

UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI CATANIA
DIPARTIMENTO DI SCIENZE GEOLOGICHE

Dottorato di ricerca in
EVOLUZIONE GEOLOGICA DI OROGENI DI TIPO MEDITERRANEO
XXII CICLO

DANILO SALVATORE CAVALLARO

*Indagini geologiche integrate (terra-mare) del bordo orientale
emerso e sommerso del M. Etna e relazioni con l'evoluzione
geodinamica dell'area*

Tutore

Prof. FABIO LENTINI

Coordinatore

Prof. CARMELO MONACO

Co-tutori

Dott. MAURO COLTELLI

Prof. FRANCESCO L. CHIOCCI

DICEMBRE 2010

Indice

Premessa	pag. 3
1 Introduzione	5
1.1 Assetto geodinamico della Sicilia orientale	5
1.2 Evoluzione geologica dell'Etna	10
1.3 Inquadramento geologico-strutturale del versante orientale etneo	15
1.4 Oceanografia dell'offshore ionico etneo	24
1.5 Precedenti conoscenze dell'offshore etneo	25
2 Metodologie di indagine ed acquisizione dati	30
2.1 Campagne oceanografiche	31
2.2 Sistemi di posizionamento	36
2.3 Rilievi batimetrici multibeam	37
2.4 Sistema Side Scan Sonar	42
2.5 Sistemi di sismica a riflessione monocanale	44
2.6 Elaborazione dati	47
2.7 Rilievi ROV	50
2.8 Campionamenti	51
2.9 Rilevamento geologico subacqueo	52
2.10 Rilevamento geologico di superficie	53
3 Fisiografia dell'offshore ionico etneo	57
3.1 Morfologia del margine continentale ionico siciliano	57
3.2 Domini fisiografici principali	61
3.2.1 Valle di Fiumefreddo	62
3.2.2 Ridge di Riposto	65
3.2.3 Fan del Chiancone	70
3.2.4 Plateau delle Timpe	73
3.2.5 Canyon di Catania	76
3.3 Principali lineamenti strutturali dell'offshore etneo	78
3.3.1 Settore nord	79
3.3.2 Settore sud	82
3.4 Struttura ad anfiteatro	87
3.5 Elementi morfo-strutturali sotto costa	90
3.5.1 Terrazzi deposizionali sommersi	90

3.5.2	Colate laviche subacquee	95
3.5.3	Rilevamento geologico subacqueo all'interno dell'AMP Isole Ciclopi	99
3.5.4	Morfologie da corrente	102
4	Geologia della costa ionica etnea	105
4.1	Unità litostratigrafiche affioranti	105
4.2	Lineamenti strutturali	125
5	Analisi dei dati ed interpretazione integrata del bordo orientale emerso e sommerso del M. Etna	132
5.1	Analisi morfometrica dei principali canyon	132
5.2	Analisi sismo-stratigrafica del settore profondo	141
5.3	Analisi del margine continentale ionico etneo ed interpretazione dei domini fisiografici principali	148
5.4	Assetto morfo-strutturale dell'offshore etneo	181
5.5	Carta morfo-strutturale integrata del margine continentale e della fascia costiera dell'Etna	193
6	Conclusioni	194
6.1	Modello evolutivo del margine continentale ionico etneo	201

Bibliografia

Ringraziamenti

PREMESSA

L'Etna è considerato uno tra i vulcani più studiati al mondo a causa sia della sua anomala presenza all'interno di un assetto geodinamico poco adatto ad ospitare il vulcanismo sia per la costante attività che lo caratterizza. Per queste ragioni ogni anno vengono pubblicate decine e decine di lavori scientifici riguardanti il vulcano più alto d'Europa e ogni mese studiosi da ogni parte del globo accorrono in Sicilia per ammirare ed investigare il comportamento della "Muntagna" così come viene affettuosamente chiamata dai catanesi suoi dirimpettai.

L'edificio etneo è collocato sulla costa ionica e nonostante esistino svariati dati a disposizione riguardanti la porzione subaerea del vulcano pochissime informazioni riguardano la parte sommersa (eppure è proprio dal mare che l'Etna ha avuto le sue origini!).

Obiettivo principale di questa tesi di dottorato è, pertanto, quello di effettuare una dettagliata analisi morfostrutturale dell'offshore etneo attraverso dati geofisici acquisiti negli ultimi 5 anni e di operare una correlazione terra-mare tra i principali elementi geologici del versante orientale dell'Etna. I grandi progressi ottenuti negli ultimi anni nel campo dei dispositivi e delle tecniche di indagine subacquea hanno decisamente aumentato le conoscenze degli ambienti sottomarini ed aiutato anche a decifrare le dinamiche geologiche subaeree ad essi connesse. Nel caso dell'Etna, l'analisi dei dati marini correlati con quelli di superficie potrebbe rappresentare un modo per meglio capire non solo l'evoluzione geologica dell'edificio vulcanico e ma anche l'assetto geodinamico dell'intero margine continentale ionico.

Infatti come sosteneva Kuenen (1958) nel suo celebre lavoro *No geology without marine geology* "l'importanza della geologia marina è più grande e più universale di quanto i geologi possano comprendere".

Questo elaborato vuole essere la prosecuzione degli studi universitari quando in occasione della tesina di fine triennio è stato eseguito un rilevamento geologico di una porzione della falesia vulcanica nota come "Timpa di Acireale" e nella tesi specialistica si è investigato il settore poco profondo dell'offshore etneo sulla base di dati batimetrici multibeam ad alta risoluzione.

Nel presente lavoro l'area oggetto di studio è stata estesa grazie all'acquisizione di dati batimetrici profondi (fino a 2000 m di profondità) ed il dataset è stato ampliato per

mezzo di dati di sismica monocanale e Side Scan Sonar nonché di immagini ROV e campionamenti del fondale marino. Nell'esaminare la porzione poco profonda dell'offshore etneo ci si è avvalsi anche di osservazioni subacquee dirette (immersioni effettuate da me insieme al correlatore, dott. Mauro Coltelli).

Sono stati investigati sia gli elementi morfologico-strutturali a grande scala quali sistemi di faglie, canyon, dorsali, depositi vulcanoclastici, ecc e sia a piccola scala come terrazzi deposizionali sommersi colate laviche ed intrusioni magmatiche sottomarine. Parallelamente, sono stati esaminati i lineamenti morfo-strutturali della costa ionica etnea attraverso indagini geologico-strutturali e vulcanologiche di campagna e osservazioni stereoscopiche di aereofotogrammi, dopo aver effettuato un'accurata ricerca bibliografica nella letteratura del settore ed utilizzando come quadro di riferimento generale il rilievo geologico eseguito per la realizzazione della nuova carta geologica d'Italia.

Particolare importanza è stata rivolta allo studio delle fenomenologie d'instabilità gravitativa presenti lungo la scarpata continentale etnea e che interessano attivamente anche la porzione emersa del fianco orientale dell'Etna (come testimoniato da recenti studi di interferometria SAR).

Questo studio rappresenta, pertanto, un tentativo piuttosto innovativo, di esaminare, mediante l'utilizzo di tecniche di indagine interdisciplinari (geologia marina, vulcanologia, rilevamento geologico e geologia strutturale), un'area molto complessa da un punto di vista geodinamico, resa ancor più interessante dalla presenza del vulcano più attivo d'Europa e dalla articolata interazione tra neotettonica e vulcanismo.

Parallelamente a questa tesi di dottorato è in fase di stampa un articolo (Chiocci et. 2011) da cui sono stati tratti parte delle conclusioni ed il modello evolutivo del margine continentale ionico.

La ricerca è stata finanziata dall'INGV-DPC (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia – Dipartimento della Protezione Civile) nell'ambito dei progetti V3_6-Etna e Flank in collaborazione tra la sezione di Catania dell'INGV e l'Università di Roma "La Sapienza".

Non mancano certo gli spunti per ulteriori approfondimenti dell'argomento e nuove indagini all'interno di progetti di ricerca futuri.

1 INTRODUZIONE

1.1 ASSETTO GEODINAMICO DELLA SICILIA ORIENTALE

L'assetto geodinamico della Sicilia orientale e più in generale del Mediterraneo centrale, dove si colloca l'Etna, è il risultato della collisione neogenica fra i settori crostali delle placche africana ed europea. Nel quadro dell'evoluzione geodinamica dell'area mediterranea la Sicilia funge da congiunzione tra la Catena Appenninica e quella Nord-Africana, presentando notevoli analogie stratigrafiche e strutturali sia con l'una che con l'altra.

L'orogene sviluppatosi a seguito di tale collisione, noto come Orogene Appenninico-Maghrebide, presenta un'estensione circa E-O e vergenza meridionale; esso è il risultato della deformazione di diversi paleosettori crostali che caratterizzavano la paleogeografia mesozoico-terziaria di un'area localizzata tra il margine europeo e quello africano (Lentini et al., 1994; Lentini et al., 1996; Finetti et al., 1996).

La tetto-genesi ha interessato prima i più interni domini calabridi durante l'Eocene e poi le aree più esterne, raggiunte solo nel Plio-Pleistocene dal fronte di compressione. All'interno del sistema orogenico si possono distinguere alcuni domini strutturali principali: i domini orogenici, l'avampaese ed il Bacino Tirrenico (Lentini et al., 1994; Lentini et al., 1996).

I domini orogenici costituiscono un complesso sistema di falde e di scaglie tettoniche sud vergenti. Essi formano nell'insieme un sistema a duplex a scala regionale (fig. 1.1), nel quale si distinguono una porzione alloctona, composta dalla Catena Kabilo-Calabride e da quella Appenninico-Maghrebide, sovrascorsa estesamente su un sistema a thrust sepolto rappresentato in Sicilia dalla Catena Sicana (Lentini et al., 1996).

La Catena Appenninico-Maghrebide, il più esterno tra i domini orogenici alloctoni, forma l'ossatura dei Monti Nebrodi e deriva dalla deformazione, a partire dall'Oligocene superiore, delle coperture sedimentarie della Tetide e dei paleodomini minori, sia di bacino profondo che di mare basso, ad essa associati. Su tali unità si ritrovano potenti successioni terrigene sin- e tardo-orogene di natura flyscioide, di età miocenica. (Lentini et al., 1996).

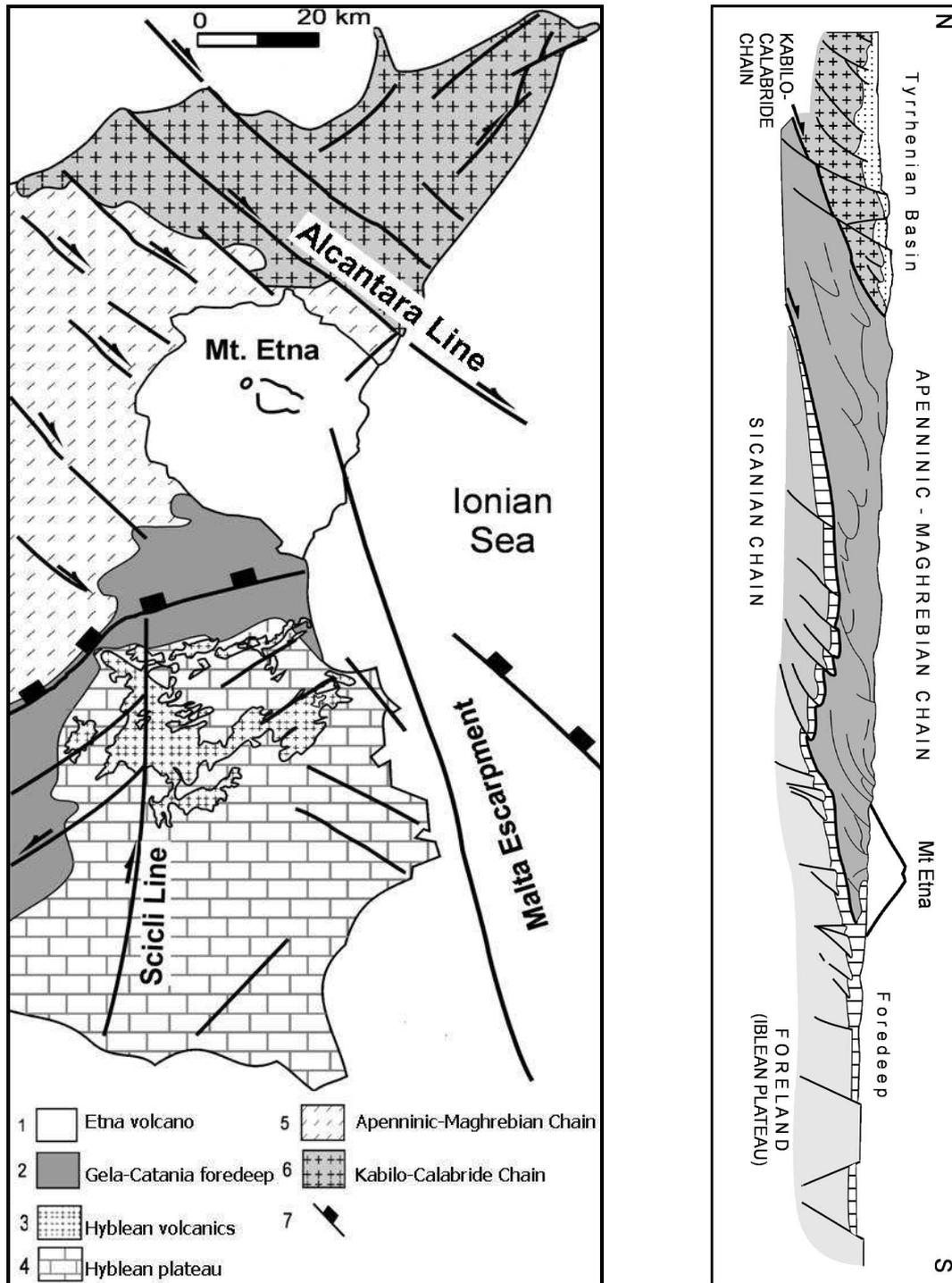


Fig. 1.1 Principali domini strutturali della Sicilia orientale e profilo schematico N-S passante per l'Etna (mod. da Lentini et al., 1996).

La Catena Kabilo-Calabride, che costituisce l'ossatura dei Monti Peloritani, deriva dalla delaminazione, avvenuta sin dall'Eocene superiore, dell'originaria crosta del margine europeo; essa è composta da diverse falde di ricoprimento costituite da terreni del basamento cristallino ercinico con resti di coperture sedimentarie meso-cenozoiche. Le unità kabilo-calabridi sono estesamente accavallate su quelle

appenninico-maghrebidi mediante un contatto di ricoprimento affiorante lungo un allineamento noto come Linea di Taormina (Lentini et al., 1995b).

La Catena Sicana, infine, si è originata dallo scollamento, iniziato nel Tortoniano, delle coperture sedimentarie del margine del Blocco Pelagiano, precedentemente sottoscorse alle unità alloctone. Essa affiora soltanto in Sicilia occidentale in corrispondenza dei Monti Sicani, mentre in Sicilia orientale è stata riconosciuta su sezioni sismiche profonde al di sotto di 7 km di coperture alloctone della Catena Appenninico-Maghrebide. La Catena Sicana è costituita da successioni prevalentemente carbonatiche, affini a quelle dell'attuale avampaese africano (Lentini et al., 1996; Finetti et al., 1996).

L'ordine di sovrapposizione delle varie unità dei domini orogenici rispecchia fedelmente le posizioni originarie delle diverse successioni coinvolte, per cui le unità in posizione oggi più elevata sono costituite dalle successioni originariamente più interne, ovvero, data la polarità della catena, più prossime al margine continentale europeo in sovrascorrimento.

Nell'insieme l'edificio orogenico è in accavallamento sulle aree del dominio di avampaese costituite dalle placche afro-adriatiche non raggiunte dalla deformazione compressiva (Lentini et al., 1995b).

In Sicilia orientale l'avampaese è rappresentato dal Plateau Ibleo, porzione emersa del Blocco Pelagiano e attuale margine della placca africana, caratterizzato da una crosta continentale costituita da elevati spessori di successioni carbonatiche meso-cenozoiche con ripetute intercalazioni vulcaniche (Lentini et alii, 1996).

Il plateau confina ad est con un settore dell'avampaese a crosta assottigliata di tipo oceanico, il Bacino Ionico, tramite la Scarpata Ibleo-Maltese (fig. 1.1); questa è formata da un sistema di faglie normali ad orientazione NNO-SSE, cui è connessa l'attività sismica quaternaria della Sicilia sud-orientale (Azzaro, 1999), che si estende per circa 300 km dall'isola di Malta fino ad intercettare il basso versante sud-orientale dell'Etna.

La Scarpata Ibleo-Maltese rappresenta il margine continentale passivo che divide la crosta continentale della Sicilia da quella oceanica dello Ionio (Argnani and Bonazzi, 2005). Lungo la scarpata continentale della Sicilia meridionale presenta un rigetto verticale maggiore di 3000 m, separando la piattaforma continentale del Blocco Pelagiano (profonda mediamente 200 m) dal Bacino Ionico (profondo più di 4000 m). L'età di questa struttura appare molto controversa: secondo Dercourt et al. (1993) è

riconducibile al Cretaceo inferiore, per Finetti (1985) al Giurassico inferiore, mentre secondo Stampfli et al. (2001) risale al Paleozoico-Triassico inferiore; infine, secondo Catalano et al., 2000b, la scarpata si sarebbe originata dal rifting durante il Permiano superiore-Triassico, a cui fece seguito una fase di spreading oceanico dal Giurassico fino al Cretaceo superiore-Terziario inferiore che originò la Tetide.

L'intensa attività sismica legata ai movimenti lungo la Scarpata Ibleo-Maltese è testimoniata dai ripetuti e disastrosi terremoti che in tempi storici hanno distrutto molte città della costa orientale siciliana (tra cui Catania), i cui ipocentri sono stati localizzati nell'offshore Ionico (Boschi et al., 1995b).

Secondo Lanzafame e Bousquet (1997) la Scarpata Ibleo-Maltese farebbe parte di un più esteso sistema strutturale, denominato Aeolian-Maltese Fault System (AMF), che collega la scarpata con le Isole Eolie tagliando il fianco orientale dell'Etna; si tratta di un sistema di faglie trasversi sismicamente attivo e orientato circa NNO-SSE, che permetterebbe al settore orientale dell'Arco Tirrenico di continuare la sua espansione verso sud, mentre la parte occidentale rimarrebbe bloccata.

Il Bacino Ionico rappresenta, invece, il residuo ancora indeformato di un vasto oceano localizzato tra il margine africano e quello europeo, le cui originarie coperture sedimentarie sono in gran parte coinvolte nella deformazione della catena.

Lungo il bordo occidentale, il Plateau Ibleo è svincolato da un fascio di faglie normali, con componente trascorrente destra rappresentato dalla Linea di Scicli (Ben Avraham e Grasso, 1990); queste strutture, orientate NNE-SSO, assecondano la flessura che l'avampaese subisce verso ovest nell'area di Gela al di sotto delle unità alloctone.

Lungo il margine settentrionale dell'avampaese si riconosce una depressione strutturale, denominata Avanfossa Gela-Catania, originatasi dal collasso del margine dell'avampaese che tende ad incunearsi al di sotto delle falde della catena. Essa è sede della deposizione di sedimenti clastici provenienti sia dalle aree esterne di avampaese che dal fronte avanzato della catena. Parte delle sequenze plio-pleistoceniche dell'avanfossa è sepolta sotto le coltri alloctone del sistema frontale della catena, denominato Falda di Gela, parte si è deposta al tetto dell'alloctono durante le fasi finali dello sviluppo della catena ed in parte sutura il fronte dell'alloctono più avanzato.

La dinamica lungo il fronte collisionale ha avuto riflessi nelle aree dell'hinterland, dove l'avanzamento differenziale del fronte orogenico corrisponde sul retro ad un'estensione che ha generato l'apertura del Bacino Tirrenico, un bacino

parzialmente a crosta oceanica con una tipica forma triangolare, situato tra la catena appenninica e la Sardegna (Lentini et al., 1994).

La sua apertura è avvenuta a partire dal Serravalliano sulla sutura tra crosta europea e maghrebide come conseguenza dell'arcuatura della catena, per via di un'estensione differenziale nei diversi settori del bacino che risulta massima al retro degli elementi di orogene maggiormente avanzati (Ben Avraham et al., 1990). La differente estensione delle porzioni del bacino è stata accomodata lungo linee di trasferimento perpendicolari alla catena; la maggior parte di queste si è originata lungo il margine settentrionale della Sicilia, dove è rappresentata da un sistema di faglie trascorrenti destre disposte en-échelon e orientate NO-SE, il Sistema Sud-Tirrenico (Finetti et al., 1996). Lungo queste faglie l'estensione tirrenica si esaurisce verso sud, permettendo l'avanzamento delle unità orogeniche più interne appartenenti all'Arco Calabro-Peloritano (Lentini et al., 1995/b). Tale avanzamento è stato guidato da due direttrici principali disposte en-echelon che in superficie non corrispondono ai limiti tra i differenti domini orogenici: la Linea di S. Agata di Militello, che taglia le unità della Catena Appenninico-Maghrebide estendendosi dall'omonimo paese fino a Cesarò, e la Linea dell'Alcantara, parallela alla prima, che disloca le unità della Catena Kabilo-Calabride, in corrispondenza della valle del Fiume Alcantara.

Notevolmente dibattuto è invece l'assetto geodinamico della costa ionica nord-orientale. Essa secondo Lentini et al. (1996) sarebbe caratterizzata dalla presenza di un fascio strutturale denominato "Scarpata Etna-Messina" (Sistema Messina-Fiumefreddo di Ghisetti, 1979; Faglia di Taormina secondo Catalano e De Guidi, 2003), costituito da un sistema di faglie dirette, orientate NE-SO, che abbassa di migliaia di metri verso lo Ionio le unità della Catena Appenninico-Maghrebide, formando il cosiddetto "Rise di Messina" (Sartori et al., 1991); quest'ultimo delimita un settore estensionale compreso tra la Calabria meridionale e la Sicilia nord-orientale, che si è sviluppato fino ad intercettare l'area etnea (Hirn et al., 1997).

In contrapposizione a queste ipotesi, recenti indagini di sismica a mare (Argnani et al., 2009) non hanno riscontrato evidenze della presenza di tale lineamento.

1.2 EVOLUZIONE GEOLOGICA DELL'ETNA

L'Etna è il maggiore vulcano attivo d'Europa, coprendo con i suoi prodotti una superficie di oltre 1250 km² e raggiungendo una quota di circa 3340 m s.l.m..

Si tratta di una struttura complessa (vulcano multiplo o composito), caratterizzata dalla sovrapposizione di prodotti eruttivi (lave e depositi piroclastici) emessi nel tempo attraverso diversi sistemi di risalita magmatica.

Il vulcanismo etneo si sviluppa in Sicilia orientale, in un'area dove il fronte della Catena Appenninico-Maghrebide si sovrappone sul paleomargine continentale della placca africana, il Plateau Ibleo che rappresenta l'area di avampaese (Lentini et al., 1994; Lentini et al., 1996).

Il substrato sedimentario del vulcano è, pertanto, costituito sia dalle unità della catena, affioranti lungo il bordo settentrionale ed occidentale del vulcano, sia dai depositi plio-pleistocenici dell'Avanfossa Gela-Catania lungo il margine meridionale (Di Stefano e Branca, 2002).

Il magmatismo dell'Etna è stato interpretato come l'espressione più recente di quello ad affinità alcalina e subalcalina, che dal Miocene superiore al Pleistocene inferiore è stato attivo nell'Avampaese Ibleo (Branca et al., 2004).

I prodotti vulcanici affioranti sul Plateau Ibleo sono riconducibili a tre principali fasi eruttive datate al Cretaceo superiore, al Miocene superiore ed al Plio-Pleistocene. In superficie, gli affioramenti vulcanici più antichi sono rappresentati dalle vulcaniti cretacee rinvenute a Pachino datate $70,2 \pm 2$ - $84,1 \pm 2,4$ Ma (Barberi et al., 1974) e dai prodotti, prevalentemente sottomarini, ritrovati a nord di Siracusa, aventi un'età compresa tra 81 e 76 Ma (Grasso et al., 1983). Questa attività vulcanica è stata interpretata come successiva ad uno stadio di rifting oceanico iniziato nel Giurassico medio, che causerà l'apertura del Bacino Ionico e la conseguente migrazione della placca adriatica verso NE (Finetti et al., 1996).

Il vulcanismo del Miocene superiore presenta un carattere esplosivo testimoniato dai depositi vulcanoclastici e dai prodotti di origine freatomagmatica come le brecce d'esplosione, distribuite attorno a crateri di tipo diatrematico nel settore settentrionale ibleo (Carbone e Lentini, 1981).

La più recente manifestazione vulcanica iblea è collocata nel Pliocene-Pleistocene inferiore e affiora nel margine settentrionale del plateau; essa è caratterizzata da

un'attività sia sottomarina che subaerea ad affinità da tholeiitica ad alcalina (Carveni et al., 1991). Le vulcaniti iblee più giovani affioranti risalgono a circa 1,4 Ma (Trua et al., 1997).

Anomalie magnetiche rilevate in corrispondenza della "Piana di Catania" (Grasso e Ben Avraham, 1992) evidenziano la presenza di grossi volumi di vulcaniti al di sotto dei depositi alluvionali recenti della piana; ciò testimonia la prosecuzione dell'attività vulcanica iblea verso nord e la continuità spazio-temporale tra il vulcanismo plio-pleistocenico del margine settentrionale dei Monti Iblei e il vulcanismo quaternario etneo (Schmincke et al., 1997).

Sulla base dei nuovi rilievi geologici effettuati all'Etna per la realizzazione della nuova carta geologica d'Italia (progetto CARG), Branca et al. (2004), adoperando le unità stratigrafiche a limiti inconformi (le UBSU di Salvador, 1987 e di Pasquarè et al., 1992), hanno suddiviso l'attività vulcanica etnea in 4 fasi, qui di seguito descritte.

Fase "Basale Tholeiitica"

L'attività dell'Etna inizia circa 600 ka fa con l'emissione di lave ad affinità subalcalina: si tratta di intrusioni magmatiche e di effusioni sottomarine poco profonde (colate a pillow e brecce ialoclastiche) collocate all'interno di un paleogolfo che caratterizzava la geografia di quel periodo. Le vulcaniti più antiche (500-600 ka, Gillot et al., 1994) affiorano a nord di Catania tra Acitrezza e Acicastello, nel basso versante sud-orientale etneo (fig 1.3a). In seguito al graduale sollevamento dell'area, testimoniato dall'affioramento delle argille pleistoceniche ad una quota di circa 800 m s.l.m. (Di Stefano e Branca, 2002), l'attività eruttiva diviene subaerea pur conservando le stesse caratteristiche composizionali (Tanguy et al., 1997). Le colate laviche subaeree più antiche, datate 320 – 260 ka, affiorano nel versante meridionale del vulcano nei pressi dei centri di Adrano e Paternò; si tratta di basalti tholeiitici e transizionali interpretati come il relitto di un plateau che si estende per circa 18 km in direzione NO-SE con uno spessore compreso fra 5 e 30 m.

Fase "Timpe"

Circa 200 ka fa si registra una transizione verso magmi ad affinità alcalina. I prodotti alcalini più antichi sono quelli affioranti alla base della falesia costiera nota come "Timpa di Acireale", messi in posto tra 225 e 140 ka fa (Gillot et al., 1994) (fig. 1.3b); si tratta di basalti alcalini e mugeariti, caratterizzati dalla presenza di abbondanti

noduli mafici ed ultramafici, interpretati come i resti di una fessura eruttiva orientata NNO-SSE e situata nell'offshore ionico (Corsaro et al., 2002).

Altri affioramenti di vulcaniti ricollegabili a questa fase sono rappresentati dall'apparato monogenico del neck di Paternò, datato a circa 168 ka, e da alcune colate laviche localizzate nei pressi del fiume Simeto (periferia settentrionale di Catania) datate a circa 135 ka (Gillot et al., 1994).

Fase "Centri della Valle del Bove"

A partire da circa 120 ka fa il vulcanismo di tipo alcalino segna il cambiamento di stile eruttivo da fissurale a centrale, con la formazione di una serie di piccoli centri vulcanici compositi (fig 1.3c), il più antico dei quali è stato identificato nel Vulcano Tarderìa localizzato nei pressi dell'omonimo centro abitato, a sud della Valle del Bove. L'esistenza di questo centro è testimoniata da un limitato affioramento di colate laviche massive, ricoperto dai prodotti piroclastici e dalle colate appartenenti al Vulcano Mongibello.

Una successione, immergente da NO a NE, composta da spesse colate laviche e da depositi piroclastici e vulcanoclastici affiora alla base della parete settentrionale della Valle del Bove; questo affioramento è stato interpretato come il relitto di un piccolo centro eruttivo denominato Vulcano Rocche.

La sommità di questa successione è stata profondamente erosa e ricoperta dai prodotti piroclastici attribuiti ad un altro centro eruttivo chiamato Trifoglietto, che rappresenta il più importante edificio vulcanico esposto nella parete meridionale della Valle del Bove; si tratta di una successione costituita da alternanze di potenti colate laviche e di depositi epiclastici e piroclastici. L'estensione verso SE e verso NE dei prodotti del Trifoglietto è stata limitata dalla presenza di barriere morfologiche rappresentate rispettivamente dagli apparati precedenti Tarderìa e Rocche.

L'attività eruttiva successiva al Vulcano Trifoglietto si è localizzata nel settore sud-occidentale della Valle del Bove con la formazione di due piccoli apparati: Giannicola Grande e Salifizio, impostati rispettivamente sul fianco settentrionale e sud-orientale del Trifoglietto. Il primo è rappresentato da una successione costituita alla base da lave colonnari e più in alto da un'alternanza di colate laviche e depositi autoclastici immergente verso NO; il secondo è caratterizzato da colate laviche intercalate a depositi brecciati.

Il più recente apparato vulcanico ricollegabile a questa fase è stato identificato nel vulcano Cuvigghiuni, i cui prodotti ricoprono quelli dei due edifici precedenti; si tratta di una spessa successione lavica, alimentata da alcuni dicchi e ricoperta da una successione vulcanoclastica costituita da depositi piroclastici idromagmatici ed epiclastiti.

Fase "Stratovulcano"

Circa 80-60 ka fa uno spostamento di quasi 4 km in direzione NO (rispetto al vulcano Trifoglietto) del sistema di alimentazione segna l'inizio della costruzione del Vulcano Ellittico che costituisce gran parte dell'edificio vulcanico attuale (Kieffer e Tanguy, 1993; Coltelli et al., 1994) (fig 1.3d). Inizialmente la presenza di barriere morfologiche, rappresentate dagli edifici vulcanici precedenti, hanno limitato l'espansione delle colate laviche dell'Ellittico verso E e SE (Coltelli et al., 1994), con la conseguente formazione di una spessa successione vulcanica, costituita da un'alternanza di colate laviche massive e in minor misura da depositi piroclastici, affioranti attualmente lungo la parete settentrionale della Valle del Bove.

