A. Rizzo, 2004. Evidence of a recent input of magmatic gases into the quiescent

volcanic edifice of Panarea, Aeolian Islands, Italy, *Geophys. Res. Lett.* 31, p. L07619.

A. Caracausi, M. Ditta, F. Italiano, M. Longo, P.M. Nuccio, A. Paonita and Rizzo A., 2005. Changes in fluid geochemistry and physico-chemical conditions of geothermal systems caused by magmatic input: the recent abrupt outgassing off the island of Panarea (Aeolian Islands, Italy), *Geochim. Cosmochim. Acta* 69 (12), pp. 3045-3059.

A. Esposito, G. Giordano and M. Anzidei, 2006. The 2002-2003 submarine gas eruption at Panarea volcano Aeolian Islands, Italy: volcanology of the seafloor and implications for the hazard scenario, *Mar. Geol.* 227, pp. 119-134

F. Gamberi, M. Marani and Savelli C., 1997. Tectonic volcanic and hydrothermal features of a submarine portion of the Aeolian arc (Tyrrhenian Sea), *Mar. Geol.* 140, pp. 167-181

F. Italiano and Nuccio P.M., 1991. Geochemical investigations of submarine exhalations to the east of Panarea, Aeolian Islands, Italy, *J. Volcanol. Geoth. Res.* 46, pp. 125-141.

Storia Geofisica Ambientale, 1996. Fenomeni vulcanici nell'arcipelago delle Eolie dall'antichità al XX secolo. Studio di fattibilità RPT, vol. 156, 96. Bologna, Italy