In questa fase si assiste ad una marcata riduzione delle eruzioni laterali a fronte di un considerevole aumento dell'attività sommitale, con la conseguente variazione di forma dell'edificio da asimmetrica a simmetrica e la sovrapposizione dei prodotti dell'Ellittico a quelli degli edifici vulcanici Giannicola e Cuvigghiuni. Le vulcaniti dell'Ellittico presentano composizioni che vanno dalle hawaiiiti alle trachiti (D'Orazio et al., 1997).

L'attività eruttiva dell'Ellittico termina circa 15 ka fa con l'emissione di magma trachitico durante un'intensa fase esplosiva che ha prodotto quattro eruzioni pliniane (Coltelli et al., 2000); questa fase esplosiva ha prodotto una serie di depositi di pomici di caduta e almeno un deposito piroclastico di flusso (la cosiddetta "Ignimbrite di Biancavilla") affiorante nel versante sud-occidentale ed ha generato una caldera di circa 4 Km di diametro, il cui orlo è oggi visibile solo nei pressi di Punta Lucia e Pizzi Deneri (entrambi collocati nel settore settentrionale dell'attuale edificio vulcanico).

Le vulcaniti dell'attività eruttiva successiva sono costituite in prevalenza da colate laviche a composizione hawaiiitica, emesse sia dalle bocche sommitali che da apparati eruttivi monogenici, distribuiti in gran numero sui fianchi del vulcano. Questi prodotti ricoprono attualmente gran parte dell'intera superficie etnea, formando l'edificio attuale denominato Vulcano Mongibello.

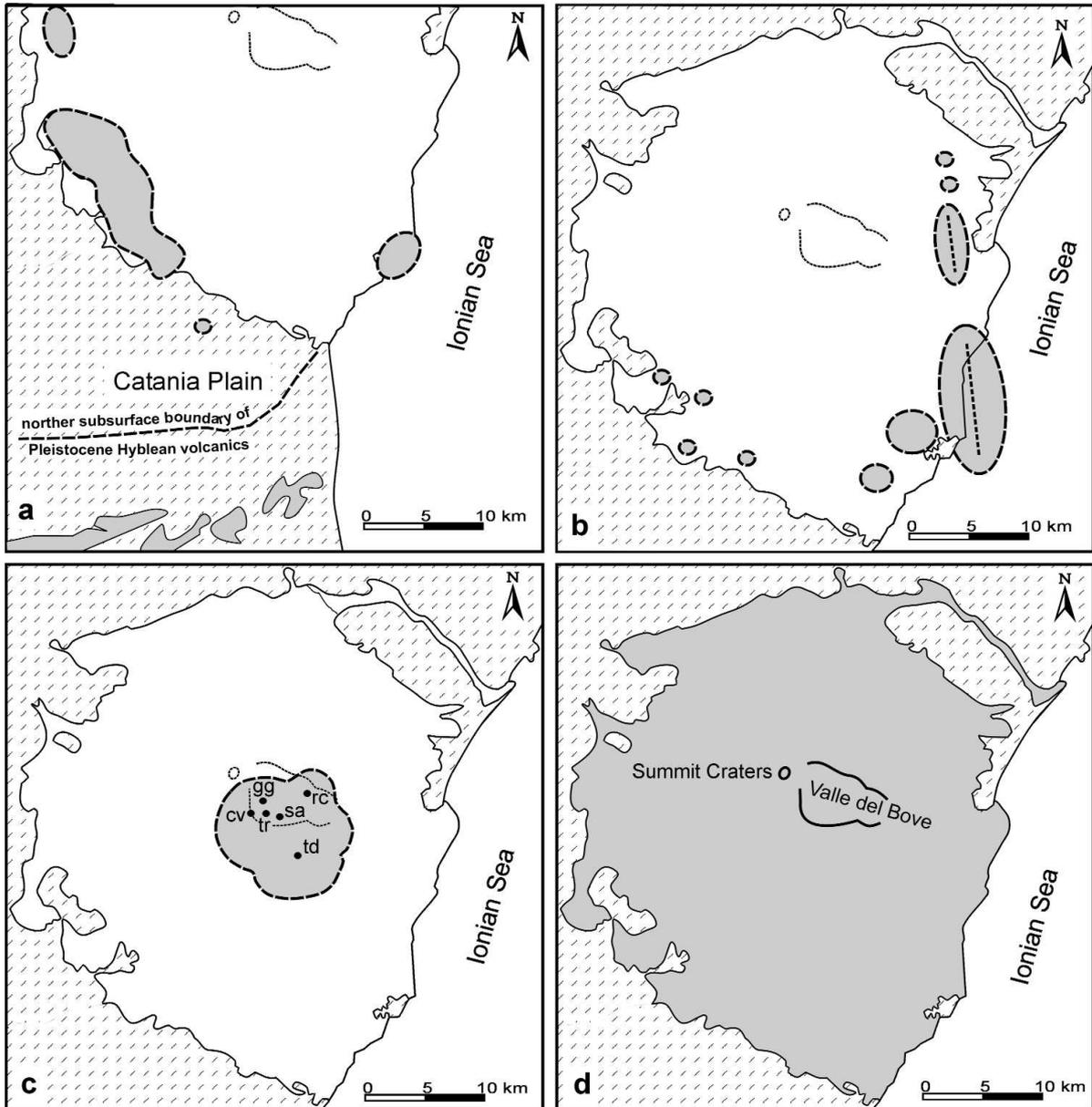


Fig. 1.3: Schematica rappresentazione delle fasi evolutive dell'attività dell'Etna: a) Fase Basale Tholeiitica; b) Fase Timpe; c) Fase Centri della Valle del Bove (td=Tarderìa, re=Rocche, tr=Trifoglietto, gg=Giannicola, sa=Salifizio, cv=Cuvigghiuni; d) Fase Stratovulcano (da Branca et al., 2004).

L'assetto morfologico del Mongibello è stato profondamente modificato da un catastrofico collasso di fianco avvenuto circa 8 ka fa che ha generato l'ampia depressione della Valle del Bove (Calvari et al., 2004; Guest et al., 1984).

I depositi vulcanoclastici conseguenti a questo collasso si ritrovano nei pressi dell'apertura della Valle del Bove ("Milo Lahar" di Calvari et al., 1998) e più a valle, dove affiora un ampio fan detritico-alluvionale, con un volume di circa 12 km³, denominato "Chiancone" (Calvari e Gropelli, 1996).

Sebbene l'attività predominante del Vulcano Mongibello sia di tipo effusivo, nel corso della sua esistenza si sono registrate numerose eruzioni esplosive, generate dalle

bocche sommitali, alcune delle quali anche di notevole intensità, come quella di magnitudo pliniana avvenuta nel 122 a.C. che ha ricoperto con uno spesso strato di piroclastiti il versante sud-orientale del vulcano (Coltelli et al., 1998). A questa eruzione è riferibile anche la formazione del "Cratere del Piano", una struttura di collasso sommitale, di circa 2 Km di diametro, all'interno della quale i prodotti (basalti alcalini e hawaiiiti) dell'attività eruttiva storica hanno formato il cono attuale.

Negli ultimi 2000 anni l'Etna è caratterizzato da una persistente attività eruttiva ai crateri sommitali, rappresentata da un quasi perenne degassamento e da periodi di attività esplosiva di tipo stromboliano con sporadici episodi di fontane di lava e di intensità elevata (come ad esempio le eruzioni del 2001 e del 2002-2003). Numerose sono pure le eruzioni laterali, che si originano lungo i versanti dell'edificio vulcanico, anche a basse quote, dando vita a coni avventizi, fessure eruttive e bottoniere di hornitos. Tra le eruzioni laterali più recenti si ricordano quelle del 1614-24 (la più lunga degli ultimi 2 millenni), quella del 1669 (le cui colate laviche invasero la costa distruggendo parzialmente Catania) e più recentemente quella del 1991-93, che hanno prodotto un sensibile aumento del tasso eruttivo medio del vulcano dovuto all'elevato volume di lave emesse.

1.3 INQUADRAMENTO GEOLOGICO-STRUTTURALE DEL VERSANTE ORIENTALE ETNEO

L'assetto geologico-strutturale del versante orientale dell'Etna ed in generale di tutta l'area etnea, è il risultato della persistente interazione tra la tettonica regionale e i processi vulcanici a scala locale.

La maggior parte della superficie del versante orientale etneo è ricoperta dai prodotti vulcanici relativi al vulcano Mongibello (ultimi 15 ka); tuttavia, in limitate aree del versante affiorano prodotti eruttati dai precedenti apparati vulcanici, nonché porzioni del basamento sedimentario.

Gli spessori delle successioni vulcaniche osservate lungo il pendio orientale del vulcano sono caratterizzati da una distribuzione estremamente disomogenea, dovuta principalmente al complesso assetto del basamento sedimentario (argille marine risalenti al Pleistocene medio-inferiore). Quest'ultimo affiora estesamente in

corrispondenza di un alto morfologico, allineato circa E-O, lungo la valle del Fiume Alcantara, dove rappresenta lo spartiacque meridionale (Branca and Ferrara, 2001). Altri affioramenti si ritrovano nei pressi delle località di S. Venera e di Vena ad una quota, rispettivamente, di 200 m e 1000 m s.l.m. (Di Stefano and Branca, 2002), a conferma del rapido sollevamento cui è sottoposto questo settore del vulcano.

Le vulcaniti più antiche (500 – 300 ka; Gillot et al., 1994) affiorano a nord di Catania, tra Acicastello e Acitrezza: si tratta di intrusioni magmatiche e di effusioni sottomarine poco profonde (colate a pillow e brecce ialoclastiche), (Corsaro and Cristofolini, 1997, 2000), ricollegabili alla Fase Tholeiitica Basale.

Prodotti vulcanici, relativi alla Fase "Timpe" (225 – 120 ka), sono esposti abbondantemente nel basso versante orientale, soprattutto nei pressi degli abitati di Acicastello e di Acitrezza e in corrispondenza della "Timpa di Acireale", dove costituiscono la base della scarpata (fig. 1.4).

Corsaro et al., 2002, sulla base della presenza di questa spessa successione di colate vulcaniche antiche (225 – 120 ka) immergenti verso ovest, ipotizzano l'esistenza nell'offshore ionico di un ampio sistema di fessure eruttive esteso parallelamente alla costa e riconducibile alla fase "Timpe". La presenza di un tale apparato, di cui la suddetta successione rappresenta la porzione del fianco occidentale preservata dall'erosione, è stata confermata da altre quattro evidenze:

- 1) recenti dragaggi eseguiti nel versante orientale sottomarino dell'Etna che hanno messo in evidenza la presenza di lave ad affinità subalcalina in posto fino ad una profondità di circa 1000 m (Coltelli et al., 1997);
- 2) l'affioramento, sempre alla base della Timpa, di prodotti lavici caratterizzati da fatturazione colonnare ed interpretati come i resti di antiche fessure eruttive (Corsaro et al., 2002);
- 3) indagini sismiche che hanno individuato, a circa 30 km di distanza dalla costa, una discontinuità litosferica parallela alla Timpa (Nicolich et al., 2000);
- 4) il ritrovamento presso la "Timpa di Moscarello" di una successione vulcanica che sembra avere la stessa età e la stessa composizione della successione della Timpa di Acireale (Busa', 1999).

Le vulcaniti provenienti dall'attività eruttiva dei Centri della Valle del Bove e riconducibili all'omonima fase (120–80 ka fa), affiorano quasi esclusivamente nella porzione orientale della parete settentrionale della Valle del Bove (fig. 1.4); questa rappresenta una tra le scarpate naturali con il maggiore sviluppo sia orizzontale che

verticale, consentendo così una dettagliata ricostruzione della successione delle vulcaniti etnee che nel tempo si sono sovrapposte le une alle altre.

I prodotti del Vulcano Ellittico, appartenente insieme al Mongibello alla Fase "Stratovulcano", affiorano nella parete settentrionale della Valle del Bove dove sono rappresentati da una successione alta alcune centinaia di metri di colate laviche alternate a depositi vulcanoclastici (Coltelli et al., 1994), in corrispondenza della scarpata di faglia di Ripa della Naca (colate laviche sovrapposte con uno spessore complessivo di circa 100 m) (Branca and Coltelli, sottomesso); al vulcano Ellittico sono attribuiti anche un deposito piroclastico di fallout affiorante nei pressi di Contrada Ragaglia e una successione di colate laviche rinvenute nei pressi dei paesi di Piedimonte e di Fiumefreddo (Coltelli et al., 2000). Ulteriori prodotti provenienti da questo edificio vulcanico sono costituiti da una successione di colate laviche e da un deposito di pomici, affioranti rispettivamente nella parete NE della Valle del Bove e in varie zone del versante NE dell'Etna, entrambi ricollegabili all'eruzione pliniana che provocò la formazione della caldera dell'Ellittico circa 15 ka fa (Coltelli et al., 2000).

Le vulcaniti eruttate dall'attuale edificio, il Mongibello, coprono circa l'85 % dell'intera superficie etnea (fig. 1.4); si tratta di estese colate laviche sovrapposte le une alle altre e di alcuni depositi piroclastici di fallout, emessi principalmente dai crateri sommitali e da due fessure eruttive localizzate lungo altrettante zone d'intrusione, il rift di NE e quello di ENE.

Tra i prodotti vulcanici attribuibili al Mongibello occorre annoverare il vasto deposito vulcanoclastico, denominato Chiancone, che ricopre una superficie di circa 40 km² nella zona compresa tra il mar Ionio e la depressione della Valle del Bove, accreditata come l'area sorgente (Calvari e Groppelli, 1996).

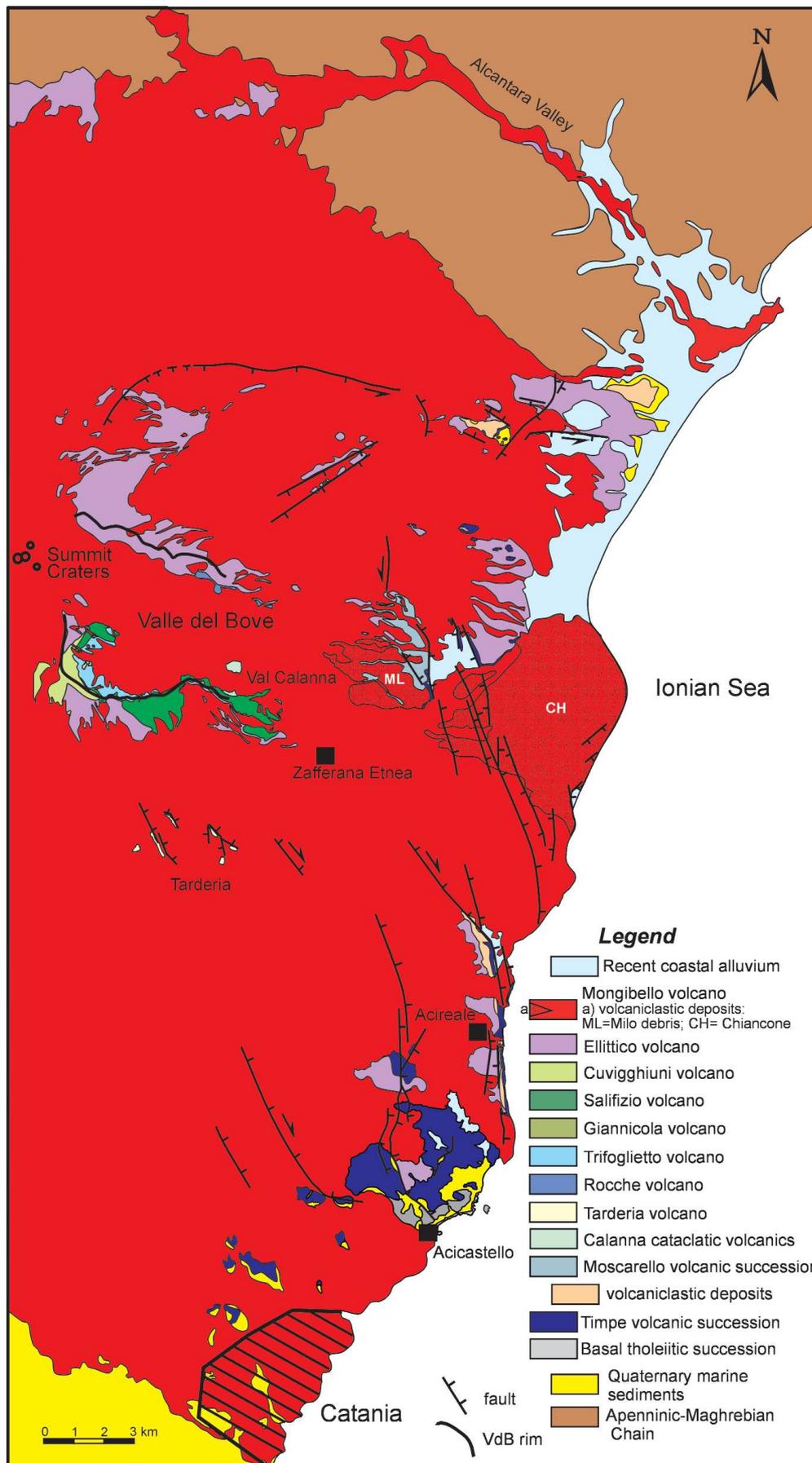


Fig. 1.4: Carta geologica schematica del versante orientale etneo (Branca et al., 2004).

Il fianco orientale dell'Etna è affetto da una tettonica molto intensa, conseguenza di un complesso assetto geodinamico regionale, a cui si associa un'importante attività sismica.

I due principali sistemi di faglie che interessano questo settore del vulcano sono: il Sistema delle "Timpe" e quello di "Messina" (Scarpata Etna-Messina di Lentini et al., 1996), rispettivamente Sistema di Acireale-S. Alfio e Sistema di Piedimonte secondo Monaco et al., 1995.

Il primo è rappresentato da un sistema di faglie attive che tagliano il basso versante orientale, ritenute responsabili dell'attività sismica di quest'area (Azzaro, 1999). Tale sistema è costituito da diverse faglie normali orientate NNO-SSE (tra cui le più importanti sono le faglie di Acireale, di S. Alfio, di Moscarello e di S. Leonardello) e NO-SE (faglia di S. Tecla) che formano notevoli scarpate estese diversi km e alte fino a 200 m.

Queste strutture sono state considerate come appartenenti alla Scarpata Ibleo-Maltese (Cristofolini et al., 1979; Lo Giudice et al., 1982; Lanzafame and Bousquet, 1997), un fascio strutturale a scala crostale, orientato NNO-SSE, che si estende per circa 300 km dall'isola di Malta fino ad intercettare la costa ionica etnea. La natura litosferica della Scarpata Ibleo-Maltese, che tronca trasversalmente il fronte della Catena Appenninico-Maghrebide, causando l'abbassamento delle successioni iblee nello Ionio di migliaia di metri (Finetti et al., 1996), ha portato alcuni autori (Lo Giudice et al., 1982; Rasà et al., 1995) a considerare tale sistema la struttura crostale fondamentale che guida la risalita dei magmi etnei fin dalla sorgente mantellica. In particolare, secondo Doglioni et al. (2001) il processo di rollback verso sud-est della crosta oceanica del bacino Ionico in subduzione produce una tettonica transtensiva sinistra lungo la Scarpata Ibleo-Maltese con la conseguente formazione di una "finestra verticale" nello slab Appenninico che permette la risalita dei magmi Etnei.

Il basso settore orientale dell'Etna è caratterizzato dalla presenza di altre strutture, le maggiori delle quali sono le faglie di Trecastagni e di Mascalucia-Tremestieri, entrambe considerate delle faglie normali con una componente trascorrente destra interessate da processi di creep. Tali strutture, orientate NO-SE, si raccordano con la zona dei crateri sommitali dell'Etna attraverso il sistema di fessure eruttive denominato "Rift Meridionale". Un'altra faglia normale a componente destra è

rappresentata dalla faglia di Nizzeti, sismicamente attiva in tempi storici (Imbò, 1935) e attualmente interessata da fenomeni di creep asismico (Lo Giudice e Rasà, 1986).

Il versante nord-orientale del vulcano è, invece, caratterizzato dalla presenza di diverse faglie dirette, orientate circa NE-SO, considerate appartenenti al Sistema Messina-Fiumefreddo di Ghisetti (1979) (corrispondente alla Scarpata Etna-Messina di Lentini et al., 1996). Tale fascio strutturale è ritenuto responsabile dell'abbassamento di migliaia di metri verso lo Ionio delle unità della Catena Appenninico-Maghrebide, formando il cosiddetto "Rise di Messina" (Sartori et al., 1991).

Le strutture principali di questo sistema sono ritenute la faglia di Ripa della Naca e quella di Piedimonte, che a differenza delle faglie appartenenti al Sistema delle Timpe, non mostrano attività sismica storica (Azzaro e Barbano, 1997; Azzaro, 1999). Secondo Monaco et al. (1995,1997) il sistema di faglie NNO-SSE delle Timpe unitamente a quello NE-SO di Piedimonte Etneo presentano movimenti verticali (compresi tra 1 e 2 mm/a) e cinematismi compatibili per cui fanno parte di un'unica zona di rifting, di età mediopleistocenica-olocenica. Tale zona si estenderebbe dalla Calabria settentrionale fino a raccordarsi con la Catena Appenninico-Maghrebide, costituendo la cosiddetta "Siculo-Calabrian Rift Zone" (Tortorici et al., 1986; Mazzuoli et al., 1995; Monaco et al., 1996; Monaco and Tortorici, 2000); questi autori considerano, pertanto, l'Etna un "rift-flank vulcano" (Ellis and King, 1991) sviluppatosi nel blocco rialzato di tale discontinuità crostale.

Secondo Lanzafame et al. (1996), invece, l'interazione fra il Sistema delle Timpe e quello di Messina, si attua nella zona compresa tra Giarre ed Acireale, ed è soggetta a differenti regimi di stress regionali: 1) un'estensione N-S, associata alla compressione nella Catena Appenninico-Maghrebide, produrrebbe una transtensione destra nel Sistema delle Timpe e un movimento di dip-slip in quello di Messina; 2) un'estensione E-O, associata alla Scarpata Ibleo-Maltese, genererebbe, invece, dip-slip nel Sistema delle Timpe e una transtensione sinistra nel Sistema di Messina.

Una delle principali strutture sismogenetiche del versante orientale etneo è costituita dalla faglia della Pernicana, sede di numerosi eventi sismici verificatisi dal 1981 ad oggi (con $2.6 \leq M \leq 4,2$) (Azzaro, 1997). Si tratta di una faglia normale con componente trascorrente destra, orientata circa E-O, che si sviluppa, con scarpate di diverse decine di m, per circa 6,5 km; essa si raccorda con la zona dei crateri sommitali attraverso il sistema di fessure eruttive del "Rift di NE" (Neri et al., 1991;

Groppelli e Tibaldi, 1999) e attraverso la faglia di Provenzana, mentre il suo prolungamento verso lo Ionio è rappresentato dalla faglia di Fiumefreddo. Il segmento orientale della faglia della Pernicana è interessato da fenomeni di creep asismico manifestato da movimenti trasversivi sinistri puri con tassi di movimento dell'ordine di 2 cm/a (Rasà et al., 1996; Groppelli e Tibaldi, 1999).

Il sistema di faglie Pernicana-Fiumefreddo rappresenta, secondo alcuni autori (Borgia et al., 1992; Lo Giudice e Rasà, 1992; Rust and Neri, 1996; Rasà et al., 1996; Azzaro, 1999), il binario settentrionale di svincolo di un lento ma continuo processo di scivolamento verso E-SE dell'intero versante orientale dell'Etna. Tale svincolo si sviluppa in corrispondenza di una dorsale del basamento sedimentario, orientata E-O, che raggiunge una quota di circa 1000 m s.l.m. (Di Stefano e Branca, 2002).

Il binario meridionale di questo processo di scivolamento corrisponderebbe al sistema di faglie normali-destre di Mascalucia-Trecastagni (Rasà et al., 1996) oppure, come ipotizzato da Rust e Neri (1996) e Borgia et al. (1992) al sistema di faglie normali-destre di Ragalna.

Sulla base di recenti dati GPS (Puglisi and Bonforte, 2004) e di nuove carte di deformazioni al suolo prodotte da analisi InSAR (Froger et al., 2001; Lundgren et al., 2003, 2004; Bonforte et al., in stampa) si è constatato che questo processo appare ben vincolato dal sistema di faglie della Pernicana a Nord e da quello di Mascalucia-Trecastagni a Sud; i valori di deformazione maggiori si registrano in corrispondenza della costa dove analisi condotte tra il 1995 e il 2001 utilizzando tecniche di permanent scatterer SAR (Synthetic Aperture Radar) hanno messo in evidenza valori di deformazione superiori a 3 cm/a per la componente orizzontale e di circa 1 cm/a per quella verticale (Bonforte et al., in stampa) (fig.1.5).

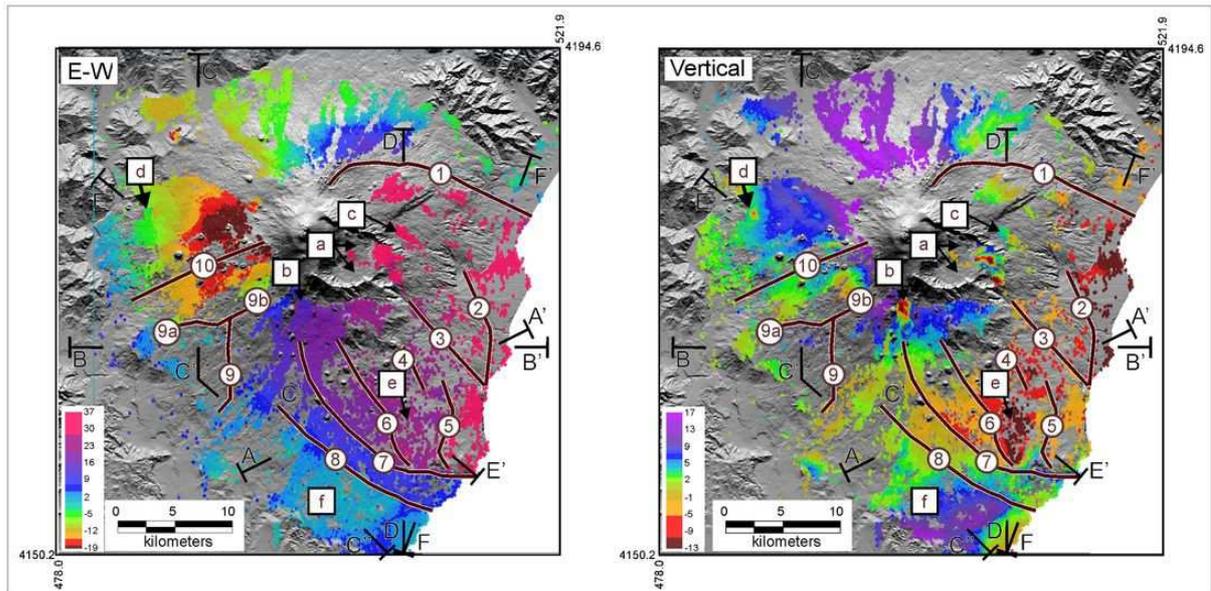


Fig. 1.5 Valori di deformazioni al suolo registrati tra il 1995 e il 2001 sull'Etna utilizzando tecniche di permanent scatterer SAR; a sinistra deformazioni (in mm/a) sulla componente orizzontale, a destra su quella verticale (Bonforte et al., in stampa).

Sulla base di indagini macrosismiche storiche, si è potuto constatare che fra tutti gli eventi sismici che hanno interessato l'intera area etnea circa l'80% si sono verificati sul versante orientale del vulcano (Gresta et al., 1990); e, sebbene la maggior parte di questi si sia manifestata con magnitudo relativamente basse ($M \leq 4,8$), l'elevata superficialità degli ipocentri ha prodotto spesso ingenti danni (VIII-IX grado MSK) (Azzaro, 1999).

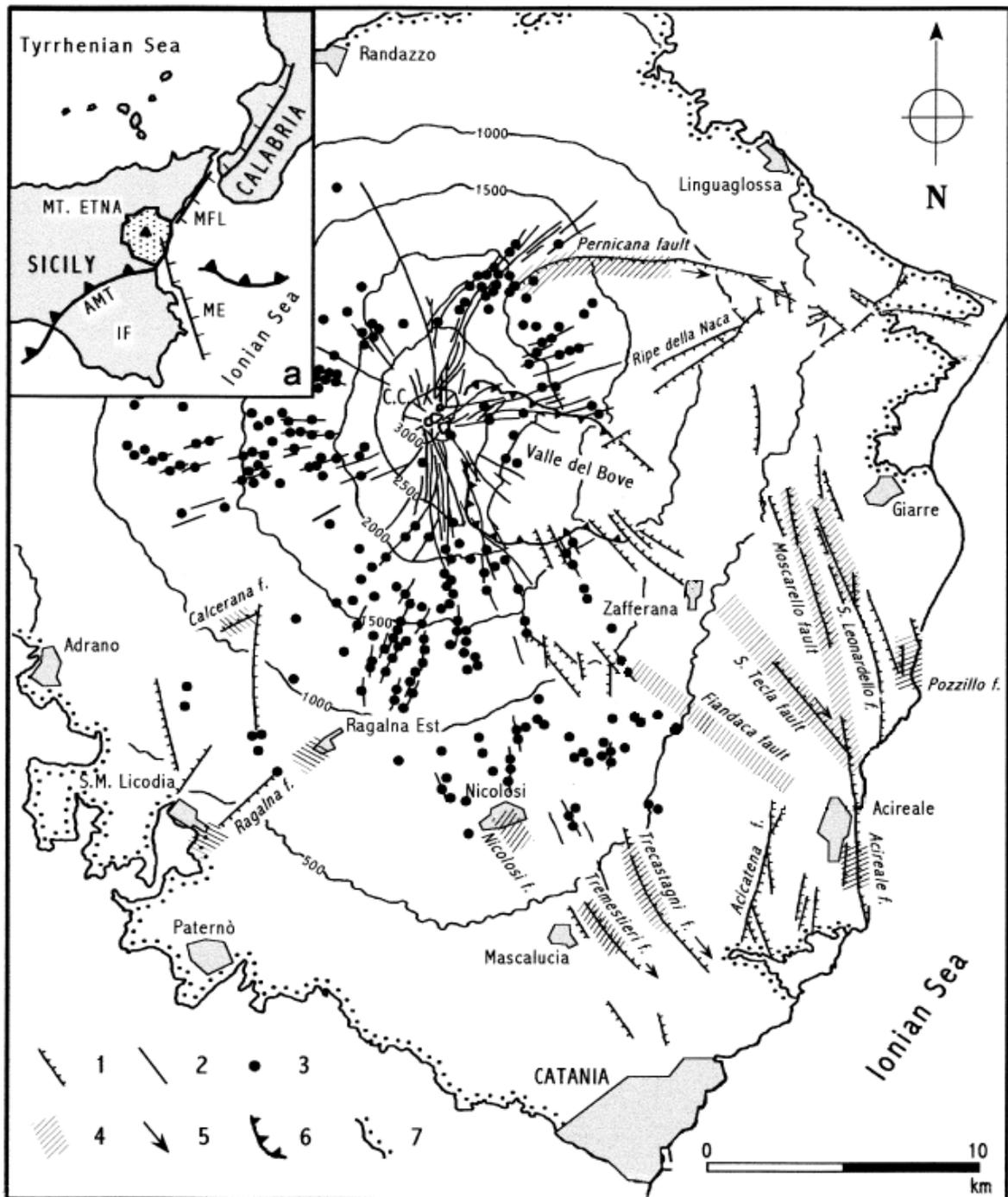


Fig 1.6 Carta strutturale semplificata dell'Etna (modificata da Azzaro, 1999): 1, faglie con i trattini sul lato ribassato; 2, fessure eruttive; 3, coni di scorie; 4, superfici di rottura cosismiche; 5, componenti di strike-slip; 6, orli di caldera; 7, limiti delle vulcaniti etnee; C.C., cratere centrale.

Il riquadro in alto a sinistra mostra l'assetto geologico regionale: AMT, fronte dell'orogene Appennino – maghrebide; IF, Avampaese Ibleo; ME, Scarpata Ibleo-Maltese; MFL, Linea Messina – Fiumefreddo.

Inoltre, sulla base di testimonianze storiche riguardo la presenza di antiche costruzioni che un tempo si trovavano di poco sopra il l.d.m. e che oggi sono decisamente più elevate e sulla base di variazioni della falda freatica lungo la costa, si è potuto constatare che questo settore si è sollevato da 1,5 a 2 m nell'arco di tre secoli

(Bousquet et al., 1998), conducendo ad un tasso di sollevamento di circa 0,5-0,7 cm/a. Tale processo è testimoniato, tra l'altro, dal ritrovamento di un terrazzo marino nei pressi di Acicastello che secondo Kiefer (1972) si è sollevato di circa 30 cm in soli 50 anni.

Nel complesso, l'assetto geodinamico del versante orientale etneo è il risultato della sovrapposizione fra il campo di sforzi connesso con la tettonica regionale e quello indotto dalle condizioni di instabilità geostatica del versante stesso che assumerebbe un importante ruolo in merito ai processi di intrusione magmatica (McGuire et al., 1996).

1.4 OCEANOGRAFIA DELL'OFFSHORE IONICO ETNEO

La circolazione marina dell'offshore ionico etneo appare profondamente influenzata dalla presenza dello stretto di Messina che collega il Mar Tirreno (a Nord) ed il Mar Ionio (a Sud); lo stretto di Messina è la sede di un continuo scambio di forti correnti tidali tra i due mari con una fase di circa 6 ore che produce un flusso di correnti lungo costa dirette verso S. L'interazione tra questo flusso e le correnti a largo dello Ionio (caratterizzato da correnti dirette verso NNE di 6-7 nodi sulla superficie, Montenat et al., 1987) genera, proprio nell'offshore etneo, dei locali movimenti rotazionali in senso orario (Longhitano e Zanini, 2006) (fig. 1.7). Qui, inoltre, la presenza di falesie e promontori vulcanici intervallati da strette insenature prodotti rispettivamente dalla messa in posto e dall'erosione di colate laviche costiere produce continue diffrazioni del flusso idrodinamico marino ed una serie di locali rotazioni orarie ed antiorarie che controllano i processi erosivi-deposizionali costieri (Longhitano e Zanini, 2002).



Fig. 1.7. Circolazione marina del settore nordorientale della Sicilia. Le correnti lungo costa, dirette verso meridione e generate dallo Stretto di Messina, interagiscono con le correnti a largo dello Ionio, producendo dei locali movimenti rotazionali in senso orario (Longhitano e Zanini, 2006).

1.4 PRECEDENTI CONOSCENZE DELL'OFFSHORE ETNEO

Nonostante l'Etna rappresenti uno tra i vulcani più studiati al mondo poche indagini sono state effettuate nell'offshore etneo.

La prima di queste è stata realizzata da Sartori et al., (1991) in cui è stato indagato, attraverso profili sismici e carotaggi, l'intero offshore della Sicilia orientale (fig.1.8).

In questo lavoro gli Autori hanno identificato il Rise di Messina definendolo come un'ampia e piatta area compresa tra 2000 e 2600 m di profondità e delimitata dall'arco Calabro a Nord, dalla costa orientale siciliana a Ovest e dal Seamount Alfeo (situato a largo di Siracusa) a Sud; oltre il Monte Alfeo, a circa 3000 m di profondità, inizia la piana batiale ionica. Nel corso di questa indagine è stata descritta la scarpata continentale evidenziando una costante diminuzione della sua pendenza spostandosi da Nord verso Sud ed identificando la presenza di due grandi canyon (Canyon di Messina e Canyon di Taormina) posti entrambi nel settore Nord dell'area investigata. I profili sismici realizzati hanno messo in luce la presenza di un basamento acustico sub-affiorante di firma conico-piramidale situato esattamente di fronte all'Etna e ricoperto da sequenze irregolari di riflettori riconducibili ai depositi tardo-pleisocenici; tale basamento è stato interpretato come un corpo vulcanico sommerso connesso con l'edificio etneo. In quest'area la presenza di livelli di pomici grossolane ha limitato

la penetrazione dei carotaggi a pochi cm dal fondale. Da un punto di vista strutturale viene evidenziata la prosecuzione in mare della Linea di Taormina (Alcantara Line di fig. 1.1) orientata circa NO-SE e caratterizzata da importanti rigetti.

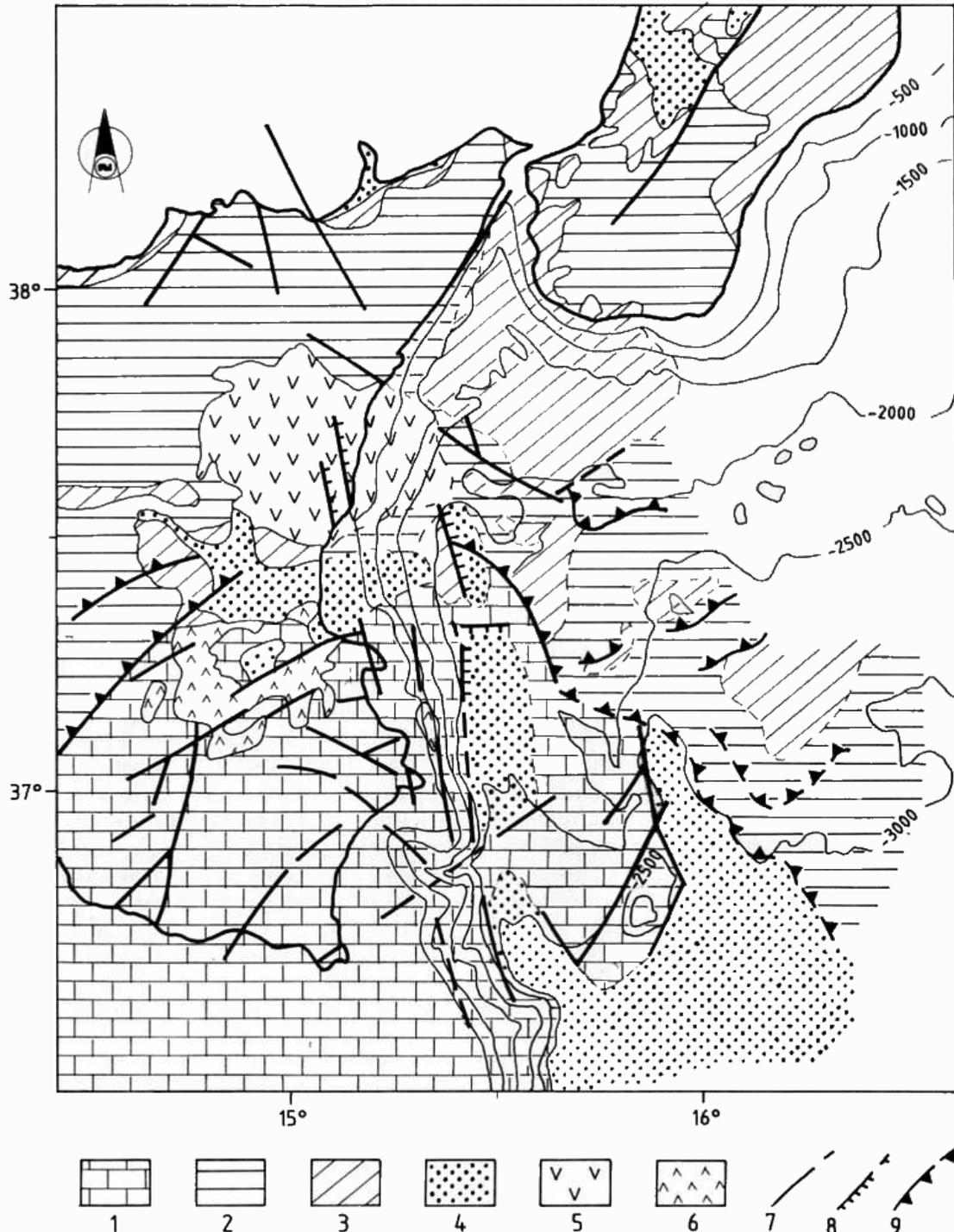


Fig.1.8 Schema tettonico della Sicilia orientale: 1. Successioni sedimentarie pre-pleistoceniche dell'Avampaese Ibleo e delRise di Messina; 2. Area di catena e di tetto-genesi sottomarina (Arco Calabro Esterno); 3. Bacini di piggy-back di età post-Tortoniano sup.; 4. Bacini di distensione pleistocenica; 5. Vulcaniti emerse e sommerse dell'apparato pleistocenico etneo; 6. Vulcaniti tardo-neogene degli Iblei; 7. Faglie verticali e dirette; 8. Faglie con senso di ribassamento (trattini) in parte listriche; 9. Fronti di sovrascorrimento principali e fronte della catena (Sartori et al., 1991).

Il primo studio dedicato principalmente all'offshore etneo proviene da Gabbianelli et al. (1995) e Bousquet et al. (1998), nel quale, sulla base di rilievi Sub Bottom Profile e dragaggi, vengono identificati:

- 1) una scarpata continentale molto irregolare con un gradiente compreso tra 4-6° ed una piattaforma continentale caratterizzata da un particolare andamento a "campana" in quanto si presenta stretta e poco profonda (- 60 m) in corrispondenza dell'offshore Etneo, mentre appare più profonda (120-130 m) e larga nei pressi di entrambi i margini dell'edificio;
- 2) la Dorsale di Riposto, estesa per circa 20 km in direzione prima NW-SE e poi E-W, interpretata sulla base dei campionamenti come il prolungamento in mare della Catena Appeninico-Maghrebide; essa appare costituita da un basamento clastico (substrato acustico) intensamente deformato da una tettonica di raccorciamento su cui è presente una debole copertura, sismicamente sorda, costituita da materiale lavico e concrezioni organogeno-calcaree;
- 3) due corpi vulcanici intrusivi in corrispondenza dell'offshore di Acicastello sotto una considerevole copertura argillosa con caratteristiche petrochimiche comparabili a quelle dei primi prodotti etnei affioranti sulla costa
- 4) il prolungamento in mare del fan vulcanoclastico del Chiancone (fig.1.9) osservato fino ad una profondità di circa 600 m con uno spessore massimo di 250 m che giace su una piattaforma d'abrasione tardo-pleistocenica; all'interno del deposito sono state individuate due unità deposizionali ben organizzate generate da sedimentazione primaria ricoperte da una corpo sedimentario organizzato in modo grossolano con riflettori irregolari e continui.

La parte sommersa del Chiancone è stata indagata, tramite indagine magnetiche, da Del Negro and Napoli (2002), che, oltre a definirne la geometria e lo spessore medio di 150 m, hanno accertato l'assenza di colate laviche al di sotto di esso (fig.1.9).

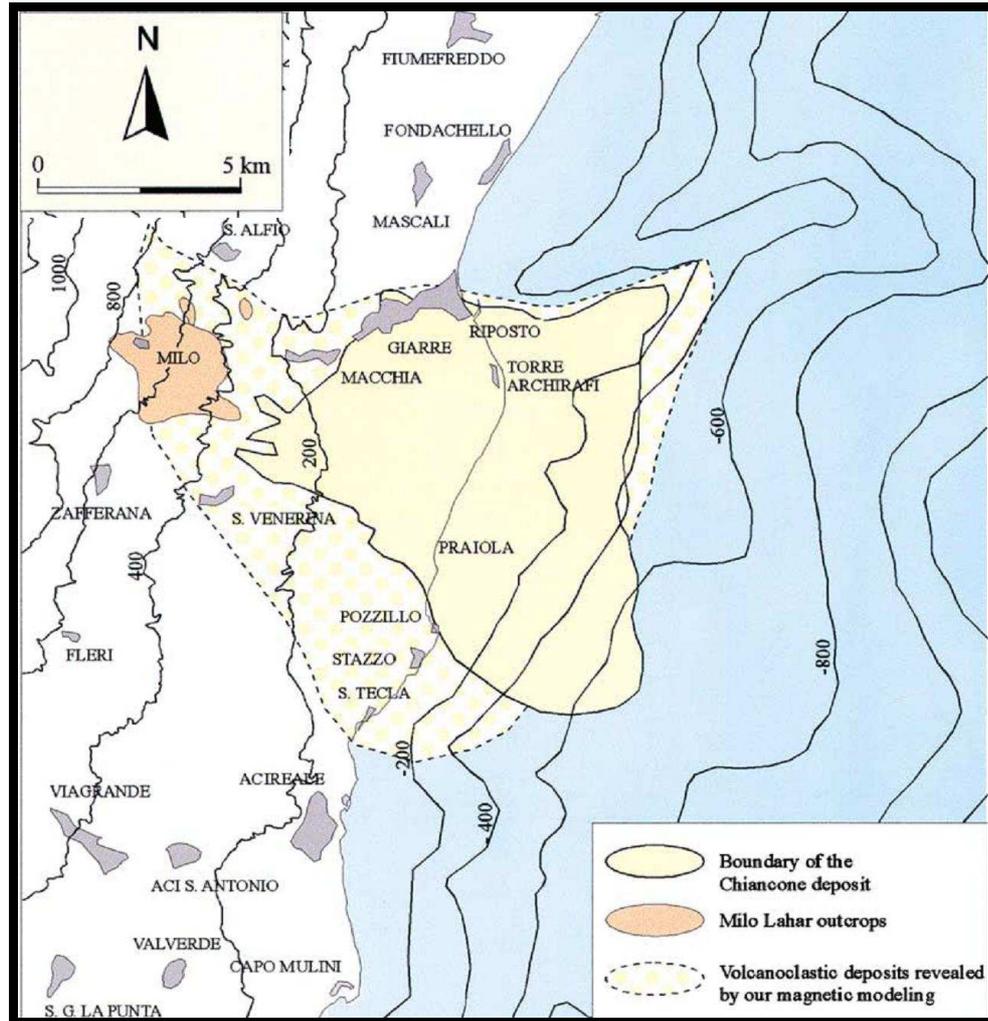


Fig. 1.9 Confronto della geometria del fan vulcanoclastico del Chiancone tra Bousquet et al. (1998)(linea tratteggiata) e Del Negro e Napoli (2002) (linea continua) (Del Negro e Napoli, 2002).

In Marani et al. (2004) è stata pubblicata la prima carta batimetrica (seppur a bassa risoluzione) acquisita tramite multibeam dello Ionio in cui sono stati evidenziati i principali lineamenti morfo-tettonici dell'offshore etneo (fig. 3.1).

Pareschi et al. (2006) hanno evidenziato, sulla base di dati batimetrici (a bassa risoluzione) e di un'indagine sismica multicanale, la presenza di un vasto deposito di landslide distribuito su tutto l'offshore etneo (dalla dorsale di Riposto fino al Canyon di Catania) relativo al collasso olocenico del fianco orientale dell'Etna che ha dato origine alla Valle del Bove.

Ulteriori indagini di sismica profonda sono state realizzate da Hirn et al. (1997), Nicolich et al. (2000) e da (Argnani and Bonazzi, 2005) nell'offshore etneo evidenziando la presenza di faglie distensive orientate NNO-SSE ed appartenenti alla scarpata Ibleo Maltese lungo la base della scarpata continentale a sud di Acireale e fino all'offshore di Siracusa, mentre lineamenti di tipo contrazionale sono stati rilevati

in corrispondenza della piana batiale e sono state interpretati come relativi all'attività del prisma d'accrezione dell'arco calabro. In Argnani et al. (2009) le indagini sismiche non hanno riscontrato evidenze della presenza del lineamento noto in letteratura come Scarpata Etna-Messina (Lentini et al. 1996) collocato lungo la costa nord-orientale ionica della Sicilia.

Recentemente, Billi et al., (2008) hanno riconosciuto un ampio deposito di landslide generato da una vasta scarpata a largo di Giardini Naxos ed hanno interpretato esso come la causa scatenante dello tsunami seguito al terremoto del 1908 in contrasto alle numerose sorgenti cosismiche proposte in letteratura.

Infine Patanè et al. (2009) ha identificato la presenza di vulcaniti messe in posto in ambiente sottomarino nella parte più superficiale della Dorsale di Riposto, la "Secca di Riposto"; gli Autori collegano quest'ultima ad una grande depressione di forma circolare collocata alla base della dorsale stessa ed interpretata come ciò che resta di un'antica caldera a testimonianza di un'attività vulcanica collocabile tra 20 e 126 ka o più vecchia.

2 METODOLOGIE DI INDAGINE ED ACQUISIZIONE DATI

L'area oggetto di studio è costituita dal settore costiero del versante orientale dell'Etna compreso tra Catania (limite sud) e Fiumefreddo (limite nord) e dal corrispondente settore offshore dal sotto costa fino ad una profondità di circa 2000 m (riquadro rosso in fig. 2.1).

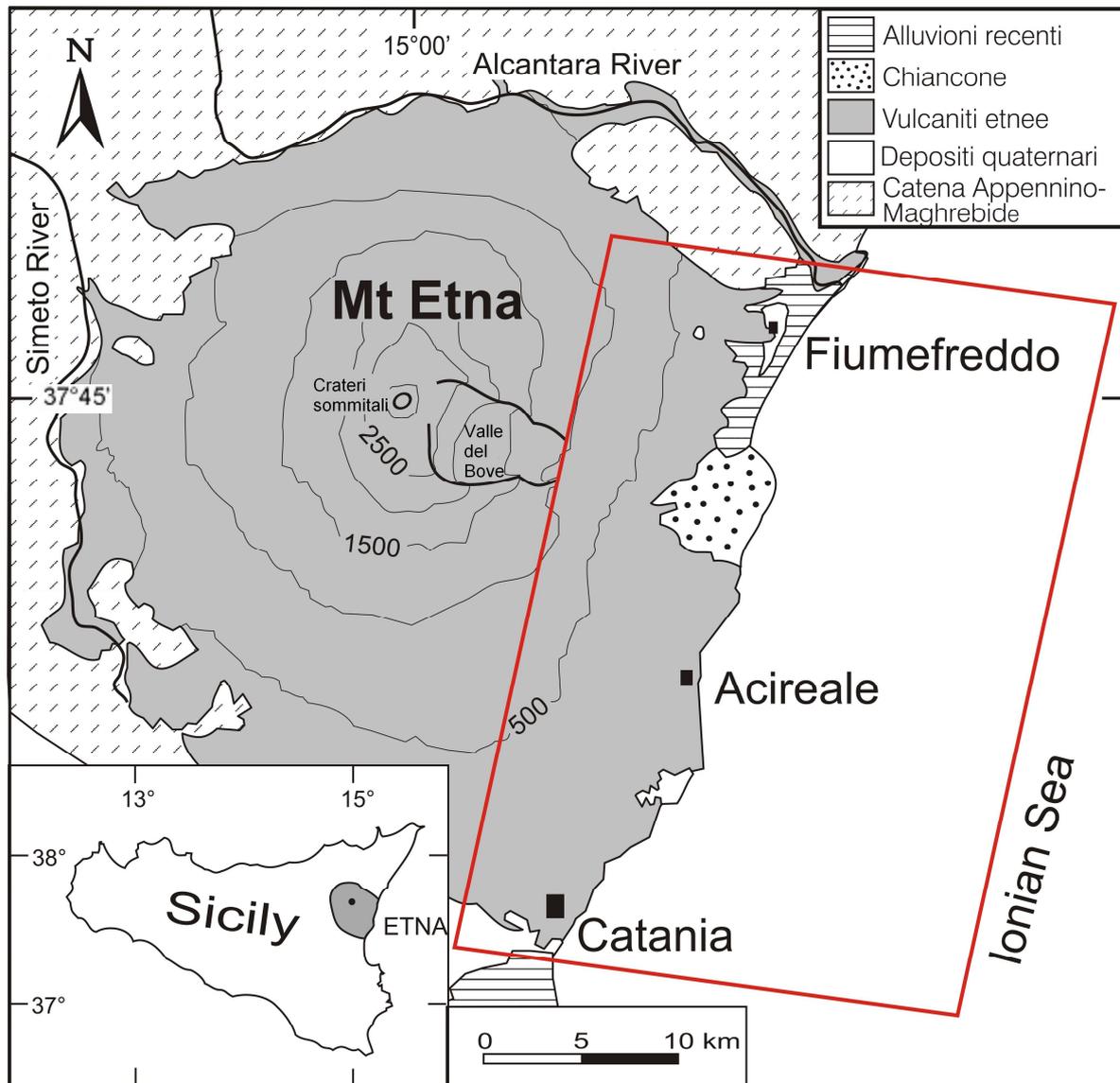


Fig. 2.1 Area di studio e suo inquadramento geografico

L'analisi del territorio in esame ha previsto, pertanto, l'esecuzione sia di un rilevamento batimetrico, eseguito tramite rilievi multibeam e immersioni, sia di un rilevamento geologico-strutturale di superficie.

2.1 CAMPAGNE OCEANOGRAFICHE

I rilievi batimetrici sono stati effettuati nel corso di 6 campagne oceanografiche, realizzate tra il 2005 e il 2009, durante le quali sono stati acquisiti anche dati di sismica a riflessione monocanale (Sub Bottom Profile e Sparker), Side Scan Sonar (SSS), immagini ROV (Remotely Operated Vehicle) ed eseguiti numerosi campionamenti del fondale marino costituiti da dragaggi, bennate e carotaggi.

Durante la prima campagna di rilievi (ottobre 2005) sono stati acquisiti dati batimetrici multibeam ad altissima risoluzione (risoluzione del GRID < 1 m) utilizzando un natante (l'*Akyra*), appositamente attrezzato per questo tipo di indagini geofisiche (fig. 2.2). Il rilievo ha coperto un'area di circa 35 km² lungo la fascia batimetrica poco profonda (0 - 120 m) estendendosi da Catania fino a Fiumefreddo.



Fig. 2.2 L'*Akyra*, il natante utilizzato per il rilievo batimetrico nei bassi fondali.

L'*Akyra* è un'imbarcazione di 9,2 m di lunghezza e circa 4 ton di stazza, utilizzata dalla Coastal Consulting & Exploration S.r.l. per effettuare indagini geofisiche entro 12 miglia dalla costa. Per questo rilievo è stata attrezzata con una strumentazione per l'acquisizione batimetrica, composta da:

- dispositivo multibeam SEABAT RESON 8125 (455 KHz)
- girobussola GYRO
- sonda di velocità in continuo SBE 37
- sonda CDT SBE 19 plus

Tramite questo natante è stato possibile acquisire dati anche nelle immediate vicinanze della costa operando in modalità "a testa girata", cioè inclinando di 90° il trasduttore: i dati acquisiti in questa configurazione necessitano però un diverso processamento sia in fase di calibrazione che in fase di filtraggio.

La seconda campagna oceanografica (denominata "1908") è stata eseguita nel Dicembre del 2005 sulla nave oceanografica *Universitatis* (fig. 2.3) di proprietà del CoNISMa (Consorzio Nazionale Interuniversitario per le Scienze del Mare). Nel corso di questa campagna di rilievi è stata coperta un'area di circa 400 km² nella fascia batimetrica compresa tra 120 e 1000 m andando in leggera sovrapposizione con la precedente campagna.



Fig. 2.3 La nave oceanografica *Universitatis* utilizzata per il rilievo batimetrico in acque profonde (da -120 a -1000 m).

La strumentazione utilizzata per l'acquisizione dei dati batimetrici nella campagna "1908" è costituita da:

- dispositivi multibeam SEABAT RESON 8160 (50 KHz) e 8125 (455 KHz) (fig. 2.4)
- sonda di velocità SVP (fig. 2.4)
- girobussola Octans
- sonda di velocità in continuo



Fig. 2.4 Messa in mare della sonda SVP (a sinistra) e trasduttore multibeam 8125 (a destra).

Nel dicembre 2007 è stata effettuata una terza campagna oceanografica (denominata KalEt) a bordo della N/o *Urania* (fig. 2.5), durante la quale sono stati acquisiti nuovi dati batimetrici multibeam per un'area di oltre 1000 km² nella fascia batimetrica compresa tra 1000 e 2000 m circa, oltre che ricoprire "buchi d'acquisizione" delle precedenti campagne.



Fig. 2.5 La nave oceanografica *Urania* utilizzata per il rilievo batimetrico fino a circa 2000 m di profondità.

Nel corso di questa campagna oceanografica sono state acquisite numerose linee sismiche monocanale Sub Bottom Profile e Sparker, due linee Side Scan Sonar ed eseguiti numerosi campionamenti del fondale utilizzando la seguente strumentazione:

- Sistema di posizionamento GPS con correzione differenziale (Omnistar Fugro).
- Ecoscandaglio multifascio: multibeam Seabat 8160 (50 kHz) – software Caris Hips
- Software per navigazione e acquisizione dei dati ecometrici: PDS 2000 2,3,2,43.
- Sistema inerziale e girobussola Mahrs TSS
- Analisi di velocità dell'acqua SVP 25
- Sub Bottom Profiler Benthos Chirp II Sistema acquisizione sismica SwanPro SW
- Sparker EG&G 1000 e 4500 Joule
- Side Scan Sonar Edge Tech 4200-FS a doppia frequenza, software Discovery
- Sonda CTD SBE 911plus
- ADCP a scafo RDI 75kHz e 300 kHz
- Draga a Tazza
- Benna Van Veen da 25 litri
- Carotiere a gravità Kulleberg 1200 kg con leva di sgancio

Nel corso del 2009 altre 3 campagne oceanografiche sono state effettuate nell'offshore etneo. La prima, denominata Magic_Etna, è stata realizzata sulla N/o *Universitatis* ed ha permesso di effettuare alcuni campionamenti del fondale marino (6 dragaggi e 6 bennate) in specifici target morfostrutturali di notevole importanza. A causa di numerosi guasti della strumentazione sismica e ripetute rotture del cavo della draga non è stato possibile eseguire ulteriori indagini geofisiche. Nel Luglio dello stesso anno è stata effettuata una campagna oceanografica appositamente realizzata per acquisire linee sismiche Sparker ad alta risoluzione utilizzando un Geo-Source 1600 (6 - 8 KJ) a bordo della N/o *Coopernaut Franca* (fig. 2.6).



Fig. 2.6 La nave oceanografica *Coopernaut Franca* utilizzata per l'acquisizione di dati Sparker.

L'ultima campagna di rilievi (chiamata “Bob” in memoria del ricercatore americano Robert James Woosley che aveva partecipato alla campagna “KaIEt) è stata realizzata nel Novembre 2009 sulla N/o *Urania*. Nel corso di questa campagna oceanografica sono stati acquisiti dati multibeam nella fascia batimetrica oltre i 2000 m di profondità utilizzando un ecoscandaglio multibeam Seabat 8160 (50 kHz) e dati di sismica Sparker (EG&G 1000 e 4500 J) nella fascia poco profonda ed in corrispondenza di zone ad alto interesse geologico. Inoltre sono state acquisite interessanti immagini ROV utilizzando un ROV Pollux della GEI (300 m di profondità operativa); a causa di problemi tecnici non sono stati eseguiti campionamenti del fondale.

Nella tab. 2.1 e nella fig. 2.7 sottostanti sono riassunte le indagini geofisiche effettuate nell'offshore etneo nel corso di tutte le campagne oceanografiche:

Nome Campagna	N/o	Multibeam (Km ²)	Sismica monoc. (Km)		SSS (Km)	ROV (Imm.)	Campionamenti		
			Chirp	Sparker			Dragaggi	Bennate	Carotaggi
Etna_Akyra	Akyra	35	/	/	/	/	/	/	/
1908	Universitatis	400	/	/	/	/	/	/	/
KalEt	Urania	>1000	700	/	40	/	18	4	1
Magic_Etna	Universitatis	/	/	/		/	6	6	/
Etna_Sparker	Coopernaut Franca	/	/	300	/	/	/	/	/
BOB	Urania	>500	/	200	/	2	/	/	/
Totale		>2000	700	500	40	2	24	10	1

Tab. 2.1 Campagne oceanografiche e relative indagini effettuate

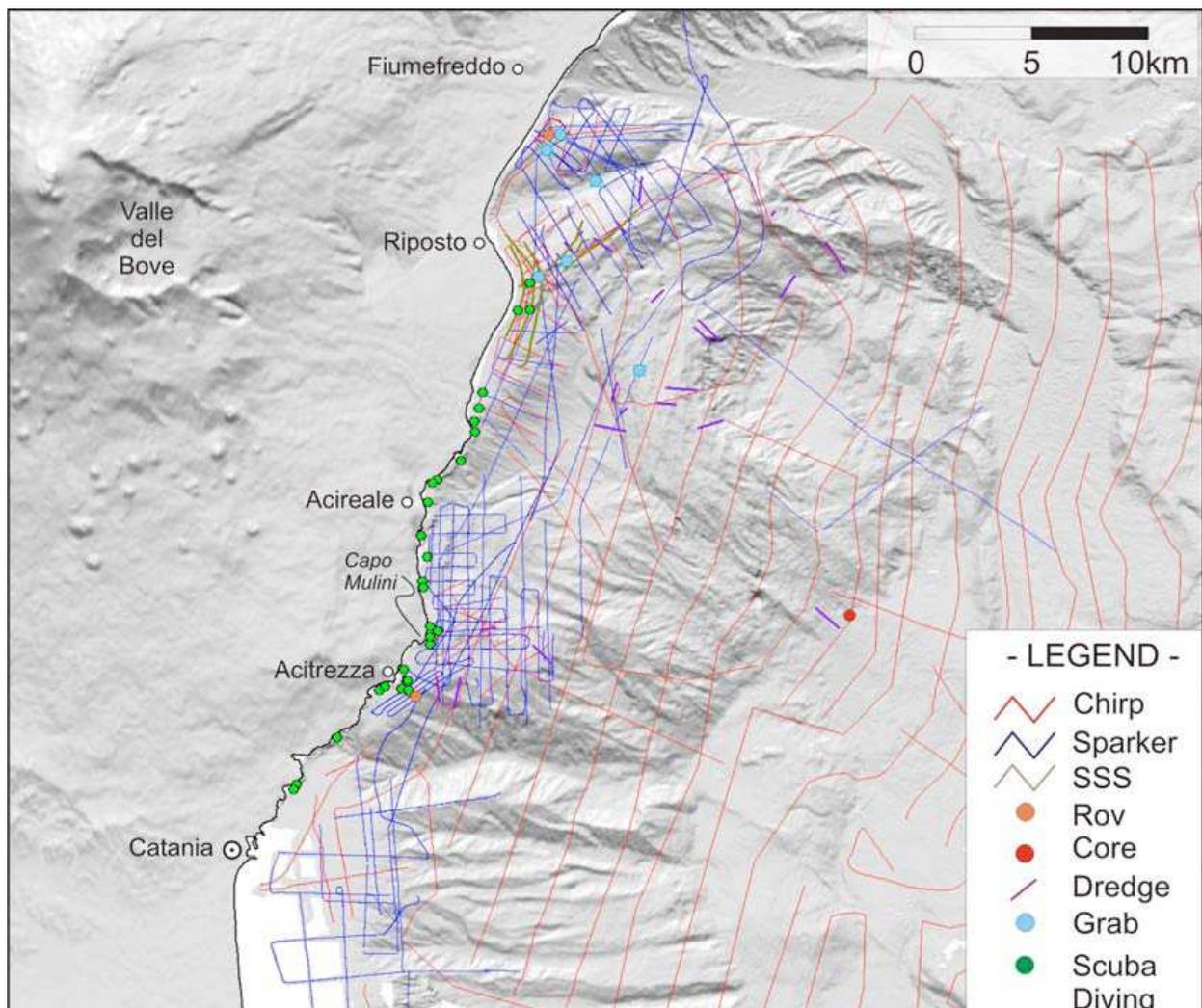


Fig. 2.7 Dettaglio delle indagini realizzate nell'offshore etneo

Di seguito vengono illustrate le metodologie di indagine, acquisizione ed elaborazione dei dati impiegate.

2.2 SISTEMI DI POSIZIONAMENTO

L'acquisizione di dati geofisici presuppone una precisa localizzazione della nave utilizzata per i rilievi. I sistemi di posizionamento più utilizzati sono di tipo satellitare, legati al lancio di satelliti artificiali in orbita attorno alla Terra. Attualmente quello maggiormente impiegato è il NAVSTAR/GPS (NAVigation Satellite And Ranging / Global Positioning System) che permette il posizionamento in un sistema di riferimento sulla base dell'emissione di segnali complessi, utilizzati per stimare le distanze tra i satelliti e i ricevitori, dalle quali è possibile risalire alla posizione dei ricevitori stessi. Il GPS è gestito dal Dipartimento della Difesa Statunitense e fornisce, in qualsiasi condizione meteorologica e in ogni punto del globo, la localizzazione di un punto nelle tre coordinate spaziali x, y, z nel sistema di riferimento WGS84.

Il GPS è costituito essenzialmente da tre segmenti. Il segmento spaziale è costituito da una costellazione di 24 satelliti (più due supplementari) disposti su 6 piani orbitali distanziati di 60° (fig. 2.8); la particolare configurazione del sistema garantisce, per qualsiasi punto terrestre, la visibilità di almeno 4 satelliti. Il segmento di controllo è costituito da cinque stazioni terrestri disposte lungo la linea equatoriale, che svolgono funzioni di elaborazione, correzione dei segnali e trasmissione. Il segmento utente, infine, è costituito dai ricevitori degli utenti civili e militari in grado di ricevere, decodificare ed elaborare i segnali ricevuti.

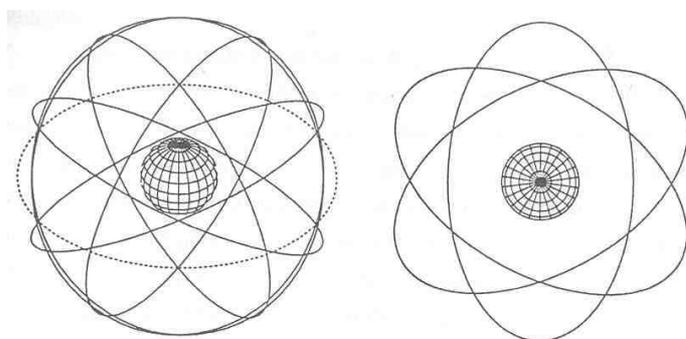


Fig. 2.8 Disposizione orbitale dei satelliti GPS (vista prospettica a sinistra, in pianta a destra).

In commercio sono presenti numerosi ricevitori GPS, differenziandosi per la capacità d'acquisizione, decodifica ed elaborazione del segnale, restituendo misure caratterizzate da precisioni variabili; attualmente un buon ricevitore GPS fornisce

un'accuratezza delle misure di circa 10 m. Per il posizionamento di un punto nelle tre coordinate spaziali devono essere visibili dal ricevitore almeno 4 satelliti, anche se la precisione del dato è fortemente influenzata dal numero dei satelliti in osservazione: precisioni sempre maggiori si possono ottenere all'aumentare della copertura dei satelliti e della loro distribuzione spaziale (una buona misura prevede una copertura di almeno 9 –10 satelliti). La localizzazione delle imbarcazioni viene generalmente effettuata tramite il segnale GPS registrato in modalità assoluta, che fornisce il posizionamento del mezzo in ogni istante con una precisione apprezzabile di diversi metri. L'esecuzione di rilievi geofisici con imbarcazioni da ricerca risulta particolarmente complessa quando si opera in prossimità di coste rilevate o insenature dove può essere impedita la buona visibilità dei satelliti, diminuendo l'accuratezza del segnale con errori associati di diverse decine di metri. Per migliorare la precisione del posizionamento è possibile impiegare un sistema differenziale (DGPS) (impiegato in questo rilievo), che fornisce correzioni sul segnale di navigazione, calcolato sulla base di stazioni fisse a terra. Il posizionamento può essere realizzato sia in post-processing che trasmesso in tempo reale (RTK - Real Time Kinematic).

Le correzioni, fornite dal DGPS, rimuovono errori di diversa natura (indeterminazione delle orbite, propagazione dei segnali attraverso l'atmosfera, ecc.), e, in seguito alla trasmissione su diverse bande di frequenza, permettono di restituire dati con un'accuratezza decimetrica, a differenza dei metodi RTK che raggiungono, invece, precisioni con un'accuratezza centimetrica.

Nei rilievi di dettaglio di alta precisione l'impiego del GPS può avvenire così attraverso l'acquisizione in modalità cinematica (RTK), che però ha una copertura limitata a pochi chilometri dalla stazione base localizzata a terra.

2.3 RILIEVI BATIMETRICI MULTIBEAM

L'acquisizione dei dati batimetrici è stata realizzata per mezzo di dispositivi multibeam o ecoscandaglio multifascio. I sistemi multibeam costituiscono gli strumenti tecnologicamente più avanzati per l'acquisizione di batimetrie di dettaglio, che possono essere impiegate per la generazione di modelli digitali del terreno marini ad alta risoluzione.

Il multibeam, così come altri strumenti utilizzati nei rilievi sismo-acustici del fondale (Interferometro, Side Scan Sonar, Sub Bottom Profiler), utilizzano sorgenti di tipo risonante. Queste sono caratterizzate dall'emissione di onde acustiche prodotte dalla risonanza di un cristallo piezoelettrico che, sottoposto ad una differenza di potenziale, si contrae e si espande rapidamente producendo un segnale con una caratteristica frequenza ($5 \div 500$ KHz), funzione della dimensione e del tipo di cristallo impiegato. L'impiego di tale sorgente presenta il vantaggio di conoscere la forma del segnale prodotto che, in fase di elaborazione, può essere discriminato dai rumori di fondo.

I dispositivi multibeam sono costituiti da due set di trasduttori posizionati sotto la chiglia della nave, ciascuno dei quali è composto da un trasmettitore e da ricevitori; il trasmettitore emette un fascio di onde acustiche (swath) di elevata frequenza (decine o centinaia di kHz, in funzione della profondità) molto ampio nel piano trasversale alla rotta (da 50 a 120 gradi) e molto stretto nel piano ad essa parallelo (da 0.5° a 1.5°).

L'incidenza dei fronti d'onda sul fondo del mare produce essenzialmente onde riflesse e diffratte, che rilevate dai trasduttori ricevitori, consentono di restituire, per ciascun ciclo di energizzazione, un profilo batimetrico trasversale alla rotta di navigazione.

I set di trasduttori, disposti in una configurazione a "T", generano un treno d'onde caratterizzate da frequenze molto elevate ($50 \div 500$ kHz). Il principio di funzionamento è analogo a quello dell'ecoscandaglio (single beam), ma il sistema prevede l'emissione di un fascio di circa 100-250 impulsi (beam) simultanei disposti in una configurazione a ventaglio (swath), trasversale alla rotta di navigazione (fig. 2.9 a).

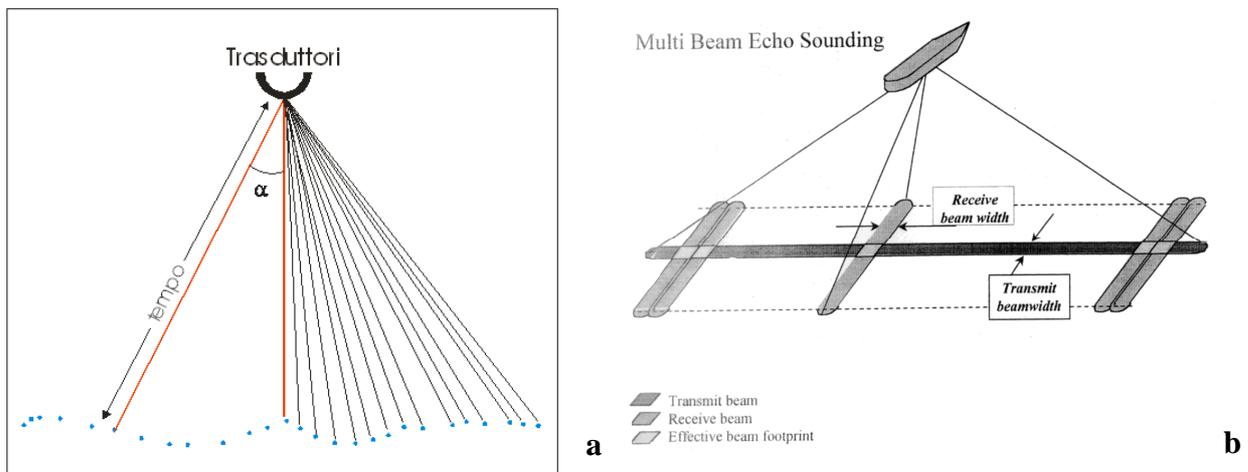


Fig. 2.5 a) Spazzata multibeam (swath). La localizzazione dei soundings è fornita dal tempo di riverberazione e dall'angolo d'incidenza (noto), b) configurazione a T dei trasduttori di trasmissione e ricezione.

Il posizionamento dell'area insonificata (footprint) si basa sul calcolo simultaneo di due parametri, l'angolo d'incidenza e il tempo di riverberazione.

L'angolo d'incidenza di ogni singolo trasduttore (α noto) fornisce la disposizione dei beam lungo la traccia trasversale alla linea di navigazione, permettendo di ricavare il posizionamento dei beam lungo il piano xy; il tempo di riverberazione dei fronti d'onda permette invece di risalire al posizionamento lungo la verticale.

La particolare configurazione a T del set dei trasduttori permette di emettere un impulso lungo una finestra trasversale alla direzione di navigazione e di ricevere il segnale di ritorno attraverso una seconda finestra ortogonale alla prima, consentendo la localizzazione esatta del segnale di ritorno (fig. 2.9 b).

La giustapposizione dei profili trasversali permette la ricostruzione di una batimetria di dettaglio lungo una fascia parallela alla rotta percorsa.

La rapidità dei rilievi eseguiti con il multibeam è legata all'elevata copertura laterale (circa 3 volte il battente d'acqua) fornita dal sistema e, nel caso dei sistemi d'acqua bassa, alla possibilità di acquisire dati anche con elevate velocità di navigazione.

I sistemi multibeam sono in grado di effettuare misure di profondità per qualsiasi fascia batimetrica (da 0 a -11.000 m), impiegando frequenze variabili a seconda del target di studio. In tabella 2.2 sono elencati i modelli e le relative caratteristiche dei sensori SEABAT utilizzati durante i rilievi batimetrici ad alta risoluzione nell'area in esame.

Modello	Frequenza (kHz)	Range depth (m)	Copertura swath	N° Beam	Footprint (m)
8125	455	0-120	120°	240	0.9 m a 50 m
8160	50	100-3000	3x	126	52 m a 200 m

Tabella 2.2 Specifiche dei sensori multibeam SEABAT utilizzati nei rilievi ecometrici.

L'acquisizione dei dati multibeam prevede l'impiego di una complessa architettura di altri sensori (fig. 2.10) collegati a unità di controllo che registrano nel tempo il posizionamento, le variazioni di assetto dell'imbarcazione, l'orientamento e i valori di velocità del suono lungo la colonna d'acqua.

Tale architettura è costituita da:

a) una girobussola per l'orientamento del sistema (yaw);

- b) un sensore inerziale RMU (Reference Motion Unit) per la definizione dei parametri di assetto dell'imbarcazione (roll, pitch e heave);
- c) un sensore sonda per il calcolo della velocità lungo la verticale della colonna d'acqua (valori di pressione, temperatura e salinità);
- d) i trasduttori per l'emissione e la ricezione dei segnali acustici;
- e) un sistema di controllo per la gestione ed il controllo dei dati.

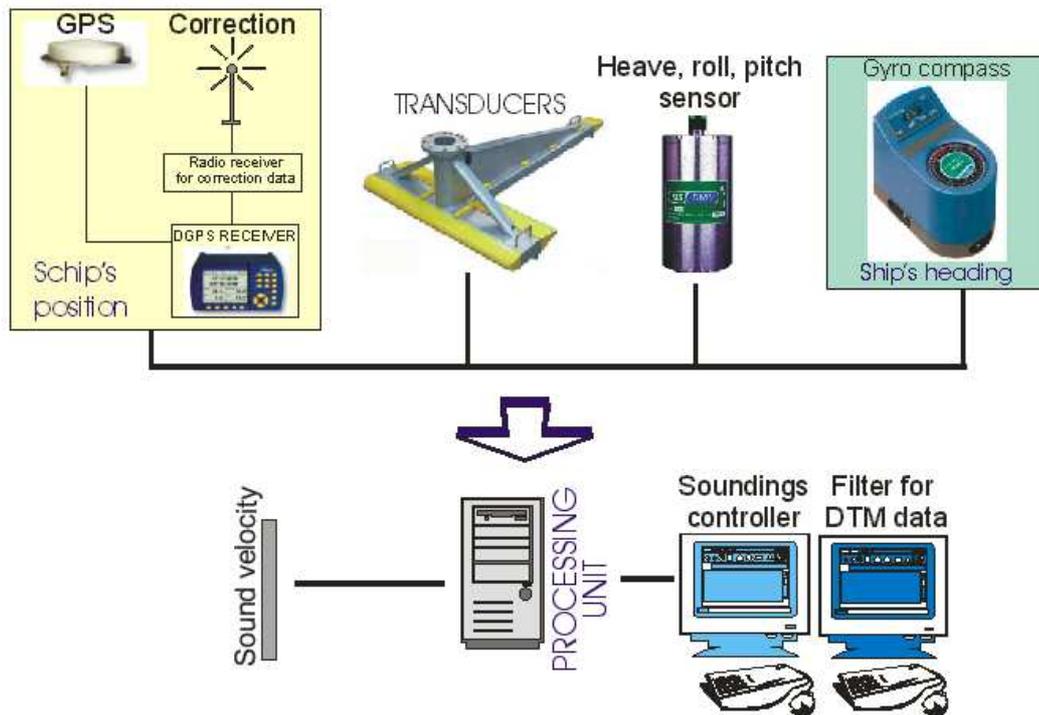


Fig. 2.10 Architettura del sistema d'acquisizione per rilievi batimetrici multibeam ad alta risoluzione (Bosman, 2004)

Particolare importanza riveste il sensore di velocità dell'acqua (SVP – Sound Velocity Profiler), utilizzato per conoscere le variazioni di velocità lungo la colonna d'acqua. La sonda calata dall'imbarcazione registra in continuo lungo la verticale i parametri di temperatura, pressione e conducibilità (salinità), che poi vengono inseriti nel software d'acquisizione per la correzione degli angoli dei raggi incidenti. In fig. 2.11 sono riportati alcuni profili di velocità registrati durante un rilievo multibeam.

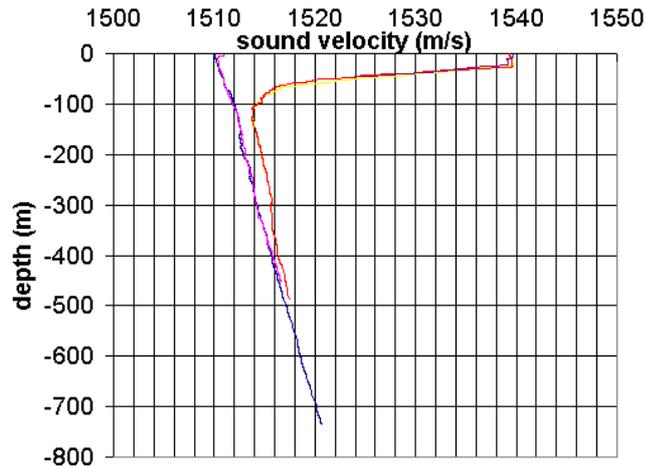


Fig. 2.11 Sonda SVP (a sinistra) ed esempi di profili di velocità delle onde (a destra).

Nei rilievi multibeam ad alta risoluzione viene utilizzato, in parallelo alla SVP, un altro sensore di misura della velocità delle onde acustiche. Questa sonda, posizionata accanto ai trasduttori, circa 90 cm sotto la superficie del mare, calcola in tempo reale e in continuo la velocità delle onde, misurando il tempo impiegato dall'impulso a percorrere la distanza interposta tra due trasduttori.

La risoluzione orizzontale (footprint) del rilievo è funzione della profondità (fig. 2.12) dell'area da investigare (da pochi metri nei bassi fondali a diverse decine negli alti fondali), ma varia anche lungo la stessa traccia trasversale con valori decrescenti dalla verticale della nave (circa 13 m a 500 m di profondità) alle parti esterne della spazzata (circa 26 m a 800 m di profondità) nel caso di un sensore a 100 kHz e ampiezza del cono di 1.5°.

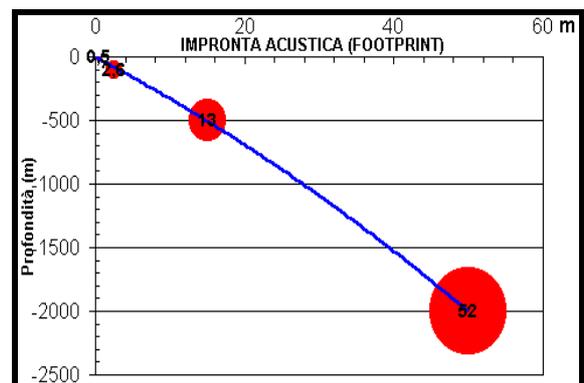
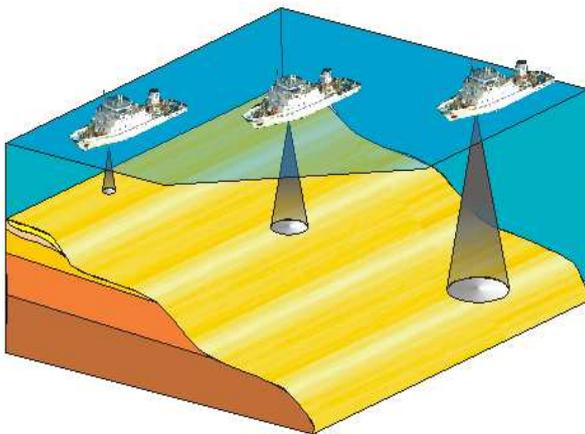


Fig. 2.12 L'impronta acustica (footprint) del multibeam varia gradualmente alle diverse profondità con valori di 26 cm a 10 metri di profondità e di 52 m a 2000 m di profondità (Bosman, 2004).

La risoluzione verticale è anch'essa funzione della profondità e quindi dell'ampiezza del footprint, ma è fortemente influenzata da altri parametri, quali i metodi di

calibrazione del sensore d'acquisizione, la modalità d'acquisizione dei dati di posizionamento dell'imbarcazione (GPS, RTK, stazione totale, ecc.) ed infine le misure dei valori dell'escursione di marea.

2.4 SISTEMA SIDE SCAN SONAR

Il Side Scan Sonar (SSS) è un sonar a scansione laterale in grado di fornire immagini acustiche del fondale ad alta risoluzione.

Il dispositivo sonar, detto anche "pesce" viene trainato dall'imbarcazione a velocità comprese tra 2 e 4 nodi e ad altezze dal fondo variabili da pochi ad alcune centinaia di metri (fig. 2.13).

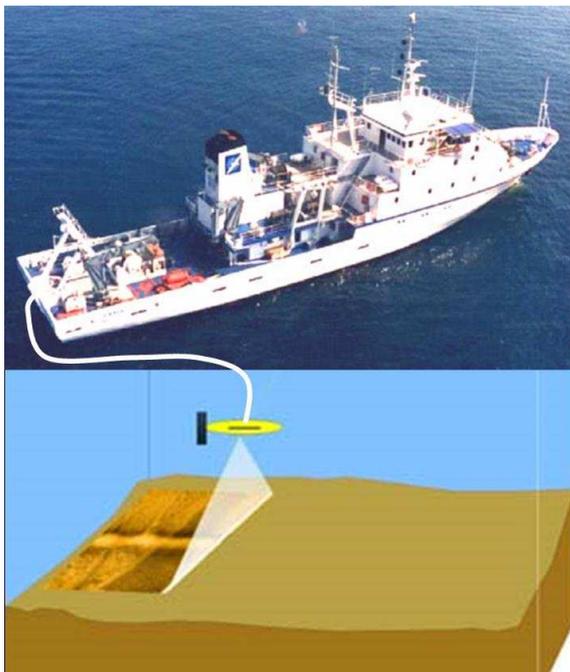


Fig. 2.13 Acquisizione di dati morfobatimetrici con il SSS (sinistra) e dettaglio del "pesce" (destra).

Il Side Scan Sonar emette due fasce laterali che generano un ventaglio di onde acustiche (lobi di emissione) di elevata frequenza, molto ampio nel piano trasversale alla rotta (diverse decine di gradi) e molto stretto nella piano parallelo (1-2°). L'impulso acustico emesso a ogni ciclo di energizzazione incide sul fondale e genera onde riflesse e diffratte; solo queste ultime (onde di backscatter) tornano indietro e sono registrate dai trasduttori riceventi (fig. 2.14).

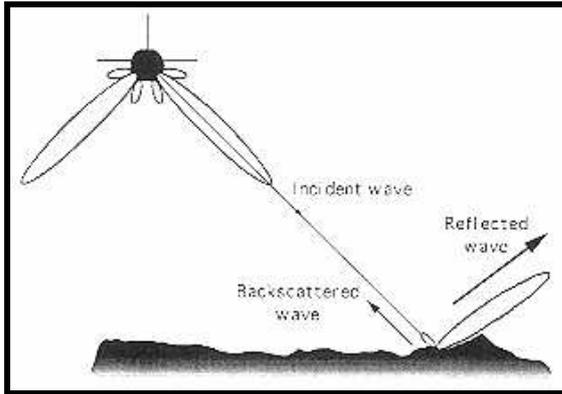


Fig. 2.14 Interazione tra fronte d'onda incidente ed il fondale (Blondel e Murton, 1997)

L'energia diffratta dal fondale rappresenta solo una piccola parte dell'energia totale iniziale, poiché la maggior parte è riflessa secondo le leggi dell'ottica geometrica.

L'elevata frequenza delle onde emesse, permette di avere sia un alto grado di risoluzione sia una penetrazione trascurabile nel sottosuolo, in modo che la diffrazione sia legata esclusivamente alle caratteristiche superficiali del fondale.

La giustapposizione dei dati relativi a ciascun ciclo di energizzazione/ricezione crea dei sonogrammi in toni di grigio ai quali è associato un determinato valore di intensità di backscatter.

L'intensità di backscatter dipende da vari fattori, legati essenzialmente alle caratteristiche del sedimento e all'inclinazione delle superfici riflettenti.

Infatti, la rugosità del fondale, dipendente dalla granulometria del sedimento presente, determina un diverso valore di diffrazione secondo il tipo di materiale colpito dalle onde acustiche: ad esempio, ghiaie o sabbie grossolane determinano un alto valore di backscatter, mentre limi e argille danno valori più bassi.

Per quel che riguarda l'inclinazione delle superfici riflettenti, si utilizza un modello che segue la legge di Lambert (Le Bas, 1995), la quale relaziona l'intensità di backscatter dovuta ad una superficie con il coseno dell'angolo di incidenza tra la normale alla superficie e il raggio incidente (fig. 2.15).

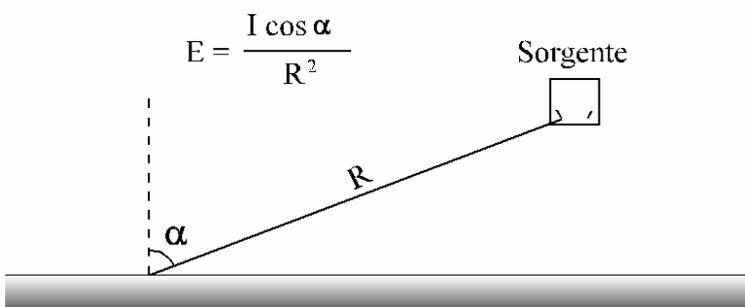


Fig. 2.15 Legge di Lambert: E illuminazione della superficie, I intensità dell'onda, R distanza dalla sorgente, α l'angolo tra la normale alla superficie e il raggio incidente (Bosman, 2004).

Quando un impulso sonar incontra un oggetto posto sul fondo marino (scarpate, rilievi, rotture di pendio, ecc.) la parte illuminata dallo strumento è contraddistinta da un alto valore di backscatter, mentre la zona retrostante risulta in ombra e quindi è caratterizzata da un valore di backscatter uguale a zero.

L'ampiezza della zona d'ombra è tanto maggiore quanto più l'oggetto è rilevato rispetto al fondo marino e quanto più lontano si trova dalla superficie del sonar.

In commercio esistono molti tipi di SSS, ognuno dei quali lavora con diversi intervalli di frequenza, quindi con diversi gradi di risoluzione e copertura; in particolare si possono distinguere "SSS Long Range", con frequenze di decine di kHz e coperture variabili da 6 a 60 km, da "SSS Short Range", con frequenze decisamente più alte (centinaia di kHz) e una copertura decisamente minore (dell'ordine di circa 1000 metri o meno).

Per le indagini nell'offshore etneo è stato usato un SSS Edgetech 4200 FS (100-500 kHz), con il quale sono state indagate due aree (la secca di Riposto e l'offshore di Fondachello).

2.5 SISTEMI DI SISMICA A RIFLESSIONE MONOCANALE

I sistemi di sismica a riflessione monocanale permettono di investigare la sequenza litostratigrafica presente sul fondale marino.

Le indagini sismografiche a riflessione consistono nell'emissione di onde acustiche, da parte di una sorgente posizionata in prossimità della superficie marina (può essere fissata alla chiglia della nave) e nella registrazione, da parte degli idrofoni, dei tempi di arrivo delle onde riflesse dalle discontinuità fisiche presenti nel fondale marino, così da ottenere una stratigrafia in tempi.

Il principio è basato sulla diversa velocità di propagazione del suono all'interno dei sedimenti, maggiore è la velocità e più marcata risulterà la risposta acustica. Quando le onde acustiche emesse dalla sorgente intercettano una variazione di impedenza acustica (definita come il prodotto tra la densità del mezzo attraversato e la velocità di propagazione in quello stesso mezzo), esse vengono riflesse secondo la legge di Snell. Nelle prospezioni marine, poiché la distanza tra la sorgente e il fondo del mare è grande rispetto a quella tra la sorgente e gli idrofoni, è possibile considerare

l'angolo di incidenza pari a 90°, con la fonte sorgente che in pratica coincide con il ricevitore.

Pertanto, ponendo per la velocità di propagazione delle onde acustiche in acqua un valore di circa 1.500 m/s, si possono ricavare le profondità in metri dei riflettori a partire dalle profondità in tempi [profondità (m) = profondità (s, in tempi doppi) x 0,75]. La penetrazione del segnale sismico varia in funzione del tipo di fondale presente, dell'intensità del segnale in uscita e della frequenza impiegata. In particolare, la penetrazione del segnale è inversamente proporzionale alla frequenza, poiché le alte frequenze sono soggette ad un maggior assorbimento (fig. 2.16).

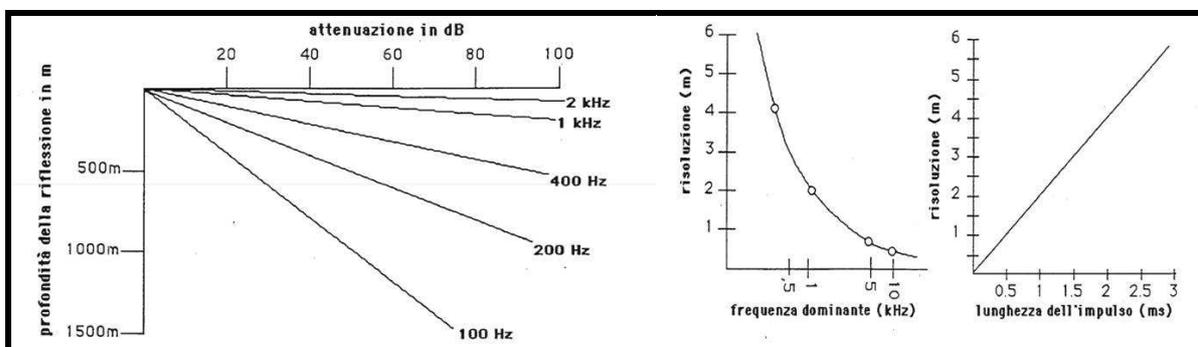


Fig. 2.16 Attenuazione delle onde sismiche mostrata attraverso la relazione tra penetrazione e frequenza (a sinistra). Relazione tra risoluzione e frequenza dominante (al centro) e tra risoluzione e la lunghezza dell'impulso (a destra) (Chiocci, 1987).

La risoluzione che questo tipo di indagine è in grado di offrire dipende dalla frequenza del segnale emesso e dalla lunghezza dell'impulso acustico (fig. 2.16).

Esistono diversi tipi di sorgenti di sismica monocanale, ognuno con caratteristiche tecniche diverse (intervalli di frequenza e di potenza da cui dipendono risoluzione e penetrazione). Nel corso delle indagini condotte all'interno di questo studio sono stati utilizzati il *Sub Bottom Profiler* e lo *Sparker*.

Il *Sub bottom Profile (SBP)*, come il SSS ed il multibeam, utilizza una sorgente di tipo risonante, ma a differenza del SSS lavora a frequenze più basse (tra 1 e 20 kHz a seconda del trasduttore utilizzato) col vantaggio di avere una maggiore penetrazione all'interno del fondale marino.

Esso permette di ottenere un'ottima risoluzione (comunque non superiore a 0,2 m) dei primi strati del fondale marino (massimo 30 - 40 m), ma può essere utilizzato solo per spessori estremamente limitati e su litologie estremamente fini, a causa dell'altissimo assorbimento dell'onda acustica. Altre caratteristiche apprezzabili, strettamente legate

al tipo di sorgente, sono il buon rapporto segnale/rumore ed il controllo della geometria dell'impulso acustico, la cui forma d'onda risulta modulabile in base alle esigenze richieste nel corso dell'indagine. Gli impulsi riflessi sono ricevuti dallo stesso trasduttore acustico usato per la trasmissione ed il segnale elettrico risultante è registrato su carta da un registratore grafico; il sistema si avvale della tecnologia digitale "Chirp" avanzata per produrre immagini ad alta risoluzione.

Nell'ambito delle indagini sono stati usati un GeoChirp II HM GeoAcoustic (1.3-11.5 kHz) e un 2-7 kHz DataSonic che hanno permesso di acquisire circa 700 km di linee sismiche.

Lo *Sparker* è una sorgente elettrica che sfrutta la conducibilità dell'acqua di mare: per generare l'impulso acustico, viene fatta scoccare una scintilla tra una serie di elettrodi (portati ad una differenza di potenziale di qualche migliaio di volt) ed un'armatura. La scarica genera nell'acqua di mare un plasma che, aumentando repentinamente di volume, produce un'onda di pressione.

Lo Sparker permette di investigare una sequenza litostratigrafica anche fino a 150 - 200 metri di profondità, ma con minor dettaglio rispetto al SBP.

È costituito da una unità di bordo per l'acquisizione, il controllo e la registrazione dei dati, da una sorgente sismica (fig. 2.17) e da un cavo sismico per la ricezione dell'energia acustica riflessa. Sia la sorgente che il cavo vengono trainati dall'imbarcazione e posizionati subito sotto la superficie dell'acqua. A differenza del SBP, il contenuto in frequenza dell'impulso generato da una sorgente sismica di tipo sparker varia tra 200 Hz e 2 kHz mentre il range di energia trasmessa tra 200 e 10000 J.



Fig. 2.17 Sorgente sismica di tipo Sparker trainata dalla nave.

Un grosso limite di questa sorgente consiste nel cosiddetto "effetto bolla", un disturbo dovuto al fatto che dopo l'iniziale espansione della bolla creata dal plasma, questa tende a contrarsi a causa della pressione esercitata dall'acqua esterna, per poi espandersi nuovamente quando la pressione interna supera quella dell'acqua circostante. Tale successione di compressioni e rarefazioni porta alla formazione di una serie di oscillazioni secondarie, che allungano l'impulso in funzione dell'energia in gioco (fino a 20 ms) e degradano la risoluzione, difficilmente inferiore a qualche metro. Pertanto, nelle registrazioni, una discontinuità non è riprodotta da un singolo riflettore ma da una serie di riflettori paralleli e vicini.

Nel corso di queste indagini sono stati utilizzati un 1.5 KJ Geo Reouce e un Geo-Source 1600 (6 - 8 KJ), quest'ultimo con un'ottima risposta in termini di risoluzione, per un totale di circa 500 km di linee sismiche acquisite (fig. 2.7).

2.6 ELABORAZIONE DATI

La possibilità di ottenere prodotti cartografici digitali correttamente georeferenziati e ad alta risoluzione dipende dalle metodologie d'acquisizione, ma anche dalle procedure di elaborazione dei dati, che possono influenzare notevolmente la qualità dei prodotti finali sia in termini di accuratezza che di risoluzione. L'elaborazione dei dati geofisici e soprattutto di quelli multibeam, che ha richiesto un lungo ed accurato lavoro, costituisce una fase molto importante ai fini di una corretta rappresentazione tridimensionale attraverso DTM (modello digitale del terreno) e di una valida interpretazione delle morfologie sommerse.

L'elaborazione dei dati multibeam si compone principalmente di due fasi: calibrazione e filtraggio.

1) La calibrazione permette una verifica dei dati registrati dai sensori connessi al multibeam e l'eliminazione di eventuali errori grossolani. La calibrazione dei dati "grezzi" si effettua sia in fase di acquisizione (realizzando delle strisciate su target morfologici noti) che in post processing e permette di verificare i file di navigazione, di variazione di assetto dell'imbarcazione lungo le tre direzioni spaziali (roll, pitch, heave), di variazione del livello del mare nonché i dati relativi alla velocità dell'acqua e l'orientamento del sistema d'acquisizion

2) Il filtraggio dei dati si basa sull'impiego di filtri statistici e geometrici per eliminare spike di diversa natura. Tali filtri possono essere applicati sia in fase d'acquisizione che di elaborazione dei dati. I filtri che agiscono sull'ingresso nei dati "grezzi" sono quelli di profondità, per raggio e di scala e permettono di eliminare errori grossolani e artefatti localizzati sulle parti esterne della strisciata o multiple in prossimità di rilievi sotto costa. I filtri che possono essere applicati e rimossi ripetutamente in post-processing sono il filtro per raggio, di profondità, per angolo alla verticale, d'intersezione, di qualità, statistico, per numero di beam per cella e per esclusione dei beam. In fig. 2.18 è visualizzato un esempio di filtraggio dei soundings.

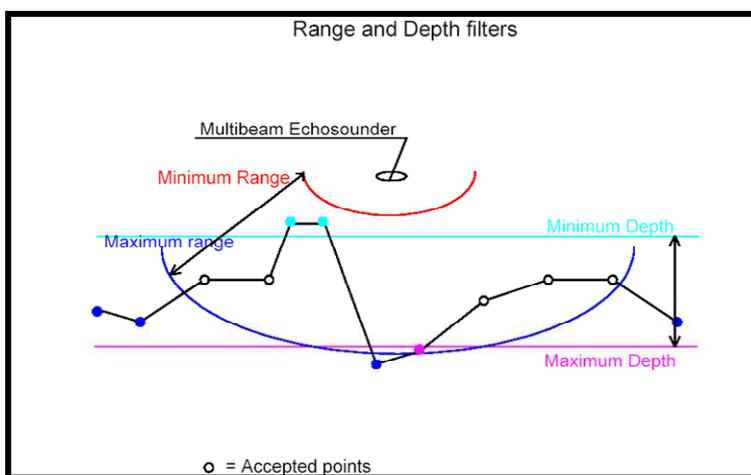


Fig. 2.18 Eliminazione dei soundings attraverso l'applicazione dei filtri di range e di depth in fase di acquisizione.

A seguito dell'elaborazione delle singole strisciate i dati vengono successivamente mediati in celle (grid) di dimensioni variabili in funzione del valore medio della densità di distribuzione dei punti ed interpolati. Sul DTM ottenuto, vengono realizzate ulteriori correzioni per l'eliminazione di spike residui mediante editing manuale, che permette la rimozione dell'intera cella in cui lo spike è localizzato.

La restituzione cartografica digitale dei dati multibeam costituisce l'ultima fase del processing e viene realizzata attraverso differenti prodotti cartografici (contouring, rilievi ombreggiati, carta delle pendenze, ecc), ottenuti attraverso numerosi algoritmi di interpolazione. Infine i vari DTM ottenuti vengono integrati per la generazione di un mosaico; nel presente lavoro il mosaico è stato realizzato sovrapponendo le varie strisciate dotate di risoluzione più alta su quelle con risoluzione più bassa.

I dati multibeam acquisiti nel sotto-costa sono stati elaborati con una risoluzione sub-metrica, molto utile per individuare elementi morfologici di piccola estensione (fig. 2.19).

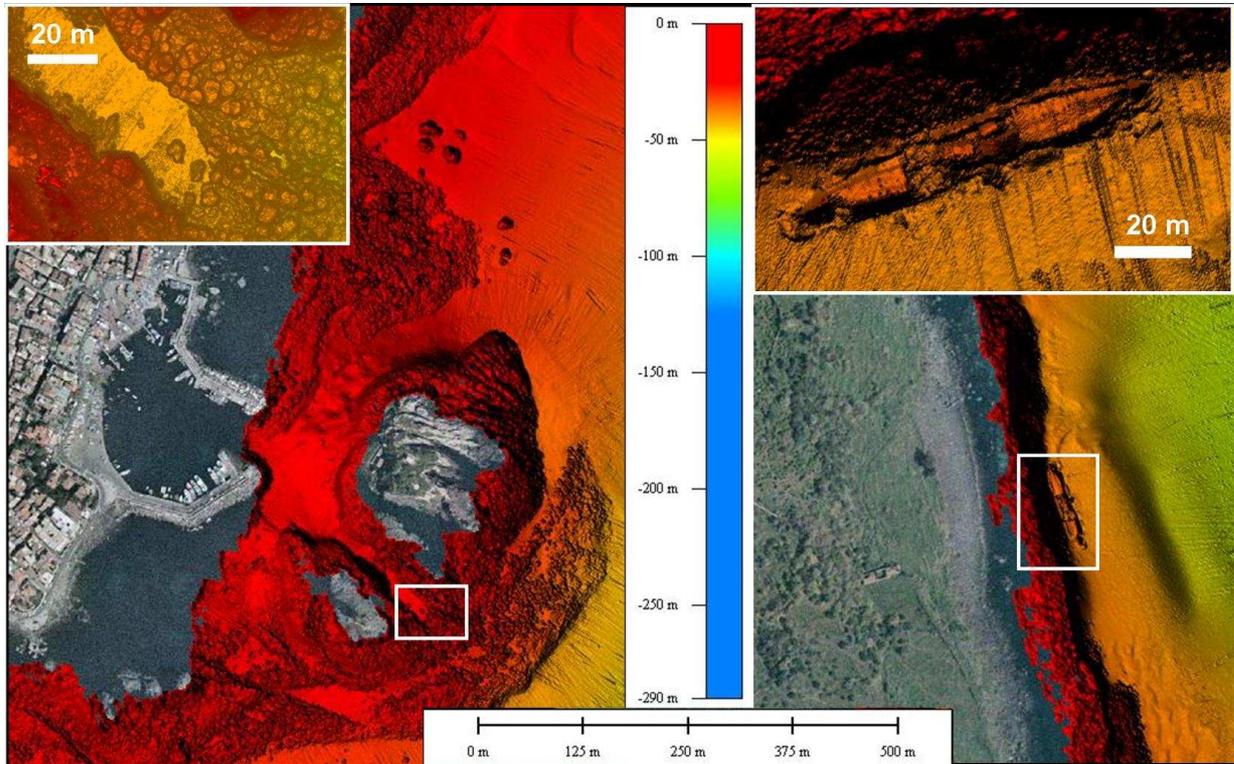


Fig. 2.19 Esempi di elaborazione multibeam ad alta risoluzione: a sinistra particolare dei basalti colonnari a largo di Acitrezza, a destra un relitto a largo della Timpa di Acireale.

L'elaborazione e la restituzione dei dati multibeam acquisiti durante le campagne oceanografiche è stata realizzata utilizzando in fase di acquisizione il software PDS 2000 ed in fase di processing CARIS Hips & Sips che è stato utilizzato anche per elaborare i dati Side Scan Sonar. I DTM sono stati generati, elaborati, visualizzati ed analizzati per mezzo di programmi quali Surfer, MicroStation e Global Mapper. L'elaborazione dei dati sismici Sparker e Sub Bottom Profiler è stata effettuata ricorrendo ad altri programmi come SeisPhro, SeiSee e Geo-Suite per la visualizzazione e l'applicazione di filtri.

Infine per l'elaborazione grafica delle immagini multibeam e dei sonogrammi ci si è avvalsi dei software Adobe Photoshop e CorelDraw.

2.7 RILIEVI ROV

I Rov (Remotley Operated Vehicle) sono robot piccoli e di facile manovrabilità, collegati ad una nave, da cui gli giungono i comandi attraverso un ombelicale, che permette di scambiare corrente elettrica, segnali video e dati. La gamma delle applicazioni di questi strumenti subacquei è varia e, a seconda dei compiti da assolvere, possono montare diverse apparecchiature, tra cui sonars, magnetometri, videocamere, braccio manipolatore o con pinze, campionatori d'acqua, strumenti che misurano la limpidezza dell'acqua, la penetrazione della luce e la temperatura, sistemi di posizionamento ed altro ancora. Un sistema di posizionamento acustico subacqueo permette di determinare con precisione la posizione del R.O.V.: il trasduttore del HPR (Hydroacoustic Position Reference) (istallato sull'imbarcazione) comunica con il transponder (sul veicolo subacqueo) e calcola la posizione di quest'ultimo espressa in coordinate polari relative. Il software di navigazione trasforma successivamente le coordinate polari in coordinate geografiche.

Nel caso dell'esplorazione dell'offshore etneo è stato impiegato un ROV Pollux by GEI (300 m di profondità operativa) essenzialmente per eseguire ispezioni visive (fig. 2.20) a profondità troppo elevate per essere raggiunte tramite normali immersioni ARA (AutoRespiratori ad Aria). Nonostante il ROV si sia rivelato molto utile ai fini delle indagini, la non facile reperibilità dello strumento e la sua delicata meccanica che richiede continua manutenzione ne hanno ridotto di molto la possibilità d'impiego.

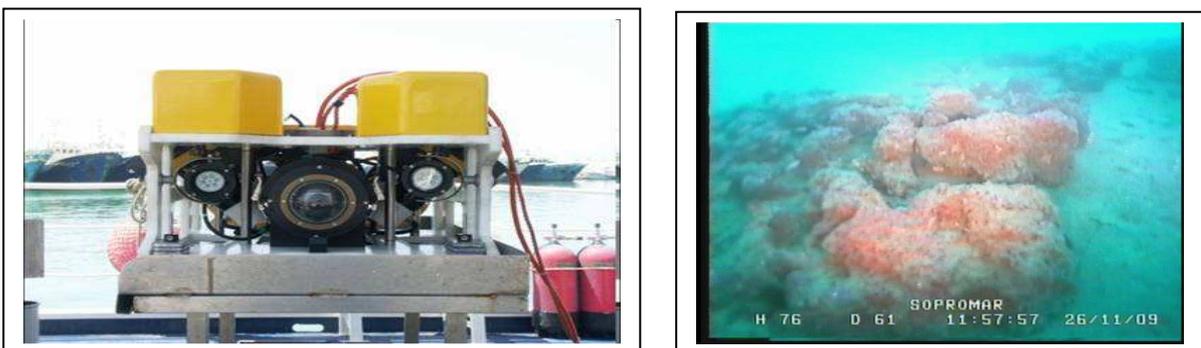


Fig. 2.20 Il ROV utilizzato nei rilievi nell'offshore etneo (sinistra) ed una foto scattata dal ROV a 61 m di profondità

2.7 CAMPIONAMENTI

Nel corso di alcune tra le campagne oceanografiche effettuate nell'offshore etneo sono stati realizzati dei campionamenti del fondale marino.

Sebbene questo tipo di indagine sia notevolmente limitata da diversi fattori quali le condizioni ambientali (moto ondoso, correnti) e la presenza di reti da pesca, cavi sottomarini e altre imbarcazioni, essa fornisce preziose informazioni ai fini della caratterizzazione litologica del fondale.

I campionamenti effettuati in questa indagine sono rappresentati da dragaggi, bennate e carotaggi.

Il dragaggio costituisce uno tra le metodologie di campionamento più usate grazie alla sua efficacia e alla relativa velocità d'esecuzione. Esso va effettuato trascinando sul fondale marino un cilindro (di varie dimensioni) che presenta una particolare dentatura in corrispondenza della "bocca" utile a strappare le porzioni rocciose. Una volta accertato l'arrivo sul fondo della draga (per mezzo di un repentino abbassamento del tiraggio del cavo) si registrano i vari "strappi" (picchi nel tiraggio) che la draga effettua mentre viene trainata dalla nave e che stanno ad indicare il parziale o completo riempimento della draga stessa. Il dragaggio viene utilizzato per "strappare" porzioni rocciose in situ e per questo viene realizzato "in salita" (lungo tracciati via via meno profondi). Il limite di questo tipo di campionamento e la non esatta collocazione del prelievo essendo un'operazione che solitamente prevede decine o a volte centinaia di metri di trascinamento della draga e la conseguente imprecisa individuazione dello strappo che ha fatto riempire la stessa. Nelle indagini è stata utilizzata una draga a tazza di circa 2 m di altezza che ha permesso di eseguire importanti campionamenti di rocce in posto in corrispondenza degli elementi morfo-strutturali principali.

La bennata rappresenta un tipo di campionamento puntuale utilizzato per caratterizzare litologicamente solo la parte più superficiale del fondale; per questo motivo i campionamenti realizzati con le benne sono preferibili quando si vuole studiare da un punto di vista litologico-paleotologico la porzione pellicolare del fondale marino. Nel corso delle indagini condotte nell'offshore etneo è stata utilizzata una Benna Van Veen da 25 litri allo scopo di campionare l'eventuale presenza di recenti depositi di paleo spiaggia localizzati in corrispondenza della Dorsale di Riposto e di livelli di tephra intervallati ai depositi olocenici.

Il carotaggio, infine, rappresenta il tipo di campionamento puntuale più preciso ma anche più lungo in termini di durata a causa della complessità della strumentazione utilizzata. Esso permette di ricostruire l'esatta successione stratigrafica del fondale mediante la perforazione (dovuta alla caduta per gravità del carotiere che si infinge nel fondale) e successivo campionamento di una carota di sedimenti lunga anche diversi metri. Nelle campagne oceanografiche condotte davanti nell'offshore etneo è stato usato un carotiere a gravità Kulleberg 1200 kg con leva di sgancio, che però non ha ottenuto i risultati aspettati a causa della natura vulcanica del fondale.

2.9 RILEVAMENTO GEOLOGICO SUBACQUEO

Nel settore poco profondo dell'area studiata sono state effettuate numerose immersioni subacquee allo scopo di analizzare dettagliatamente gli elementi morfologico-strutturali sommersi (fig. 2.7).

Nonostante questo tipo di indagine sia notevolmente limitata da diversi fattori quali le condizioni ambientali (moto ondoso, correnti, visibilità, ecc.), profondità d'indagine (non oltre i 60 m consentiti dal dispositivo di respirazione ARA) e tempo di rilievo (qualche decina di minuti, in funzione della profondità), essa ha permesso di effettuare una serie di fondamentali operazioni:

- verificare l'esatta ubicazione degli elementi geologici sommersi osservati preliminarmente nei rilievi batimetrici multibeam (faglie, fronti di colata, cigli di terrazzo, forme di fondo, ecc.);
- accertare l'eventuale prosecuzione subacquea (continuità laterale) degli elementi geologici rilevati sulla costa;
- registrare direzione ed immersione dei piani di faglia e la direzione di eventuali indicatori cinematici, utilizzando una bussola subacquea;
- misurare distanze e lunghezze mediante un semplice metro;
- misurare profondità e altezze (dislivelli e rigetti di faglie) tramite un ecoscandaglio portatile subacqueo;
- prelevare campioni di sedimento e di rocce (lave) sommerse per un confronto macroscopico con i corrispondenti litologici subaerei;
- riprodurre fotografie degli elementi geologici subacquei;

Per la realizzazione di tali rilievi è stato necessario predisporre accurate pianificazioni delle immersioni, analizzando attentamente i percorsi subacquei da seguire in relazione agli elementi geologici da indagare e alle condizioni logistiche ed ambientali del luogo d'immersione. A tale scopo ci si è avvalsi di carte batimetriche di dettaglio subacquee utili per conoscere l'esatta ubicazione (in termini di profondità e direzione) delle strutture da indagare (fig. 2.21).

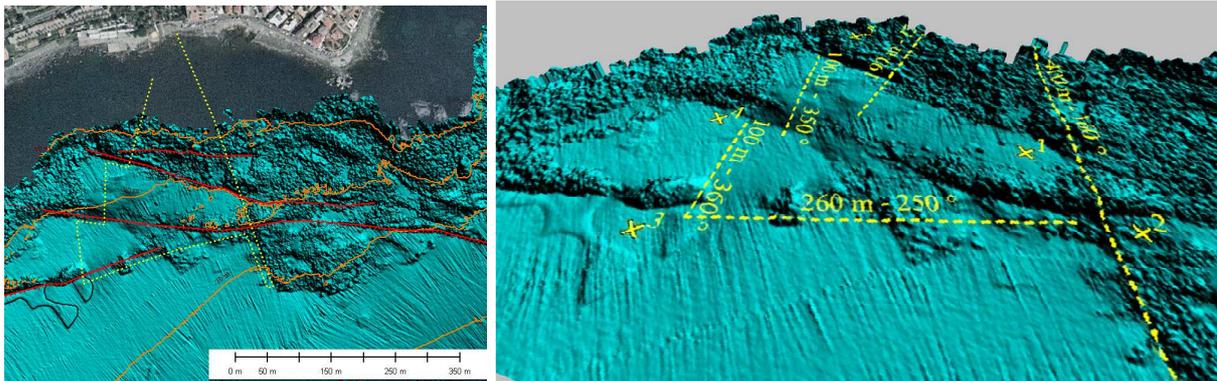


Fig. 2.21 Carta batimetrica di dettaglio (sinistra) e particolare 3D con percorso d'immersione (destra) nei pressi di Acitrezza.

Per quanto riguarda l'aspetto logistico, le immersioni sono state effettuate sia dalla costa (in funzione dell'accessibilità della zona), sia da imbarcazioni d'appoggio, servendosi in questo caso di un ricevitore GPS per l'individuazione esatta del punto d'immersione.

2.10 RILEVAMENTO GEOLOGICO DI SUPERFICIE

All'interno dell'area studiata è stato eseguito un rilevamento geologico di dettaglio relativo alle zone di maggior interesse, utilizzando come riferimento generale il rilievo geologico eseguito per la realizzazione della nuova carta geologica d'Italia nell'ambito del progetto CARG (fogli 625 Acireale e 634 Catania).

La base topografica utilizzata deriva dalla Carta Tecnica della Regione Sicilia del 1988 e precisamente dalle sezioni di Fiumefreddo di Sicilia (n° 625030), Riposto (n° 625070), Pozzillo (n° 625110), S. Maria La Scala (n° 625150), Acireale (n° 625140), Capo Molini (n° 634030), Aci Castello (n° 634020) e Catania (n° 634060).

La metodologia di indagine utilizzata in questo studio è la stessa applicata nella realizzazione del foglio 625 Acireale, per l'esecuzione di un rilevamento geologico sul vulcanico, come suggerito da Pasquarè et al. (1992). In questo contesto la

complessità dello studio stratigrafico risulta elevata a causa sia della grande variabilità dei prodotti emessi, sia della episodicità degli eventi litogenetici.

Tale metodologia prevede l'istituzione di unità litostratigrafiche sulla base dei loro caratteri litologici, strutture superficiali e interne, geometrie e natura dei contatti che ne permettono il riconoscimento in campagna. Le unità possono succedersi in relativa continuità stratigrafica o essere separate da inconformità di entità diversa, testimoniando hiatus temporali più o meno importanti nell'attività eruttiva ed eventualmente cambiamenti nell'assetto morfologico e strutturale del vulcano.

La litostratigrafia rappresenta pertanto il criterio stratigrafico usato nel riconoscimento di terreno delle unità vulcaniche. Nell'ambito di questa classificazione sono state utilizzate unità litostratigrafiche di differente rango, dalla colata, al membro, alla formazione.

Le unità litostratigrafiche sono state poi accorpate a formare le Unità Stratigrafiche a Limiti Inconformi (UBSU), cioè unità definite prevalentemente sulla base delle discontinuità geometriche e temporali che le delimitano (Salvador, 1987).

Attraverso le USBU, pertanto, risulta possibile mettere insieme, entro superfici di discontinuità di significato regionale chiaramente ed oggettivamente riconoscibili, un certo numero di unità litostratigrafiche.

Tali discontinuità sono rappresentate da discordanze angolari e paraconcordanze che corrispondono generalmente ad un'interruzione (hiatus) dell'attività vulcanica cui fa seguito una fase erosiva e di smantellamento o allo spostamento del sistema d'alimentazione principale.

Per meglio rappresentare l'attività vulcanica, in questo lavoro si è adottata la suddivisione informale in unità sintemiche e litosomatiche proposta da Pasquarè et al., (1992) e da Salvador (1994). Il sintema rappresenta l'unità base della stratigrafia delle rocce vulcaniche; si tratta di un corpo di rocce vulcaniche delimitato da discontinuità importanti (di 1° ordine) e definito sulla base di alcune caratteristiche descrittive quali la litologia, la struttura, la geometria e l'eventuale contenuto in fossili. Il sintema rappresenta, pertanto, una porzione della successione vulcanica stratigraficamente limitata che riunisce quei centri vulcanici ed i relativi prodotti, anche distali, correlabili attraverso evidenze geometriche dirette e compresi in un singolo intervallo cronologico.

Un sintema non contiene al suo interno considerevoli interruzioni dell'attività vulcanica e soprattutto è esente da discontinuità interne dello stesso rango di quelle che ne

costituiscono i limiti. L'insieme di più sintemi costituisce un supersintema, delimitato da superfici di discontinuità di significato regionale.

Accanto a quella delle UBSU è stata introdotta una classificazione basata su unità litosomatiche relative a centri vulcanici morfologicamente distinguibili, allo scopo di integrare i dati stratigrafici. Nel rilevamento geologico in aree vulcaniche, infatti, il fattore morfologico riveste un ruolo molto importante, sia perché è ben relazionabile col tipo di attività e con il tipo di prodotti emessi contribuendo al formarsi di geometrie primarie ben definite, sia in quanto aiuta considerevolmente nella distinzione delle unità da cartografare, nella attribuzione dei prodotti ai relativi centri, nell'interpretazione cronologica relativa e nella ricostruzione dell'evoluzione geologica anche degli ambienti non vulcanici contigui.

Le formazioni affioranti nell'area studiata sono state, pertanto, suddivise in cinque sintemi (Acitrezza, Timpe, Acireale, Concazze, Il Piano), i quali sono stati raggruppati in quattro supersintemi separati da superfici d'erosione e da discordanze angolari significative.

I prodotti relativi all'attività recente del Monte Etna sono stati rilevati e cartografati utilizzando unità litostratigrafiche di rango colata; questo rango è stato applicato in particolar modo al Vulcano Mongibello.

Tutte le colate appartenenti al Vulcano Mongibello sono state, inoltre, raggruppate in un'unica unità litostratigrafica di rango formazionale (Formazione Torre del Filosofo), poiché la sequenza presenta al suo interno una limitata variabilità.

Per esigenze di rappresentazione i prodotti del Vulcano Mongibello sono stati suddivisi in cinque intervalli temporali delimitati da altrettanti importanti eventi eruttivi: eruzione di 15 ka che ha causato il collasso calderico dell'Ellittico, eruzione di 3,9 ka, eruzione pliniana del 122 a.C., eruzione del 1669 ed eruzione del 1971.

Tali limiti, pur non avendo le caratteristiche per definire delle unità litostratigrafiche di rango membro, consentono comunque di rappresentare e visualizzare le colate mappate secondo principi stratigrafici, evidenziando l'evoluzione temporale e spaziale dell'attività eruttiva del Mongibello, i cui prodotti coprono oltre l'80% dell'area studiata. L'impianto stratigrafico utilizzato in questo studio risulta pertanto il frutto della combinazione di tre diverse categorie di unità stratigrafiche (sintemiche, litosomatiche e litostratigrafiche). Esso ha lo scopo di esprimere compiutamente e chiaramente il complesso quadro delle relazioni spazio-temporali, litogenetiche e morfologiche tra i prodotti vulcanici affioranti (tab. 2.3).

UNITA' SINTEMICHE (UBSU)		UNITA' LITOSOMATICHE	UNITA' LITOSTRATIGRAFICHE		
SUPER SINTEMA	SINTEMA				
STRATOVULCANO	IL PIANO	VULCANO MONGIBELLO	UNITA' TORRE DEL FILOSOFO	1669-1971 122 a.C.-1669 3,9 ka-122 a.C. 15 ka-3,9 ka	M. Chiancone
	CONCAZZE	VULCANO ELLITTICO	UNITA' PORTELLA GIUMENTA Membro Osservatorio Etno UNITA' PIANO PROVENZANA UNITA' CONTRADA RAGAGLIA		
VALLE DEL BOVE	ACIREALE		UNITA' S. MARIA AMMALATI Membro Timpa S. Tecla		
TIMPE	TIMPE		UNITA' LA TIMPA Membro Paternò Membro S. Maria La Scala UNITA' TIMPA DI DON MASI Membro S. Caterina		
BASAL THOLEIITIC	ACITREZZA		UNITA' ACICASTELLO Membro Isole Ciclopi Membro Ficarazzi		

Tab 2.3: Suddivisione dei prodotti vulcanici etnei affioranti nell'area studiata.

Nel contempo è stato realizzato un rilevamento strutturale delle numerose strutture tettoniche presenti nell'area esaminata attraverso misure, foto e fonti storiche evidenziando le aree soggette a rotture sismogenetiche e/o a fenomenologie di creeping. Sono state rilevate le giaciture dei piani di faglia e sono stati messi in evidenza gli indicatori cinematici eventualmente presenti.

Nel lavoro di rilevamento subareo ci si è serviti, inoltre, di osservazioni stereoscopiche di aerofotogrammi riguardanti l'intera area in esame allo scopo di integrare e verificare le informazioni morfologiche e strutturali acquisite durante le indagini di campagna.

3 FISIOGRAFIA DELL'OFFSHORE IONICO ETNEO

3.1 MORFOLOGIA DEL MARGINE CONTINENTALE IONICO SICILIANO

I dati multibeam ad alta risoluzione acquisiti nel corso di questa indagine integrati con la carta batimetrica dello Ionio di Marani et al., (2004) hanno consentito una generale descrizione morfo-strutturale della porzione centrale del margine continentale ionico siciliano (fig.3.1).

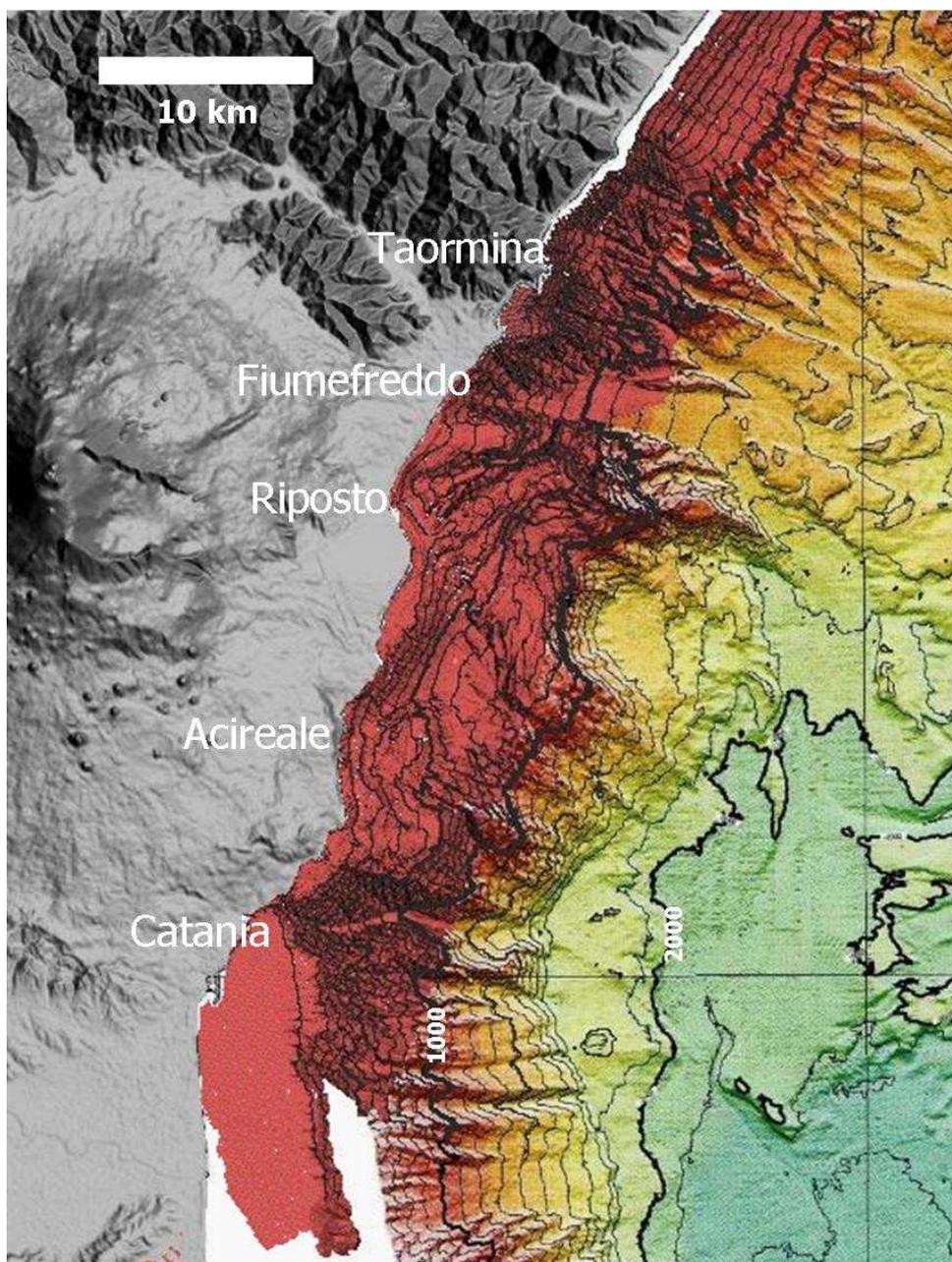


Fig. 3.1 Carta batimetrica multibeam della porzione centrale del margine continentale ionico siciliano (equidistanza 100 m); il settore profondo proviene da Marani et al., (2004). Si noti l'ampio bulge al centro.

L'analisi morfo-batimetrica di questa porzione ha permesso di effettuare un confronto diretto tra il margine continentale dell'area studiata (compresa tra Catania e Fiumefreddo) e quello dei settori contigui, riconoscendo un assetto morfo-strutturale distintamente differente tra i tre settori.

Il settore posto a nord di Fiumefreddo presenta un margine continentale piuttosto stretto mostrando una larghezza inferiore a 10 km. Esso è costituito da una piattaforma continentale estremamente ridotta (spesso anche assente) che non supera il km di larghezza e da una scarpata continentale molto acclive (con pendenze di circa 10°) che si raccorda dolcemente con il vasto Rise di Messina. In questo settore la scarpata continentale è caratterizzata dalla presenza di una fitta rete di sistemi erosivi canalizzati disposti ortogonalmente alle isobate a testimonianza di una intensa attività erosiva.

Il margine continentale a sud di Catania si presenta, invece, molto ampio con una larghezza compresa tra 20 e 22 km. Esso è costituito da una piattaforma continentale larga fino a 7 km che si estende per una ventina di km verso sud fino all'offshore di Augusta.

La scarpata continentale si presenta anch'essa piuttosto ampia (12-15 km di larghezza) e molto acclive raggiungendo pendenze dell'ordine di 12-13°; essa appare incisa da alcuni ampi e profondi canyon che confluiscono sulla piana batiale. Il raccordo tra la scarpata continentale e la piana batiale avviene in modo alquanto brusco (probabilmente dovuto alla presenza di un lineamento tettonico) rivelando una sostanziale assenza del rialzo continentale.

Il settore compreso tra Catania e Fiumefreddo, su cui è incentrato questo studio, presenta un margine continentale molto irregolare e palesemente differente rispetto a quello dei settori adiacenti.

Analizzando i dati batimetrici multibeam a grande scala è possibile, infatti, notare la presenza di un ampio bulge (fig. 3.1) che interessa l'intero margine continentale di fronte all'edificio etneo e che appare avanzato di diversi km verso est rispetto ai settori contigui. Esso si estende per circa 27 km lungo costa (da Catania a Fiumefreddo) con un'ampiezza massima di circa 23 km misurata a largo di Stazzo-Pozzillo interessando l'intera scarpata continentale e coinvolgendo un volume che è stato quantificato in circa 300 km³ (Chiocci et al., in stampa.). Il bulge è caratterizzato da una forma semicircolare ed è delimitato da due importanti strutture erosive: a nord da un'ampia valle sottomarina a fondo piatto (Valle di Fiumefreddo) e a sud dal Canyon di Catania.

Al suo interno mostra un assetto morfo-strutturale molto complesso evidenziato da una scarpata continentale piuttosto accidentata e dall'assenza della piattaforma continentale; questo assetto è il risultato di una notevole attività erosiva, di una intensa tettonica e di processi di instabilità gravitativa e deposizione di unità vulcaniche mostrandoci tutti evidenze di attività recente.

La piattaforma continentale è presente solo nella porzione più meridionale dell'area studiata e cioè tra Acitrezza e Catania dove raggiunge un'ampiezza massima perpendicolarmente alla costa di 5,5 km in corrispondenza del porto catanese; qui la piattaforma mostra una pendenza media di 4° con il ciglio posto a circa 135 m di profondità e non si presenta interessata da strutture tettoniche morfologicamente rilevanti. Tale piattaforma continentale rappresenta la superficie d'abrasione sviluppatasi durante lo stazionamento del mare nel corso dell'ultimo ciclo glacio-eustatico tardo pleistocenico-olocenico, sulla quale si è poi sviluppata una copertura detritica di debole spessore (30 - 40 m) (fig 3.2).

La piattaforma continentale in questo settore è caratterizzata da una serie di incisioni canalizzate (gullies) estremamente rettilinee orientate circa E-O, lunghe da 300 m fino ad oltre 3-4 km e distanziate tra loro poche centinaia di m (fig. 3.2). Tali elementi si sviluppano in modo continuo, mostrando un progressivo approfondimento (variabile tra 2 e 6 m) verso il ciglio della piattaforma dove convergono all'interno dei profondi canyon che incidono la sottostante scarpata continentale. I gullies isolano corpi sedimentari allungati in direzione E-O che poggiano in downlap sulla superficie d'abrasione tardo pleistocenica; i dati sparker mettono in evidenza anche la presenza di paleo incisioni riempite da depositi trasgressivi, i cui assi non coincidono con quelli delle attuali strutture erosive (fig.3.2). La non completa acquisizione multibeam della zona meridionale dell'area di studio, non consente di osservare quanto questi elementi si estendano verso costa; tuttavia sulla base di un profilo sparker N-S lungo l'isobata -60 m si può affermare che le testate di queste strutture non raggiungono profondità minori.

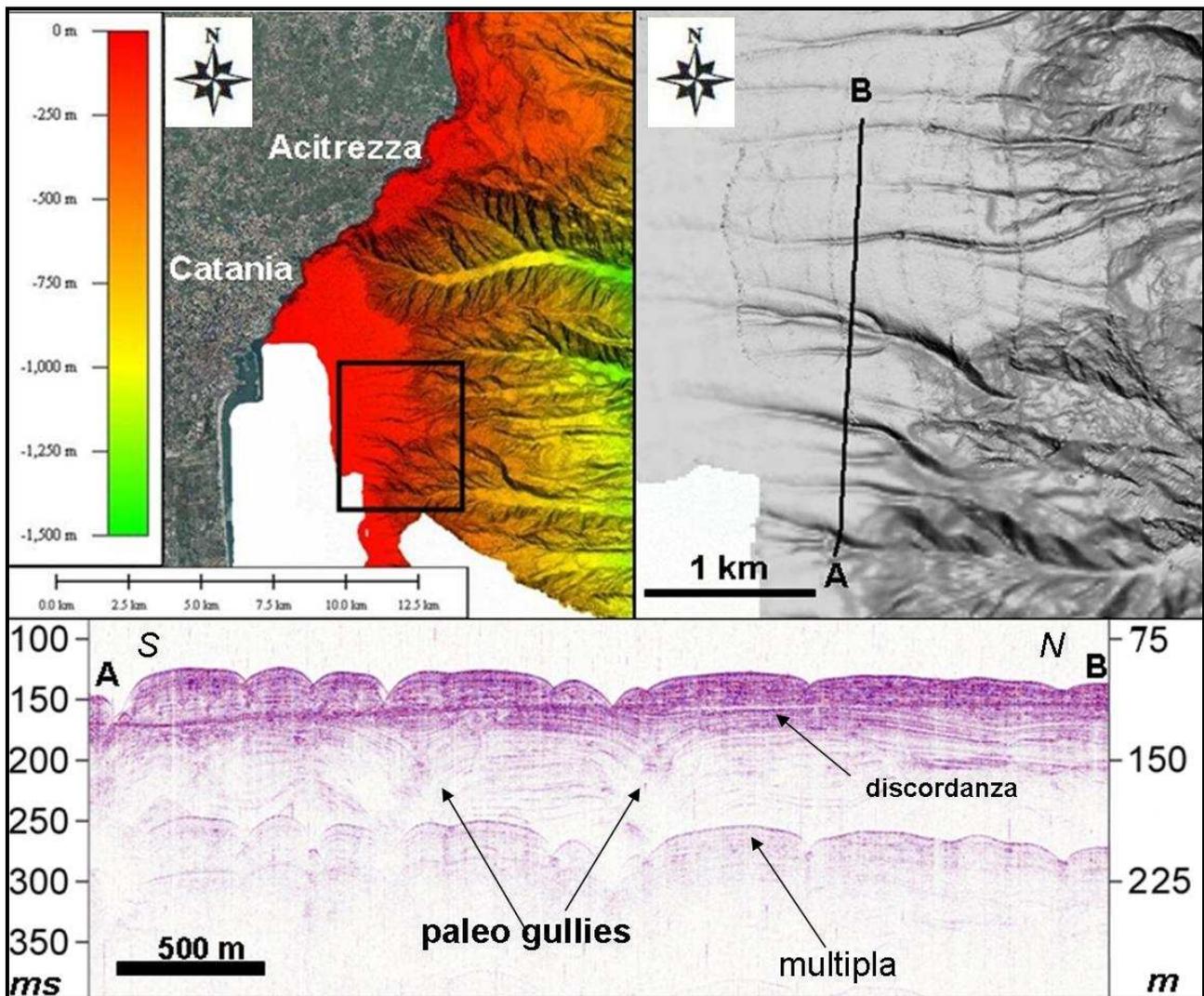


Fig. 3.2 La piattaforma continentale a largo di Catania (in alto a sinistra) appare profondamente incisa da una serie di gullies (in alto a destra); in basso un profilo Sparker N-S evidenzia la discordanza tra i depositi regressivi (al cui interno si osservano dei paleo gullies) e quelli trasgressivi successivi all'ultimo periodo glaciale.

Poco più a nord, in corrispondenza di Acitrezza-Acicastello, la larghezza della piattaforma si riduce notevolmente a causa della presenza del Canyon di Catania (tab. 3.1).

località	ampiezza	prof. ciglio
Fiumefreddo-Fondachello	2300	150
Acitrezza	1800	120
Catania (Ognina)	2000	125
Catania (Porto)	5500	135

Tab. 3.1 Ampiezza e profondità del ciglio della piattaforma continentale nell'offshore etneo.

Nelle restanti porzioni dell'area studiata, rotture di pendio assimilabili a cigli di piattaforma si rinvencono solo a largo di Fondachello, ad una profondità di circa 150 m, in una limitata

porzione di fondale non coinvolta da recenti fenomeni erosivi e/o deposizionali (fig. 5.20). Le porzioni più distali della scarpata continentale confluiscono in modo piuttosto irregolare verso la piana batiale mostrando una sostanziale assenza del rialzo continentale, se non in alcuni sporadici settori non interessati direttamente da fenomeni erosivi, deposizionali, gravitativi e tettonici.

La piana batiale si sviluppa a partire da circa 1800-1900 m di profondità e nella porzione meridionale dell'area studiata è caratterizzata da un fondale piuttosto irregolare occasionalmente interrotto da canyon meandrici poco profondi orientati circa E-O e da alcune scarpate poco estese, forse riconducibili a lineamenti tettonici. Nella porzione settentrionale appare molto articolata e caratterizzata da una diffusa presenza di strutture rilevate di forma irregolare situate alla base della scarpata; un vasto canale a fondo piatto orientato circa NNO-SSE e largo oltre 7 km divide questo settore dalla parte esterna dell'area studiata costituita da vasti elementi tabulari rialzati rispetto al thalweg del canyon di 100-200 m. La mancanza di dati nelle porzioni più profonde non ne permette un'analisi più approfondita; tuttavia sulla base della carta batimetrica di Marani et al., (2004) questi elementi sembrano estendersi sulla piana batiale per decine di km presentandosi allungati lungo una direzione NO-SE ed incisi da stretti canyon con la medesima orientazione.

3.2 DOMINI FISIOGRAFICI PRINCIPALI

Attraverso una dettagliata analisi morfobatimetrica del fondale ionico etneo è stato possibile individuare all'interno dell'area studiata 5 domini morfo-strutturali principali (fig. 3.3): Valle di Fiumefreddo, Ridge di Riposto, Fan del Chiancone, Plateau delle Timpe e Canyon di Catania.

Essi verranno descritti di seguito seguendo l'ordine di presentazione da nord verso sud.

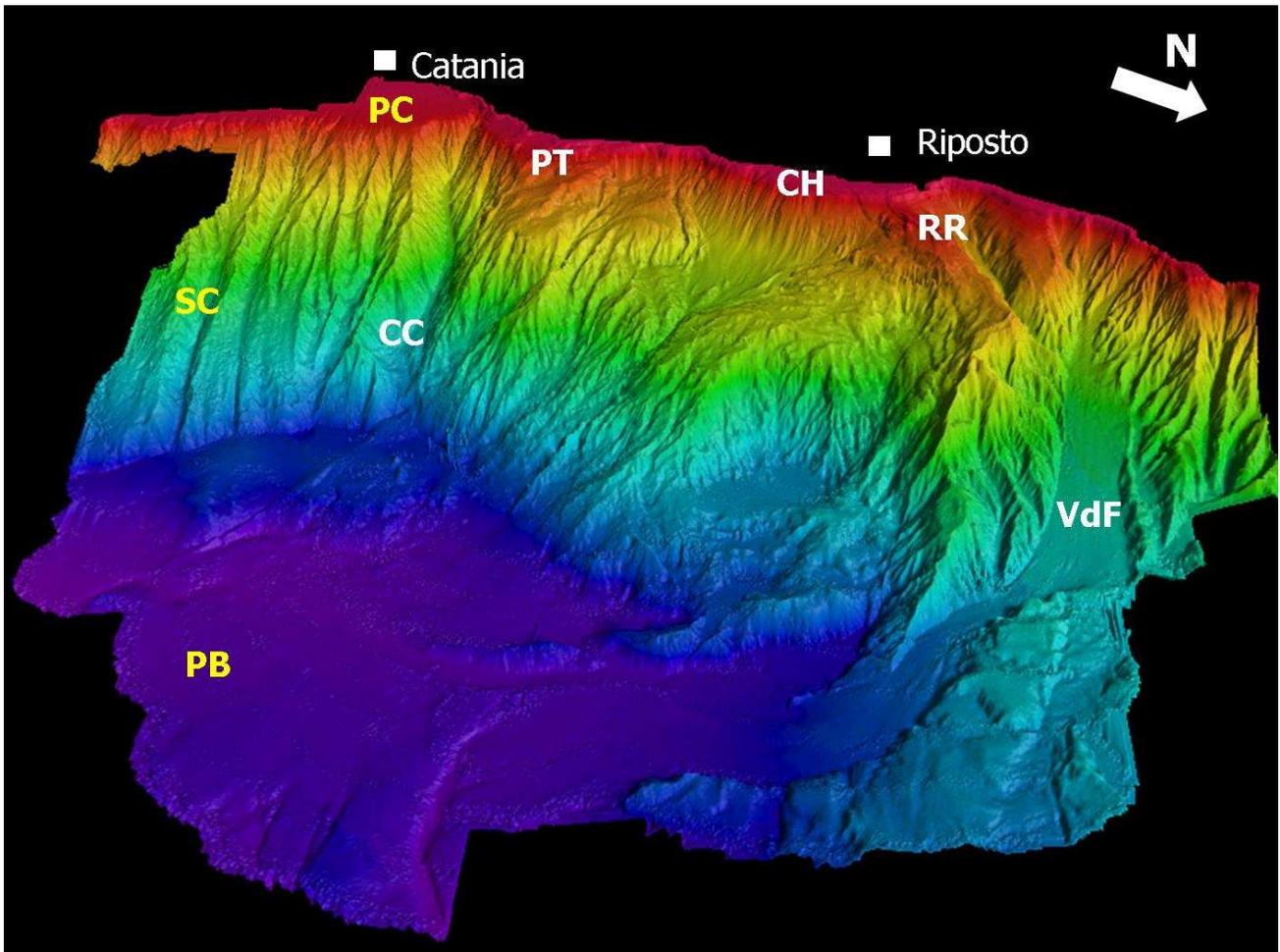


Fig. 3.3 Immagine 3D dell'offshore etneo (esagerazione verticale 2x) con i domini fisiografici individuati (in bianco) VdF:Valle di Fiumefreddo; RR: Ridge di Riposto; CH: Fan del Chiancone; PT: Plateau delle Timpe; CC: Canyon di Catania) e gli elementi fisiografici del margine continentale (in giallo) PC: Piattaforma Continentale; SC: Scarpata Continentale; PB: Piana Batiale.

3.2.1 VALLE DI FIUMEFREDDO

La Valle di Fiumefreddo rappresenta un'ampia valle sottomarina che incide l'intero margine continentale a largo dell'omonimo paese ed in corrispondenza dell'omonimo fiume; si estende per una lunghezza di oltre 38 km e presenta una larghezza massima di circa 4 km in corrispondenza di - 1450 m. La prima parte della valle, fino ad una profondità di circa 1400 m, presenta una direzione circa E-O, mentre a maggiore profondità il suo asse ruota in senso orario assumendo una direzione NO-SE fino a raggiungere la piana batiale a circa -1800 m. I limiti della valle non sono facilmente riconoscibili, in quanto essa sembra proseguire, in direzione circa N-S, fino alla porzione centrale dell'area studiata. Nella porzione meno profonda essa è delimitata da due ampie dorsali (la Dorsale di Capo

Schisò a nord ed il Ridge di Riposto a sud) profondamente incise da reticoli canalizzati che vanno poi a convergere all'interno della valle stessa (fig.3.4).

L'asse della Valle di Fiumefreddo presenta delle pendenze rilevanti (superiori a 12°) in corrispondenza della testata che poi diminuiscono sensibilmente tra -300 m e -600 m (dove si misurano valori di 8-9°), per poi attestarsi a valori inferiori ai 5° a profondità maggiori.

Il thalweg è estremamente piatto e largo (si veda il profilo AB in fig. 3.4) ed al suo interno sono presenti alcuni gradini morfologici di modesta entità ortogonali all'asse della valle.

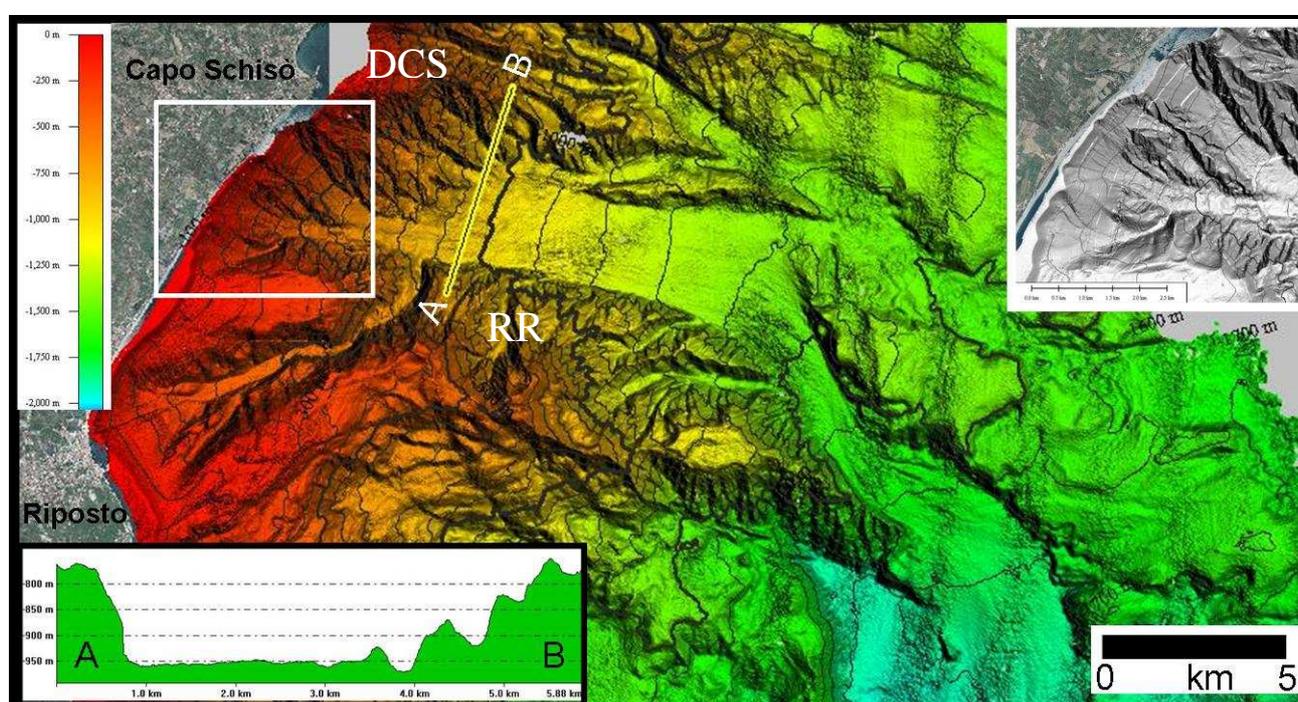


Fig. 3.4 La Valle di Fiumefreddo si sviluppa nella porzione settentrionale dell'area studiata tra la dorsale di Capo Schisò (DCS) ed il Ridge di Riposto (RR); in alto a destra la testata della valle ed in basso a sinistra un profilo circa N-S che mostra il thalweg estremamente piatto.

I fianchi della valle appaiono molto asimmetrici: il fianco nord presenta modeste pendenze ed è piuttosto articolato mostrando una fitta rete di strutture erosive convergenti all'interno della valle; il fianco sud appare, in tutta la sua estensione, estremamente rettilineo e caratterizzato da pendenze elevate (fino a 30°) con scarpate fino a 200 m di altezza. La testata della valle è situata nel sotto costa (a circa 100 m dalla linea di costa ed a soli 15 m di profondità) dove si manifesta con la presenza di numerose e ampie nicchie erosive a forma semicircolare che incidono vistosamente il terrazzo deposizionale sommerso (fig. 3.4 e 3.5). La parte centrale della testata è occupata da una dorsale caratterizzata da una forma triangolare con la punta rivolta verso largo; questa appare intensamente incisa da

strutture erosive e bordata dai due ampi canali che poi, ad una profondità di circa 600 m, confluiscono entrambi nella Valle di Fiumefreddo (inset in alto a destra nella fig. 3.4); un altro canale profondo fino a 50 m ed orientato N65° caratterizza la porzione meridionale della testata.

All'interno della testata, in corrispondenza dell'offshore di San Marco, sono visibili, alla base delle nicchie erosive, numerosi corpi deposizionali di forma lobata allungati per diverse centinaia di metri in direzione E ed E-SE (fig.3.5)

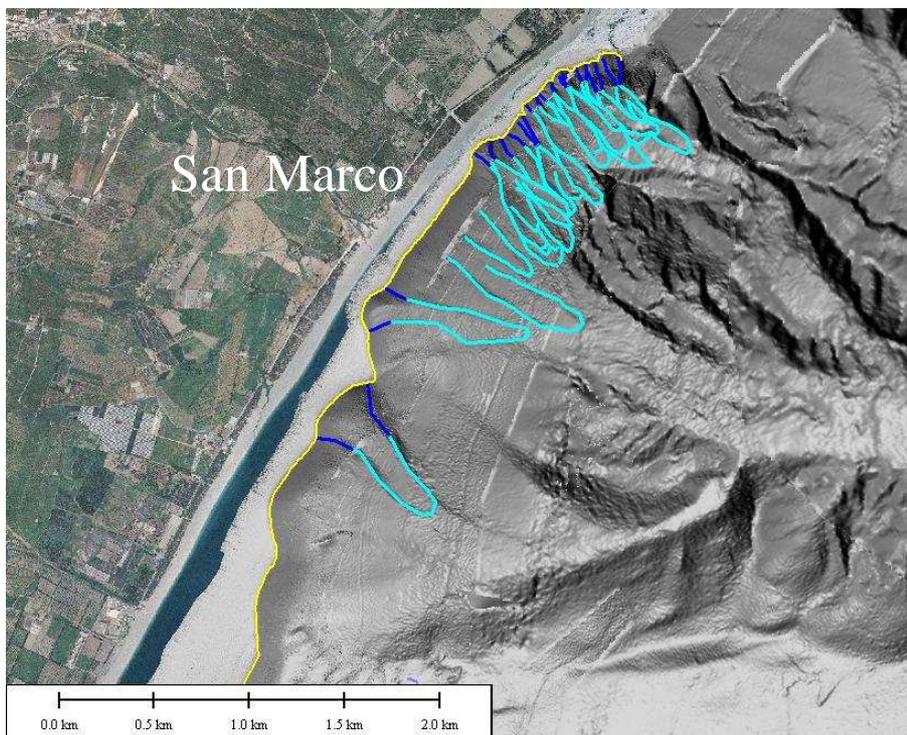


Fig. 3.5 Sistemi erosivi-deposizionali (in blu-celeste) all'interno della testata della Valle di Fiumefreddo che erodono visibilmente il terrazzo deposizionale sommerso (in giallo).

Nella porzione centro-settentrionale della Valle, ad una profondità di 1100-1400, il thalweg, è occupato da una dorsale lunga 7 km e larga 1 km disposta in direzione E-O; tale dorsale funge da spartiacque per i flussi provenienti da nord (fig. 5.3)

Alla fine della Valle di Fiumefreddo, a partire da una profondità di circa 1400 e fino ad oltre 1800 m, si osserva la presenza di una vasta struttura anch'essa a forma triangolare, ma con il vertice rivolto verso O. Esso si estende per oltre 15 km in direzione E-O, si presenta largo oltre 7 km ed inciso da piccoli canyon orientati circa N-S. Questa struttura è stata interpretata da Billi et al.(2008) come il corpo di un imponente landslide (fig.5.41) che innescato dal terremoto del 1908 avrebbe generato il distruttivo tsunami che colpì sia le coste siciliane che quelle calabre.

3.2.2 RIDGE DI RIPOSTO

Il settore settentrionale del margine continentale etneo è caratterizzato dalla presenza di una delle più importanti morfostrutture dell'area d'indagine, il Ridge di Riposto che si sviluppa nell'offshore compreso tra Fiumefreddo e Torre Archirafi mostrando un'orientazione circa E-O. Essa si estende ortogonalmente a costa per circa 22 km dal sottocosta fino a circa 1770 m di profondità ricoprendo un'area di circa 150 km². La sua larghezza media è di circa 4,5 che diminuisce gradualmente all'aumentare della profondità a causa dell'intensa attività erosiva che interessa entrambi i suoi fianchi, decisamente asimmetrici: il fianco nord, estremamente rettilineo ed acclive, è eroso dalla Valle di Fiumefreddo, mentre quello sud, meno acclive e piuttosto irregolare, appare interessato da un'ampia nicchia erosiva di forma semicircolare a cui sono associati importanti fenomeni di instabilità gravitativa. A causa di questa diffusa instabilità non è possibile individuare con precisione il limite sud-occidentale del Ridge di Riposto.

La porzione nord-orientale del Ridge appare vistosamente incisa da numerose strutture erosive (tra cui anche un canyon lungo circa 5 km) orientate circa NE-SO che confluiscono all'interno della Valle di Fiumefreddo.

Alcuni dragaggi realizzati nella porzione centro-meridionale del Ridge ad una profondità di circa 1000 m hanno rivelato la presenza di peliti ad alto grado di consolidazione contenenti limitate sacche di cenere vulcanica.

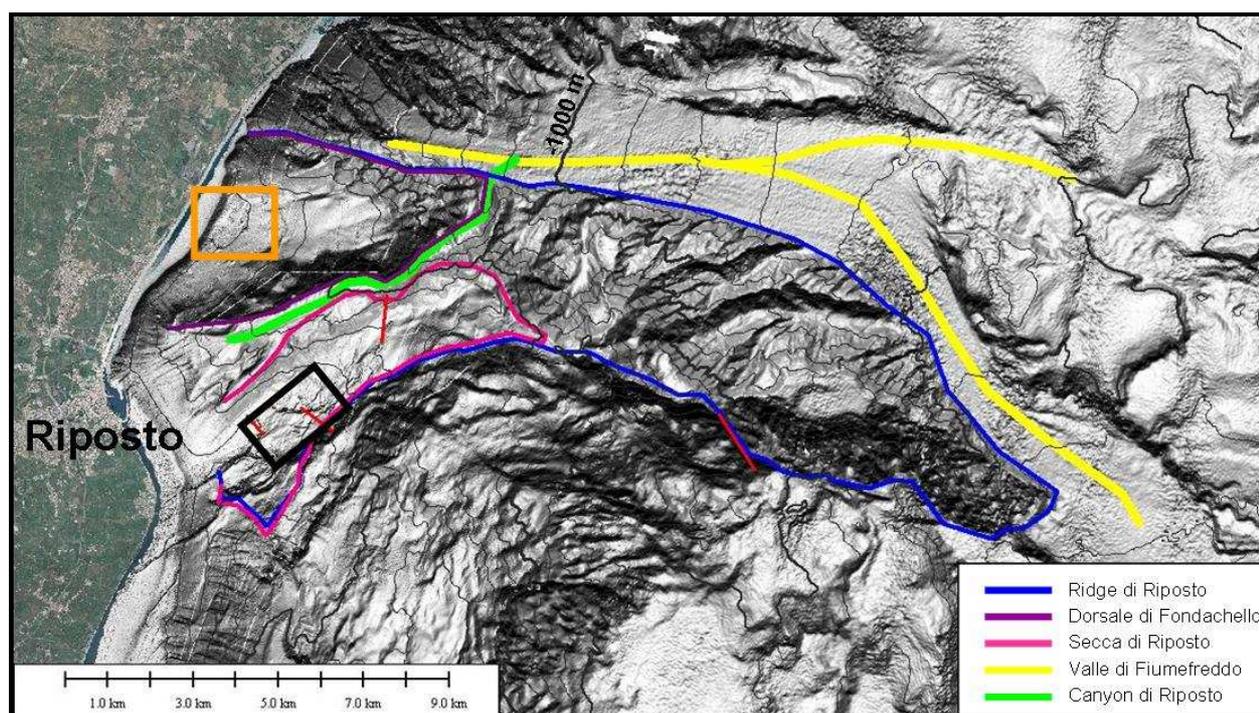


Fig. 3.6 Il Ridge di Riposto ed i diversi settori che lo compongono; in rosso i dragaggi eseguiti.

La porzione occidentale e meno profonda del Ridge di Riposto è dissecata dal Canyon di Riposto dando origine a due diversi settori: la Dorsale di Fondachello a nord e la Secca di Riposto a sud.

La *Dorsale di Fondachello* rappresenta la porzione meno estesa del Ridge di Riposto, ricoprendo un'area di circa 22 km² ed estendendosi nell'offshore dell'omonima località dalla linea di costa fino a circa 850 m di profondità con una direzione ENE-OSO. I fondali costieri sono caratterizzati dalla presenza di un ben sviluppato terrazzo deposizionale sommerso ampio fino a 620 m con il ciglio collocato a -30 m e la base a -70 m (fig. 3.7). Profili Sparker realizzati longitudinalmente a questa dorsale hanno evidenziato la presenza di una discordanza in corrispondenza di una rottura di pendio morfologica a circa 150 m di profondità (fig. 5.20). Nella parte distale della Dorsale di Fondachello, a profondità comprese tra 200 e 350 m questi orizzonti sedimentari appaiono vistosamente piegati. Tra le profondità di 70 e 120 m si osservano numerosi rilievi morfologici caratterizzati da una forma conica con presenza di profondi comet marks alla base. Questi elementi appaiono spesso associati a modeste scarpate morfologiche alte un paio di m ed estese per circa 500-800 m in direzione NE-SO. I rilievi si presentano alti dai 2 ai 4 m con un diametro di 10-20 m; essi sono organizzati secondo diverse disposizioni lineari (con differenti direzioni) o sub circolari oppure anche singolarmente. Indagini ROV condotte in corrispondenza di questi elementi hanno permesso di ottenere dettagliate immagini subacquee ed informazioni molto importanti sulla loro natura (fig. 3.7).

Gli elementi disposti a gruppi a formare allineamenti e cerchi più o meno regolari sono caratterizzati da una forma mammellonare piuttosto larga in pianta e da una copertura di colore da grigio a biancastro con numerose presenze di profonde cavità e priva di estese colonizzazioni di organismi animali e/o vegetali. Questi rilievi si ritrovano a profondità di circa 80-90 m e presentano alla base estesi accumuli di ciottoli molto arrotondati e pluridecimetrici talvolta poggianti su depositi di color nero di probabile natura vulcanica.

Le immagini realizzate in prossimità del rilievo singolo più vicino a costa e posto ad una profondità di circa 60 m hanno rilevato un aspetto totalmente diverso rispetto agli elementi più profondi. Qui, infatti, è stata evidenziata la presenza di un rilievo di forma conica piuttosto appuntito costituito da numerose strutture verticali riconducibili a formazioni vulcaniche colonnari; tale elemento si presenta di color grigio chiaro ed abbondantemente ricoperto da alghe e crinoidi, mentre alla sua base non è stata evidenziata la presenza di

accumuli ciottolosi bensì di sedimenti biancastri di tipo sabbioso a granulometria presumibilmente grossolana.

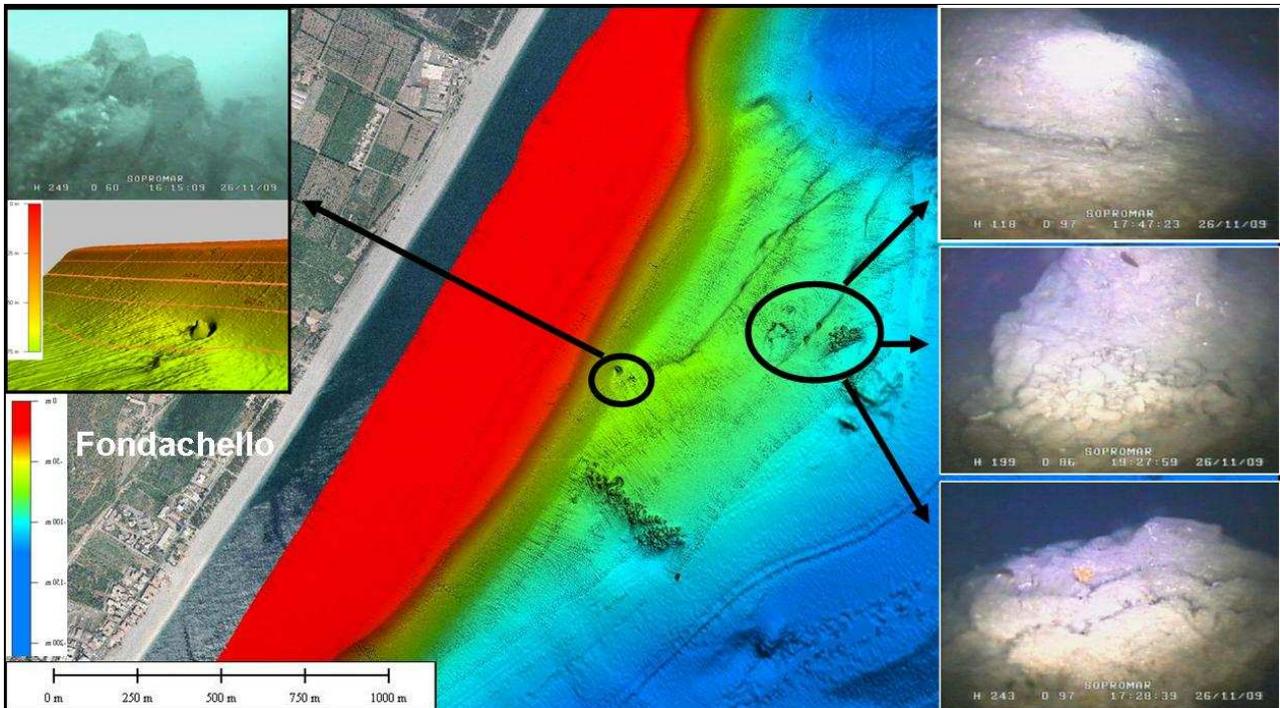


Fig. 3.7 Immagini ROV sulla Dorsale di Fondachello.

Immagini Side Scan Sonar acquisite in questo settore della dorsale hanno mostrato alla base di quasi tutti i rilievi dei comet marks ben sviluppati ed hanno evidenziato la presenza delle “code” di distribuzione del sedimento eroso allungate in direzione N-S (fig.5.23).

La *Secca di Riposto* rappresenta la porzione sud-occidentale del Ridge di Riposto; essa si sviluppa a largo di Torre Archirafi mostrando una direzione NE-SO ed un assetto piuttosto articolato. L'intera struttura si presenta bordata da numerose ripide scarpate alte diverse decine di metri che assumono la stessa orientazione della secca; altre scarpate, meno estese delle precedenti, presentano un trend circa E-O e dove si intersecano con i lineamenti NE-SO danno origine a rilievi che rappresentano il top della Secca di Riposto e del Ridge di Riposto in generale. La sommità della secca è, infatti, situata a 66 m di profondità a circa 2,3 km di distanza dalla linea di costa in corrispondenza di una di queste intersezioni. Qui i dati multibeam ad alta risoluzione hanno rilevato la presenza di 2 strutture allungate caratterizzate da una morfologia piatta con l'asse maggiore di 250 e 450 m rialzati di circa 20-30 m rispetto alle porzioni adiacenti. In prossimità di queste

strutture sono stati osservati alcuni rilievi morfologici aventi una forma da sub-circolare a sub-ellittica in pianta; essi si presentano alti fino a 15 m e sono spesso caratterizzati da profondi comet marks alla base. Riprese video realizzate durante delle immersioni in prossimità della sommità della secca (cortesemente offerte dal dott. Leonardi) hanno permesso di osservare alla base di questi rilievi un profondo solco di battente ed un elevato accumulo di ciottoli (fig. 3.8). Altri rilievi simili a blocchi con dimensioni dell'ordine di diverse decine di metri sono stati osservati nel settore più costiero della Secca in corrispondenza delle porzioni distali della prosecuzione subacquea del deposito vulcanoclastico del Chiancone. Immagini Side Scan Sonar acquisite in corrispondenza di una grossa scarpata presente alla base della sommità della secca hanno evidenziato la presenza di testate di strato immergenti verso nord.

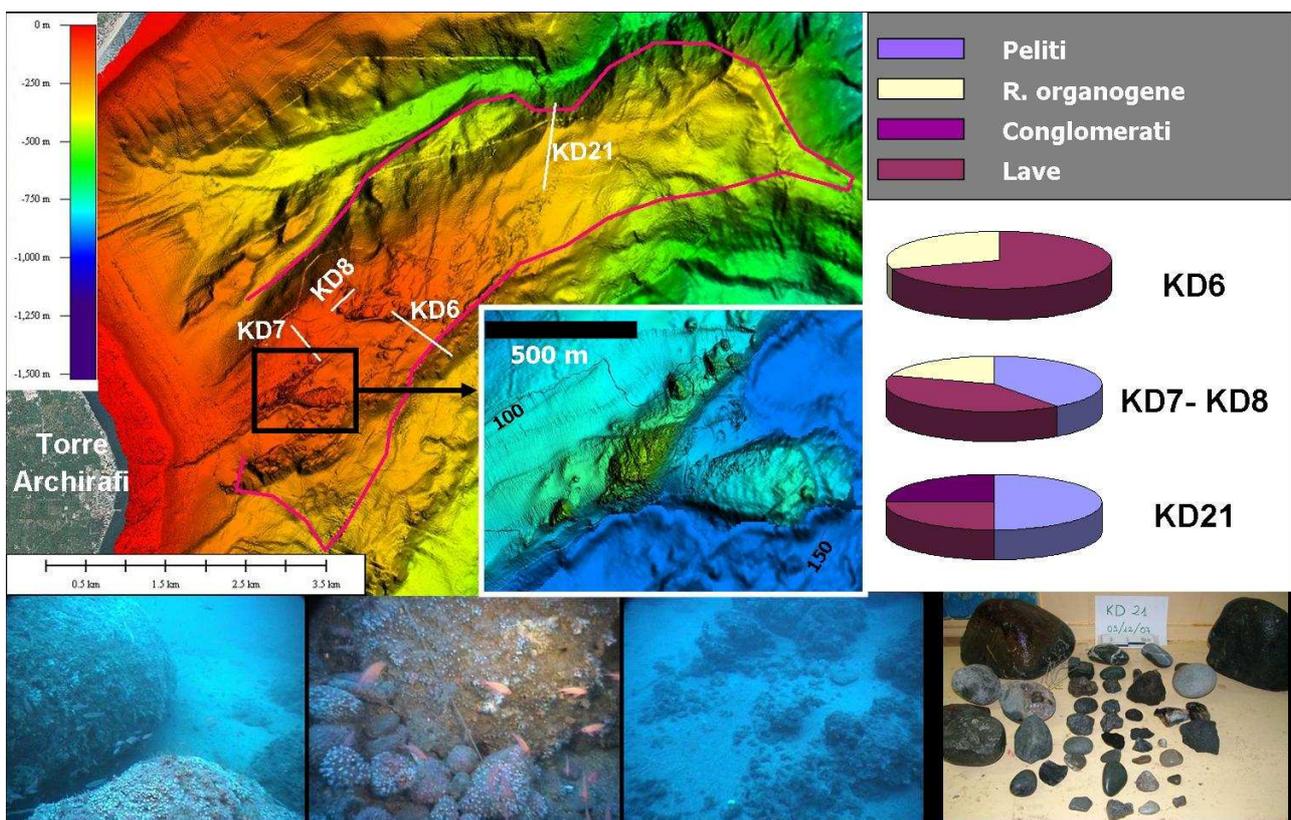


Fig. 3.8. La Secca di Riposto con evidenziata l'area con le strutture rilevate a cui fanno riferimento le 3 foto in basso a sinistra (ricevute dal Dott. Leonardi); a destra composizione dei dragaggi e foto del materiale recuperato da uno di essi.

Sebbene numerosi dragaggi effettuati sulla Secca di Riposto non hanno avuto successo (a causa di ripetute rotture del cavo), 3 dragaggi (KD 6, KD 7, KD 8) hanno rivelato un'abbondante presenza di rocce laviche costituite da blocchi di scorie parzialmente incrostati e da ciottoli massivi campionati insieme a sabbie grossolane di origine organica

e piroclastiti (fig. 3.8). Un altro dragaggio (KD 21) effettuato a circa 300 m di profondità ed a più di 3 km a est della Secca di Riposto ha campionato numerosi ciottoli poligenici (vulcanici e sedimentari) da poco a molto arrotondati e abbondanti scorie vulcaniche.

Un'altra struttura simile alla Secca di Riposto con la sommità posta a -94 m è stata osservata a circa 3,5 km di distanza dalla costa in corrispondenza di un'altra intersezione tra lineamenti orientati NE-SO e E-O. Il settore, esteso circa 1 km, che separa le due secche si presenta estremamente piatto

Il *Canyon di Riposto* si sviluppa per oltre 10 km dal sottocosta fino ad una profondità di circa 880 m dove confluisce (in modo piuttosto ripido) all'interno della Valle di Fiumefreddo. Il canyon presenta un'orientazione NE-SO parallela a quella delle scarpate che bordano la Secca di Riposto; ciò potrebbe far pensare ad un possibile controllo tettonico da parte di un lineamento avente il medesimo trend. Nella porzione più profonda (a circa -550 m) l'asse del canyon curva bruscamente in corrispondenza di una variazione della pendenza del thalweg mentre a circa 700 m di profondità varia in senso orario assumendo una direzione NNE-SSO. L'ampiezza del canyon (calcolata da sponda a sponda) varia sensibilmente tra 4,5 km in corrispondenza della testata e 800 m nelle porzioni distali, mentre i suoi fianchi presentano altezze comprese tra 150 e 300 m. La testata del canyon, caratterizzata da una forma trapezoidale, si sviluppa a partire da una profondità di 15 m ad una distanza di soli 150 m dal porto di Riposto. Essa erode notevolmente il terrazzo deposizionale sommerso che in questo settore è largo 200-300 m con il ciglio posto tra 20 e 25 m, dando origine a numerose nicchie erosive di forma semicircolare disposte a raggiera; sotto queste nicchie erosive sono presenti dei corpi deposizionali caratterizzati da una forma lobata. All'interno della testata l'attività selettiva di tali strutture erosive ha messo in evidenza la presenza di isolate creste riconducibili presumibilmente ad un substrato litologicamente più competente (profilo AB di fig. 3.9). In corrispondenza di una di queste creste si osservano alcuni rilievi di forma pseudo-conica con altezze comprese tra 10 e 25 m.

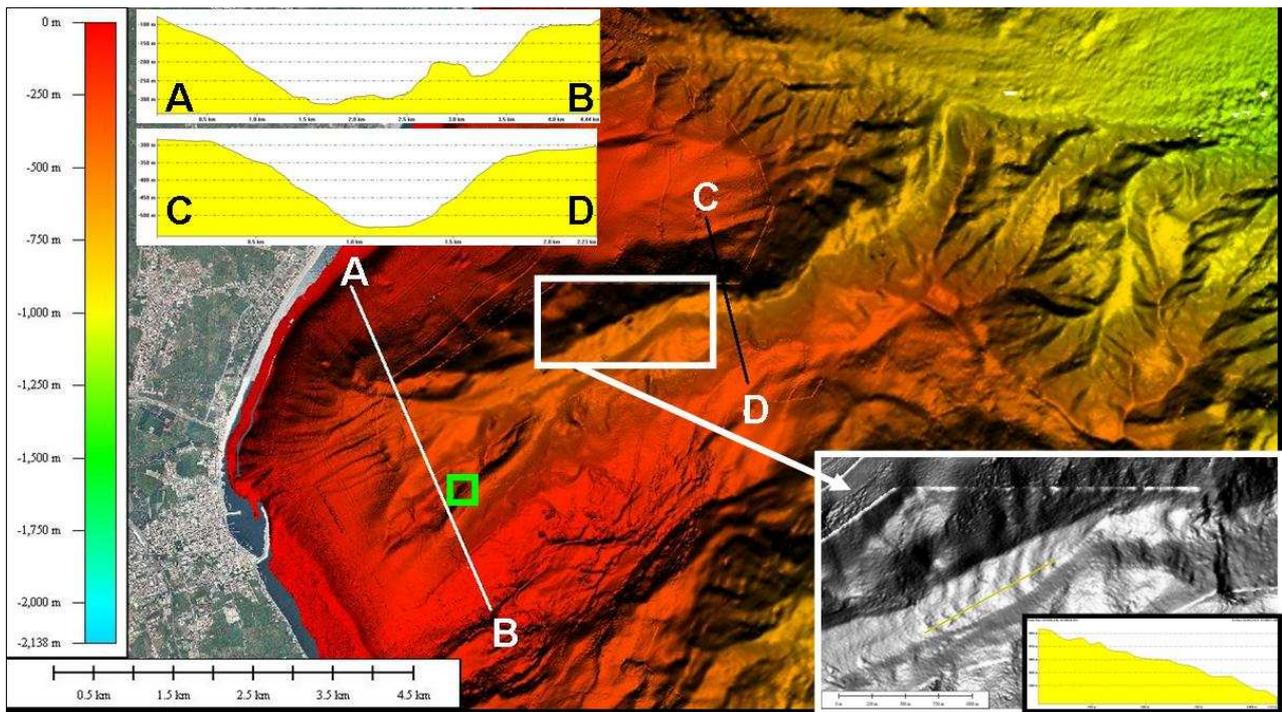


Fig.3.9 Immagine multibeam del Canyon di Riposto con 2 profili circa ortogonali all'asse principale; in basso a destra un particolare delle forme di fondo presenti all'interno del thalweg ed un profilo topografico ortogonale ad esse.

Il thalweg è piuttosto piatto e caratterizzato dalla presenza di numerose forme di fondo alte fino a 5 m e con una forma semicircolare con la concavità rivolta verso le maggiori profondità. La loro spaziatura mostra una correlazione inversa con il gradiente del thalweg: in corrispondenza di alti gradienti si osservano numerose scarpate poco distanziate (min 60 m), dove invece le pendenze diminuiscono, le forme di fondo risultano intervallate da distanze maggiori (max 550 m) (fig 3.9).

3.2.3 FAN DEL CHIANCONE

I fondali più costieri localizzati immediatamente a sud del Ridge di Riposto sono occupati dalla prosecuzione sottomarina del deposito vulcanoclastico del Chiancone (fig. 3.10). Esso si estende dall'offshore di Riposto fino a quello di S. Tecla dalla linea di costa fino ad una profondità di circa 650 m (a 4.5 km di distanza dalla linea di costa) ricoprendo un'area di circa 35 km². La forma di questo corpo mostra una geometria nel suo insieme lobata, ma con un andamento piuttosto irregolare esibendo la massima estensione ortogonale a costa in corrispondenza dell'offshore tra Praiola e Torre Archirafi, mentre lateralmente essa diminuisce in modo asimmetrico: a sud il corpo si mantiene molto ampio

anche se per un tratto non molto esteso (circa 1/3 dell'intero sviluppo parallelo a costa) fino a chiudersi contro la porzione settentrionale del Plateau delle Timpe, mentre a nord esso si restringe bruscamente in corrispondenza della Secca di Riposto, la cui porzione più costiera viene ricoperta, fino ad interessare il settore meridionale della testa della Valle di Fiumefreddo.

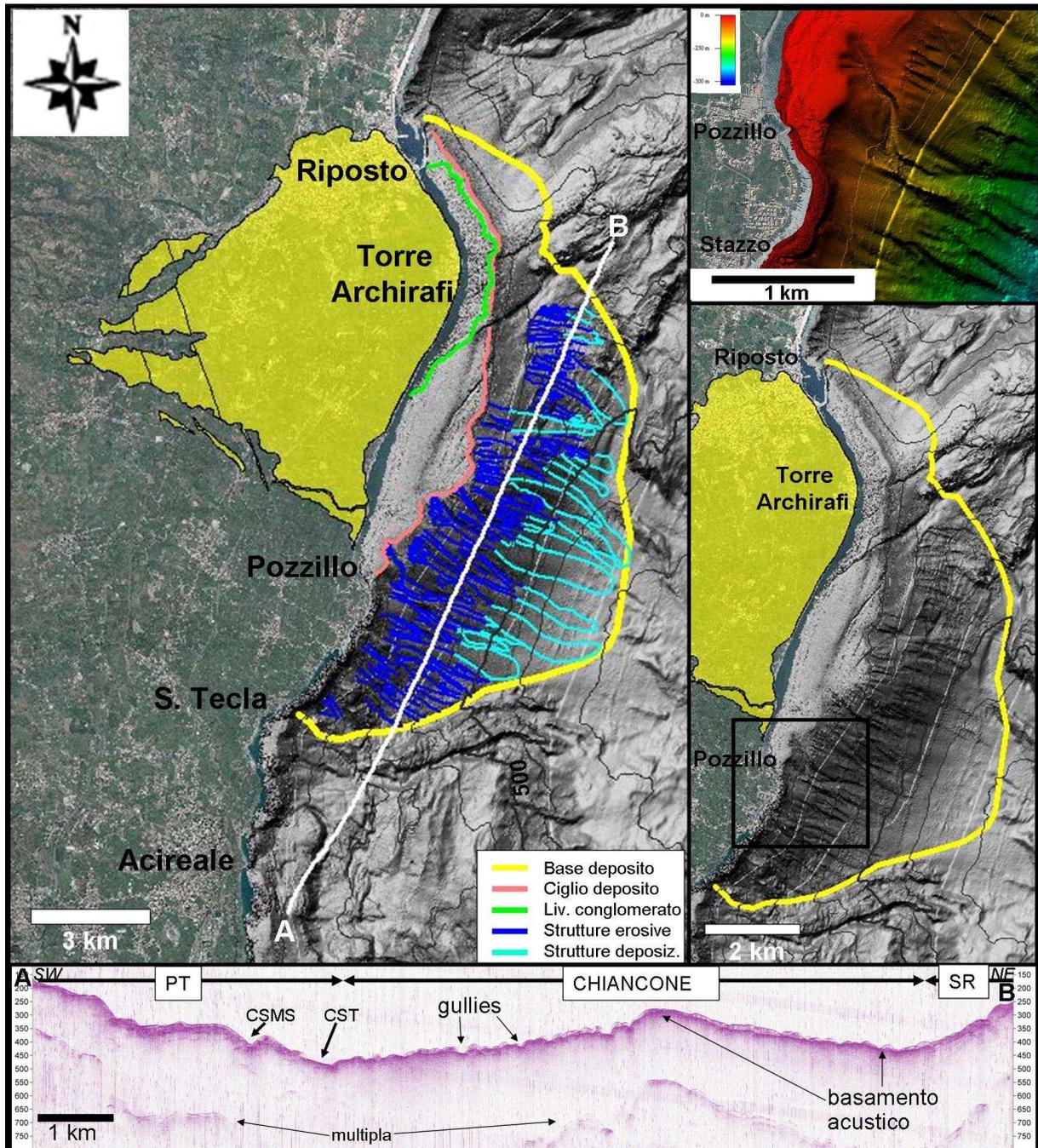


Fig. 3.10 Immagine multibeam del deposito subaereo e sommerso del fan del Chiancone con evidenziati la base, il ciglio, il livello conglomeratico e le strutture erosive-deposizionali della porzione sommersa. Queste ultime sono ben visibili nel profilo Sparker AB. A destra in basso i depositi privi di interpretazioni ed in alto particolare del Canyon di Pozzillo con il suo anomalo andamento; PT=Plateau delle Timpe, SR=Secca di Riposto, CSMS=Canyon di S. Maria La Scala, CST=Canyon di S. Tecla.

Il ciglio del deposito si trova ad una profondità compresa tra 80 e 100 m oltre la quale il deposito appare vistosamente tagliato da numerosi gullies disposti ortogonalmente alle isobate ed orientati circa ONO-ESE; essi presentano un'ampiezza di qualche decina di m ed un approfondimento medio di 15 m e spesso vanno a confluire in strutture larghe fino a più di 200-300 m. Alla terminazione dei gullies e fino ad una profondità di circa 650 m si osservano numerosi corpi deposizionali ben sviluppati dalla forma lobata con spessori da 5 a 15 m e larghezze variabili tra 200 e 900 m. Nelle porzioni più profonde essi convergono all'intero di un canale collettore (la Valle di Archirafi) largo oltre 5 km che poi alla profondità di circa 850 m si restringe sensibilmente dando origine ad uno stretto e profondo canyon orientato NO-SE che incide l'intera scarpata continentale etnea (fig. 5.40).

L'insieme di questi elementi forma delle strutture erosive-deposizionali che si seguono con continuità lungo tutto il settore centro meridionale della porzione più profonda del deposito (fig.3.10). Tra queste strutture occorre segnalarne una che si trova a largo di Pozzillo, caratterizzata dalla presenza di tre nicchie erosive che erodono il deposito a profondità relativamente basse (intorno ai -25 m) al di sopra del ciglio (fig.3.10). Esse poi confluiscono in un piccolo canyon (Canyon di Pozzillo) che nella porzione più superficiale, contrariamente a tutti gli altri gullies, è orientato NNO-SSE per poi ruotare in senso orario fino a N-S ed immettersi all'interno di un'altra struttura erosiva orientata regolarmente ONO-ESE; tale inconsueta orientazione potrebbe essere dovuta alla presenza di un lineamento tettonico che ne abbia condizionato l'andamento. Un'ulteriore differenza con le altre strutture erosive che incidono il deposito sommerso del Chiancone è la presenza sul thalweg del piccolo canyon di forme di fondo ben sviluppate alte fino a 5 m.

Il settore centro-meridionale appare notevolmente dislocato da numerose ripide scarpate alte fino a 20 m e orientate da NE-SO a NNE-SSO secondo una disposizione en-echelon; tali lineamenti appaiono in continuità con quelli che bordano la Secca di Riposto e verranno meglio discussi nel paragrafo 3.3. Numerose immersioni realizzate lungo questi lineamenti hanno rivelato una morfologia piuttosto fresca delle scarpate ed hanno permesso di constatare che esse sono costituite da sabbie grossolane inglobanti ciottoli di dimensioni da centimetrici a decimetrici con presenza di grossi blocchi alla base.

La porzione più superficiale del deposito è caratterizzata dalla presenza di un terrazzo deposizionale sommerso il cui ciglio appare chiaramente dislocato in corrispondenza di una ripida scarpata. Sulla base dei dati multibeam e Side Scan Sonar ad alta risoluzione è

stato osservato nel settore centrale del terrazzo un livello conglomeratico con un'ampiezza massima di circa 700 m e un'estensione lungo costa di circa 5 km, dal porto di Riposto fino a nord di Praiola (fig. 5.31); qui si chiude bruscamente in corrispondenza di un'altra scarpata ma attraverso profili Sparker viene individuato al disotto di un'unità deposizionale potente 18-20 m di litologia più fine. Poco più a sud, tra le località di Praiola e Pozzillo, profili sismici Sparker hanno rivelato la presenza di un fronte di una colata lavica ricoperto dal deposito (fig.5.14), mentre un km a largo di Torre Archirafi, nel tratto compreso tra la costa e la secca di Riposto, sono stati osservati numerosi rilievi simili a blocchi con dimensioni dell'ordine di diverse decine di metri (fig.5.31).

3.2.4 PLATEAU DELLE TIMPE

L'analisi morfo-batimetrica dell'offshore etneo ha permesso di rilevare la presenza di un vasto alto morfologico situato nella zona meridionale dell'area studiata e precisamente a largo del settore compreso tra S.Tecla ed Acitrezza, settore localmente noto come Timpa. Tale morfo-struttura ricopre una superficie totale di circa 45 Km² e presenta la sommità relativamente piatta da cui la scelta del nome "Plateau delle Timpe". Il plateau si estende in larghezza per circa 6,5 km (dalla linea di costa fino a circa 600 m di profondità) ed in lunghezza per circa 8 km, essendo confinato tra il settore meridionale del deposito sommerso del Chiancone a nord ed il Canyon di Catania a sud. I limiti N e NE del plateau sono facilmente riconoscibili mentre non lo sono quelli posti a SE e S a causa della presenza di canyon e strutture erosive che interessano la scarpata.

Il plateau è delimitato verso il bacino da una scarpata morfologica immergente verso est, la cui base risulta allineata secondo una direzione circa N-S.

Mostra nell'insieme una morfologia a gradinata, dissecata da diversi lineamenti tettonici sia lineari, orientati N-S e ONO-ESE, sia curvilinei da NNO-SSE a NO-SE, che producono scarpate alte fino a 50 m ed una serie di horst e graben. Profili Sparker acquisiti longitudinalmente al plateau mettono in evidenza la presenza di bacini di sedimentazione a forma cuneiforme collocati tra alti morfologici acusticamente sordi bordati dalle faglie (fig. 5.26). L'analisi di questi lineamenti tettonici verrà meglio approfondita nello specifico paragrafo 3.4.

Lungo tutto il settore costiero del Plateau delle Timpe si osserva un ben sviluppato terrazzo deposizionale sommerso largo fino a 550 m con il ciglio posto a 35-40 m di profondità. Nella porzione settentrionale il terrazzo appare distintamente ricoperto e deformato dal fronte subacqueo di una colata lavica recente (fig.5.16).

Il settore più superficiale del plateau appare non inciso da canyon e strutture erosive di una certa importanza. Le uniche strutture erosive di un certo rilievo sono situate in corrispondenza del margine settentrionale e lungo il versante centro-orientale del plateau (fig.3.11).

Nel settore settentrionale (nell'offshore compreso tra S. Tecla e S. Maria La Scala) a partire da una profondità di circa 250 m sono visibili due canyon che mostrano un andamento circa parallelo tra loro; questo è caratterizzato da una forma sinusoidale essendo i canyon orientati nella porzione più superficiale E-O, in quella intermedia ENE-OSO e poi nuovamente E-O in quella più profonda. Il canyon più settentrionale (Canyon di S. Tecla) si sviluppa in corrispondenza del limite con il deposito sommerso del Chiancone per circa 4 km in lunghezza con un approfondimento variabile tra 25 e 50 m; quello più a sud (Canyon di S. Maria La Scala) mostra un profilo piuttosto simmetrico con una lunghezza di circa 5 km ed un approfondimento tra 35 e 70 m.

Nel settore più costiero del plateau a largo di Acireale sono visibili alcune nicchie erosive di modeste dimensioni (200-300 m di larghezza e 10-15 m di profondità) che incidono una tra le ripide scarpate orientate N-S che caratterizzano il plateau stesso. A partire da queste nicchie, localizzate lungo l'isobata -100 m, si sviluppano delle strutture erosive orientate E-O che mostrano approfondimenti dell'ordine di 15-20 m e che alla profondità di circa 400 m confluiscono in un'unica struttura, dando così origine al Canyon di Acireale. Tale canyon si sviluppa per una lunghezza complessiva di oltre 14 km mostrando un'orientazione circa NO-SE; è caratterizzato da un thalweg che nella porzione più superficiale (fino a -750 m) si presenta largo tra 150 e 200 m con un profilo a V, mentre a maggiore profondità si appiattisce notevolmente e si allarga fino a raggiungere, oltre i -1000 m, 1,3 km di larghezza mostrando un profilo a U. Alla profondità di circa 1800 m il canyon si raccorda alla piana batiale in prossimità dello sbocco del Canyon di Catania.

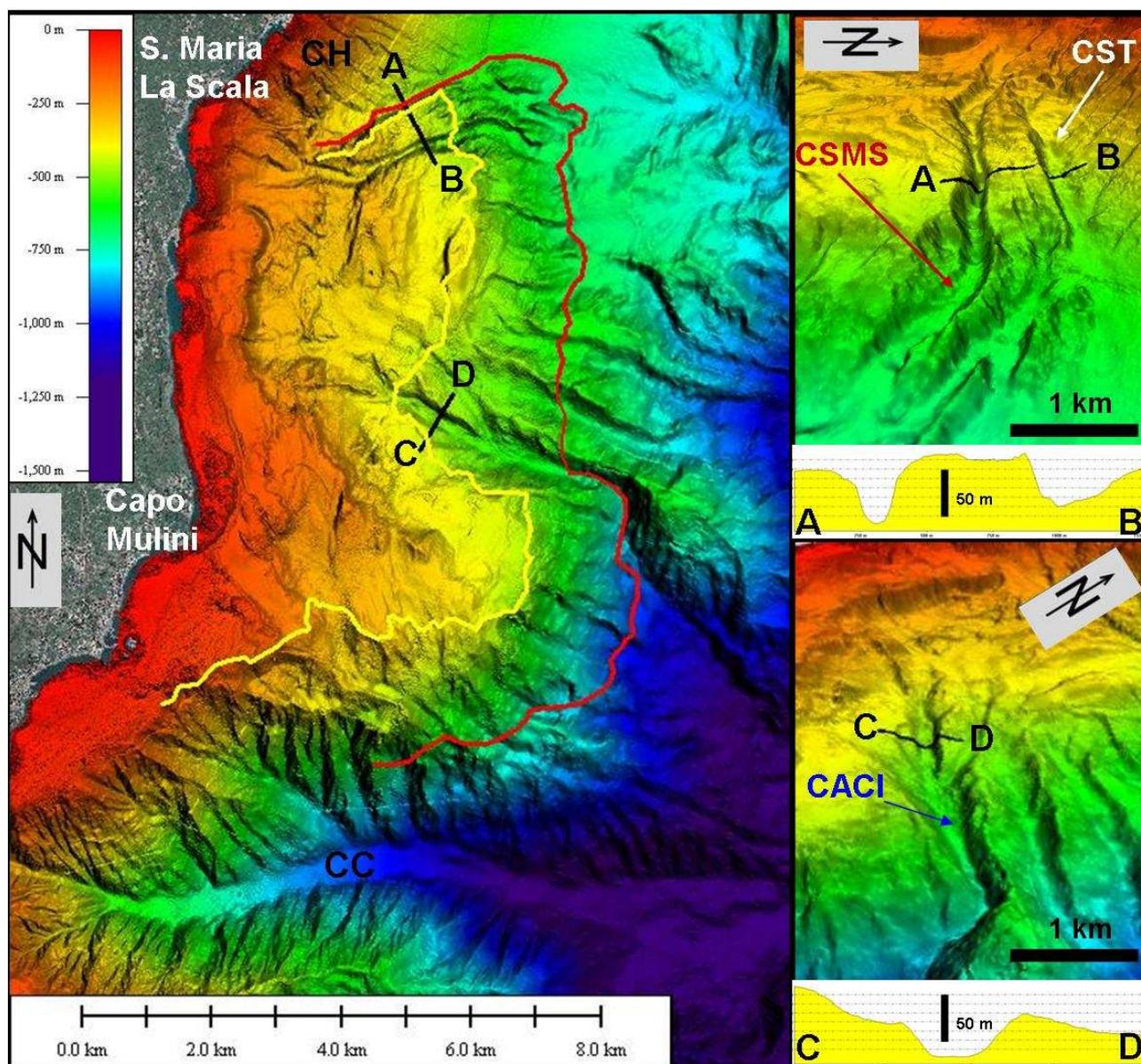


Fig. 3.11 Il Plateau delle Timpe (in giallo il ciglio ed in rosso la base) confinato tra il fan sommerso del Chiancone (CH) a nord ed il Canyon di Catania (CC) a sud; a destra immagini 3d (esag. vert. 3x) dei canyon che lo incidono: in alto i due canyon paralleli di S. Tecla (CST) e di S. Maria La Scala (CSMS), in basso la parte superiore del Canyon di Acireale (CACI).

Il Canyon di Acireale taglia il Plateau delle Timpe in due settori asimmetrici tra loro con il settore meridionale maggiormente rilevato rispetto a quello settentrionale; infatti la scarpata orientale del settore settentrionale si spinge fino a circa 660 m di profondità e presenta altezze di 250-260 m e pendenze di circa 11° mentre quella meridionale si spinge fino alla profondità di 950 m mostrando altezze che superano i 450-670 m con pendenze di circa 17°. L'asse del canyon presenta, lungo il suo percorso, repentini cambiamenti di direzione a cui corrispondono variazioni della pendenza e restringimenti del thalweg. Il più importante tra questi cambiamenti di direzione si registra a circa 750 m

di profondità dove l'asse ruota bruscamente di circa 90° in senso antiorario per poi riprendere la consueta direzione NO-SE. All'interno del thalweg sono presenti forme erosive che determinano un profilo longitudinale caratterizzato da una morfologia a gradini, soprattutto sotto i 615 m di profondità.

Il settore centro-orientale del plateau è inoltre interessato dalla presenza di alcune strutture erosive ben sviluppate orientate circa E-W che incidono la scarpata con lunghezze variabili da 3,5 a 4,5 Km e larghezze da 180 a 200 m; a circa 1000 m di profondità essi convergono in un unico vasto canale (largo fino a 2 km) che incide la porzione meridionale della scarpata etnea prima di sfociare sulla piana batiale. Un sistema ben organizzato di strutture erosive è presente anche sul versante meridionale del plateau in corrispondenza della sponda destra del Canyon di Catania.

3.2.5 CANYON DI CATANIA

Il Canyon di Catania rappresenta di gran lunga la struttura erosiva più importante dell'intera area indagata; esso incide il margine continentale etneo in tutta la sua ampiezza (fig. 3.12).

Si tratta di un canyon di grandi dimensioni, orientato circa E-O che si sviluppa nell'offshore dell'omonima città da 40 m sino a 1.800 m di profondità per una lunghezza complessiva di circa 15 km (fig.). La porzione meno profonda è confinata tra il Plateau delle Timpe a nord e la vasta piattaforma continentale catanese a sud, mentre nel settore più profondo risulta delimitata a nord dal Canyon di Acireale ed a sud da un altro canyon con andamento circa parallelo.

Il canyon di Catania raggiunge un'ampiezza massima (da cresta a cresta) di circa 5,5 km e presenta approfondimenti massimi dell'ordine di 450 m. L'asse del canyon è orientato complessivamente E-W, ma presenta tre bruschi cambi di direzione alle profondità di 650 m (da N110° a N80°), 1.050 m (da N80° a N105°) e 1450 m (da N105° a N85°), che rendono il suo andamento piuttosto sinuoso.

Il Canyon di Catania è un canyon a fondo piatto e il suo thalweg misura una larghezza compresa tra 200 a 500 m. Procedendo verso il largo si osserva l'appiattimento progressivo del thalweg mentre il suo gradiente diminuisce gradualmente: esso presenta una pendenza di 11-12° fino a -560 m, profondità alla quale si osserva la principale

confluenza tra i canali della testata; a maggiore profondità la pendenza si riduce a 5-6°. Lungo il corso del canyon a partire dal primo cambio di direzione si osserva una scarpata morfologica alta da 60 a 100 m situata tra le pareti laterali del canyon e il suo thalweg. La testata del canyon incide vistosamente la piattaforma continentale facendone arretrare il ciglio fino a -80 m nel settore posto a nord del canyon e tra -120 e -150 m in quello posto a sud; lungo il bordo della piattaforma, in entrambi i settori, ma maggiormente in quello meridionale, si osservano una serie di morfologie semicircolari che contornano le nicchie erosive che incidono il ciglio della piattaforma stessa. La testata del canyon si spinge fino a soli 100 m dalla linea dove erode vistosamente il terrazzo deposizionale sommerso ed il fronte subacqueo di una colata lavica che ricoprono la piattaforma continentale nella sua porzione più costiera.

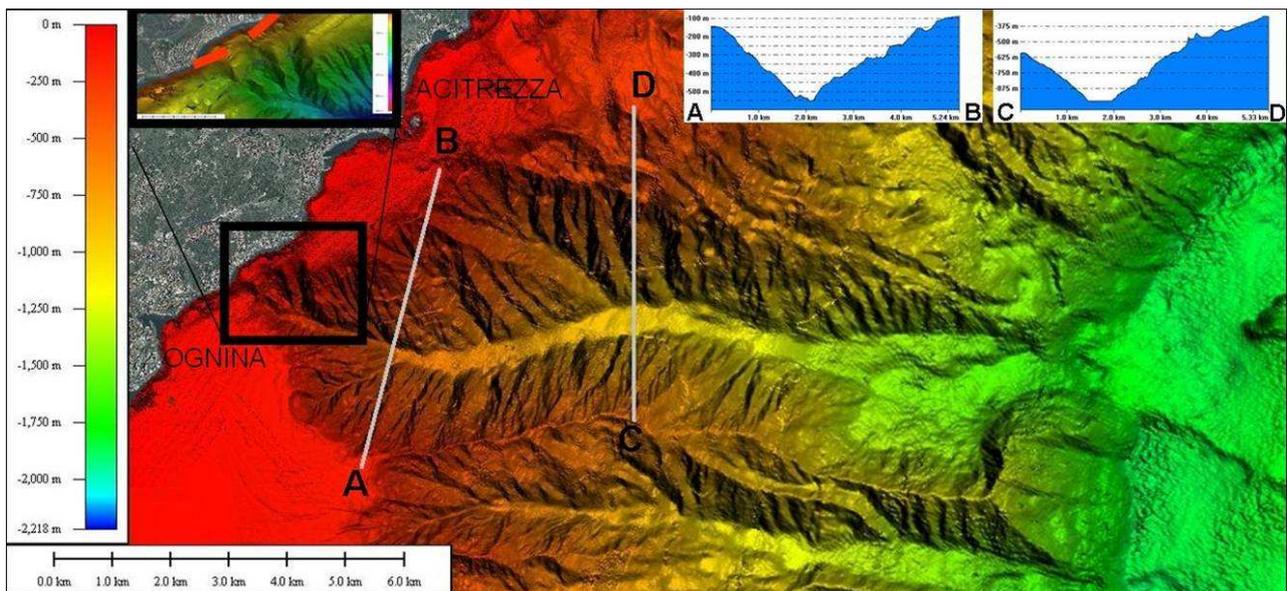


Fig. 3.12 Il Canyon di Catania in tutto il suo sviluppo; in alto a sinistra particolare della testata che interagisce con la costa.

I fianchi del canyon sono molto ripidi (intorno ai 15°) ed asimmetrici essendo il fianco settentrionale più alto rispetto a quello meridionale. La porzione più profonda del fianco settentrionale presenta una cresta estremamente rettilinea orientata N111° senza apprezzabili cambi di direzione che invece caratterizzano il fianco meridionale; ciò potrebbe far ipotizzare un controllo tettonico del canyon da parte di un lineamento preesistente. Una certa asimmetria tra i due fianchi del canyon si osserva anche per quanto riguarda il livello di organizzazione delle strutture erosive che li incidono.

Il fianco settentrionale presenta fenomeni erosivi e di instabilità che coinvolgono il versante meridionale del Plateau delle Timpe; a partire dal ciglio della piattaforma e fino ad una profondità di circa -620 m presenta una morfologia caratterizzata da nicchie e piccoli terrazzi immergenti verso il bacino, con locali situazioni in contro-pendenza. Da -620 m fino a circa -1.800 m, la morfologia cambia ancora a causa forse di un brusco cambiamento litologico, che determina la fine dell'erosione ramificata del canyon e la presenza di nicchie erosive e grosse strutture di collasso. Il fianco meridionale è contraddistinto da una rete di gullies che mostrano una maggiore omogeneità ed organizzazione rispetto al lato settentrionale soprattutto nelle porzioni più profonde. Questi aspetti saranno approfonditi nel paragrafo 5.1.

Il settore più profondo del canyon è caratterizzato dalla presenza di una vasta nicchia erosiva estesa 4 x 1,5 km situata sul fianco destro in corrispondenza della quale si osserva una condizione di multi- thalweg dovuta ad un marcato approfondimento del fondo canyon di oltre 50 m.

A sud del canyon di Catania si rinvencono altri 5 sistemi canalizzati di minori dimensioni le cui testate erodono il ciglio della piattaforma (fig. 5.11); sono tutti orientati E-W (paralleli alla porzione più profonda del Canyon di Catania) e presentano lunghezze comprese tra 10 e 15 km mentre la larghezza (da cresta a cresta) varia da 600 m a 1,2 km. Alla profondità di 1230 m i due canyon più settentrionali confluiscono in un unico canale che a sua volta confluisce con la terza struttura erosiva poco prima di immettersi nella piana batiale. Gli assi dei canyon si presentano estremamente rettilinei con pendenze lungo la scarpata da 20 a 25° mentre gli approfondimenti misurano da 15 a 135 m.

Alla base della scarpata continentale, in corrispondenza delle terminazioni bacinali dei canyon del settore, si osservano delle convessità delle isobate, probabilmente connesse a depositi di sedimento, trasportato dai sistemi canalizzati stessi.

3.3 PRINCIPALI LINEAMENTI STRUTTURALI DELL'OFFSHORE ETNEO

L'offshore etneo rivela nell'insieme un assetto tettonico piuttosto complesso contraddistinto dalla presenza di numerosi lineamenti tettonici, alcuni dei quali di notevole importanza. Essi sono stati mappati sulla base di una dettagliata indagine morfobatimetrica delle scarpate presenti e per mezzo di un'analisi dei profili sismici (Sub Bottom

Chirp e Sparker) acquisiti nelle varie campagne oceanografiche. Il riconoscimento di tali lineamenti ha interessato maggiormente il settore più costiero dell'area studiata, fino a circa -600 m, in quanto a maggiori profondità i dati multibeam così come i profili sismici diminuiscono la risoluzione, non permettendo di identificare le scarpate morfologiche presenti e/o di distinguere queste dalle numerose strutture erosive che interessano la scarpata continentale etnea.

Per facilità di esposizione l'offshore etneo verrà suddiviso in due settori (settore nord e settore sud) posti rispettivamente a nord e a sud di Pozzillo; i lineamenti tettonici verranno descritti all'interno dei rispettivi settori mantenendo il consueto ordine di presentazione da nord verso sud.

3.3.1 SETTORE NORD

La porzione settentrionale dell'area studiata è caratterizzata dalla presenza della Valle di Fiumefreddo il cui bordo meridionale si presenta estremamente lineare. Nonostante non ci siano dirette evidenze della presenza di un lineamento tettonico in corrispondenza del fianco sud della valle, in quanto una tale scarpata produce numerose rifrazioni del segnale sismico si sospetta un controllo tettonico da parte di una struttura tettonica preesistente.

Nel settore più costiero della Dorsale di Fondachello, ad una profondità compresa tra 70 e 115 m, si individuano delle modeste scarpate piuttosto rettilinee alte 1-2 m ed orientate da NNO-SSE a NO-SE. Queste strutture si estendono per una lunghezza di qualche centinaio di m mostrando un particolare assetto in contropendenza (immersione verso NW) e si presentano spesso associate a caratteristici rilievi morfologici descritti nel paragrafo 3.2.2. Poco più a est ad una profondità di circa 150 m si osservano due discontinuità parallele tra loro ed orientate ENE-WSW che tagliano ortogonalmente una rottura di pendio dando origine ad una depressione larga circa 250 m e profonda 7-10 m.

La porzione sud-occidentale del Ridge di Riposto è bordata da un ben sviluppato sistema di faglie orientato circa NE-SO (fig.3.13); esso prosegue anche nel settore più costiero dove interessa il deposito sommerso del Chiancone ed il terrazzo deposizionale ad esso associato mostrando notevoli scarpate immergenti verso SE e disposte en-échelon. Questo sistema di faglie è costituito da due master fault. La più settentrionale è localizzata

a largo di Torre Archirafi e mostra un'orientazione NE-SO; essa produce notevoli scarpate ad alto angolo che bordano verso sud la Secca di Riposto e che si seguono per circa 3 km fino a profondità superiori ai 130 m, mostra; l'altezza delle scarpate varia tra 20 e 25 m lungo tutta l'estensione del lineamento mentre la pendenza si aggira attorno ai 25-30°. A questa faglia sono associati una serie di lineamenti strutturali minori (splay) che si sviluppano per qualche centinaio di m a partire dalla profondità di 40 m (in corrispondenza del ciglio del terrazzo deposizionale sommerso) fin quasi la linea di costa mostrando scarpate di 4-5 m orientate da E-O a NE-SO. Sempre alla stessa faglia sono associati due lineamenti strutturali estesi poco meno di un km che presentano una direzione circa E-O; in corrispondenza degli incroci tra questi lineamenti e la master fault, con angoli di 60-70°, si ritrovano le due porzioni più superficiali della secca (-66 a 2,3 km dalla costa e -94 m ad una distanza di 3,5 km da costa). Immagini Side Scan Sonar ad alta risoluzione acquisite a circa 120 m di profondità lungo la scarpata di questa faglia hanno messo in evidenza la presenza di una successione di testate di strato immergenti verso NO (fig. 3. 13).

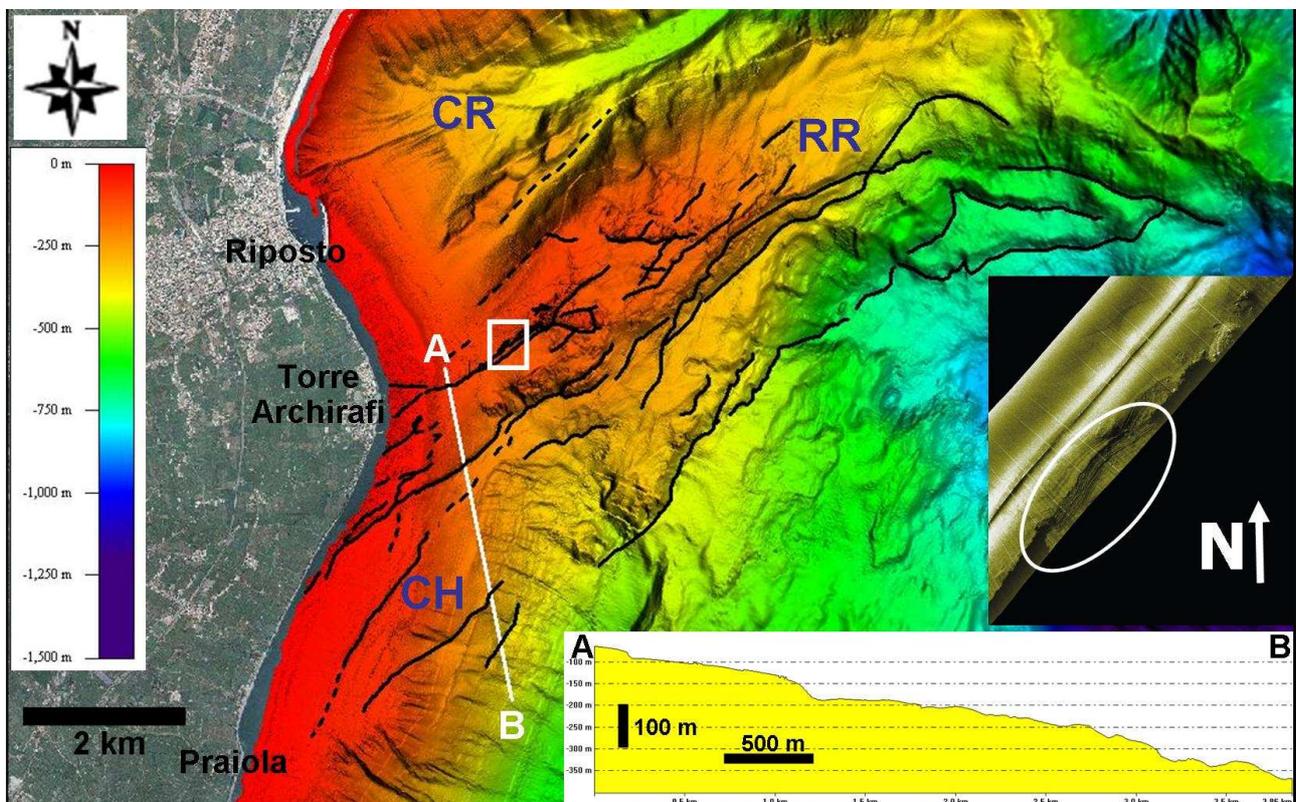


Fig. 3.13 Sistema di faglie (linee continue nere, tratteggiate se presunte) che disloca il Ridge di Riposto (RR) ed il deposito sommerso del Chiancone (CH); CR= Canyon di Riposto. In basso un profilo topografico circa ortogonale alle scarpate, mentre il riquadro bianco si riferisce all'immagine Side Scan Sonar a destra dove si osserva una successione di strati evidenziata dal cerchio bianco.

Alcune centinaia di metri più a sud si individua un altro piccolo sistema di faglie con caratteristiche simili al precedente. Queste strutture convergono in un'unica faglia principale, la seconda master fault, che da origine ad una scarpata che si estende fino a profondità di oltre 200 m per oltre 3 km in direzione NE-SO; l'altezza della scarpata raggiunge valori massimi prossimi ai 30 m con pendenze intorno ai 20-25°. Osservazioni subacquee realizzate presso queste strutture hanno permesso di individuare alla base delle scarpate cospicui accumuli di elementi rocciosi sub-arrotondati con dimensioni molto variabili (diametri compresi tra pochi cm fino ad oltre 5 m).

Un profilo Sparker acquisito parallelamente a costa mette in evidenza le dislocazioni prodotte dalle terminazioni costiere di questi due sistemi di faglie (fig. 5.31).

Nella sua terminazione meridionale la scarpata si dispone quasi parallelamente a costa facendo perdere le proprie tracce morfologiche intorno ai -10 m a causa della rimobilizzazione del sedimento trasportato dal moto ondoso. Oltre i 200 m di profondità non si riesce più a seguire morfologicamente la scarpata a causa di un fondale piuttosto articolato costituito da nicchie d'erosione, strutture rilevate alquanto irregolari e blocchi isolati che si ritrovano abbondantemente su tutta la Secca di Riposto.

A largo della località Praiola si individuano altri due segmenti di questo complesso sistema di faglie che incidono vistosamente il ciglio del deposito subacqueo del Chiancone: quello più settentrionale da origine ad una scarpata orientata NNE-SSO che si sviluppa quasi parallelamente alla costa per circa 1,8 km a partire da -50 m fino a -90 m mostrando altezze superiori ai 20 m; un profilo sparker E-O mostra il rigetto della faglia stimabile in oltre 10m (fig. 5.31). La seconda, posta poco più a sud, si sviluppa per circa 1,6 km in direzione NE-SO con scarpate lievemente minori, da 70 fino a 130 m di profondità. Analogamente a quanto osservato più a nord, queste due faglie potrebbero essere considerate le terminazioni occidentali di una notevole scarpata riconducibile ad terza master fault che come le precedenti borda la Secca di Riposto con la medesima orientazione; tale scarpata coincide con la porzione più superficiale di una vasta area della scarpata etnea soggetta a fenomenologie d'instabilità gravitativa, che verrà ampiamente trattata nel paragrafo 3.4. Nel suo insieme il sistema di faglie che disloca il Ridge di Riposto mostra una rotazione antioraria dei suoi elementi da circa E-O a NNO-SSE ed un rigetto cumulativo di circa 60-70 m estrapolato da un profilo morfologico N-S posizionato circa 1 km a est dalla linea di costa (fig. 3.13); a maggiori distanze dalla costa tale valore aumenta a causa della maggior altezza delle varie scarpate.

3.3.2 SETTORE SUD

L'offshore costiero compreso tra Pozzillo e Acitrezza appare notevolmente controllato da numerose discontinuità orientate da N-S a NO-SE. I lineamenti strutturali presenti, soprattutto nella porzione settentrionale di questo settore, appaiono estremamente discontinui essendo frequentemente interrotti da strutture erosive o suturati da morfologie deposizionali di vario tipo.

A largo del settore costiero situato tra gli abitati di Stazzo e Pozzillo, il fronte di una colata lavica subacquea appare distintamente tagliato da una faglia immergente verso NE; essa è orientata circa NNO-SSE e produce una scarpata alta fino a 5 m. E' possibile osservare con continuità la scarpata per oltre 1 km fino ad un fondale di circa 150 m; la scarpata, seppure interrotta da diverse discontinuità, sembra proseguire verso sud, con un'orientazione N-S, fino ad interessare il Plateau delle Timpe.

Un'altra faglia, orientata circa N-S, disloca la prosecuzione in mare di un'altra colata lavica, situata poco più a nord del porticciolo di S. Tecla; essa taglia trasversalmente il fronte lavico estendendosi in mare per almeno 300 m. Numerose immersioni effettuate in loco hanno permesso di appurare che questa faglia si sviluppa a partire dalla costa fino al contatto tra le lave ed il sottostante terrazzo deposizionale sommerso (ad una profondità di circa 45 m), dove si perdono le sue tracce. E' stato possibile osservare che il piano di faglia è caratterizzato dalla presenza di presunti indicatori cinematici utili per comprendere il movimento relativo di questa struttura. Si è potuto constatare, inoltre, che nella porzione più a nord, a profondità minori di 10 m, il piano di faglia è ricoperto da un notevole spessore di materiale rimaneggiato (sostanzialmente sabbia e ciottoli lavici), proveniente dall'erosione prodotta dal moto ondoso; tale materiale ha completamente annullato il rigetto di questo tratto della faglia occultandolo all'indagine multibeam.

L'offshore tra S. Maria La Scala e Acitrezza, caratterizzato dalla presenza del vasto Plateau delle Timpe, appare intensamente dislocato da numerosi lineamenti disposti a gradinata e riconducibili quasi tutti a 4 fasci strutturali principali (fig. 3.14); a nord del Canyon di Acireale tali lineamenti si presentano piuttosto discontinui mostrando un'orientazione circa N-S ed un'immersione verso E, mentre a sud del canyon essi assumono un'orientazione dapprima NNO-SSE e poi, a largo di Capo Mulini, NO-SE, presentando una maggiore continuità ed un'immersione verso NE.

La porzione nord-orientale del Plateau delle Timpe è caratterizzata da numerose scarpate orientate circa N-S e disposte nel complesso a gradinata; la continuità laterale delle

scarpate viene spesso interrotta dalla presenza dei canyon di S. Tecla e S. Maria La Scala ed altre strutture erosive minori per cui esse si presentano suddivise in spezzoni estesi da qualche centinaio di m fino ad un paio di km. L'altezza delle scarpate varia da 10 a 50 m con inclinazioni intorno ai 20°, mentre l'immersione è quasi sempre verso est tranne sporadici casi in cui si ha un'inversione opposta dovuta a faglie antitetiche.

Il fascio strutturale più profondo è caratterizzato dalla presenza di una master fault che nel tratto nord-occidentale del Plateau delle Timpe (a largo del tratto compreso tra Acireale e Santa Caterina) si estende per oltre 2,5 km con un'orientazione N-S circa parallela a costa ad una distanza di circa 1,2-1,3 km da quest'ultima. In questo tratto la faglia genera una scarpata che si sviluppa intorno alla batimetrica -200 m, mostrando altezze variabili da 30 a 85 m e pendenze comprese tra 25 e 50°, l'andamento della scarpata appare piuttosto irregolare essendo notevolmente eroso dalle tre strutture erosive che compongono la testata del Canyon di Acireale. Nel tratto meridionale, cioè a sud del Canyon di Acireale, la master fault si triforca dando origine a una scarpata piuttosto articolata, estesa circa 2 km lungo la sua stessa direzione ed alta fino a 40 m ed a due ulteriori sistemi di faglie orientati NO-SE e lunghi oltre 5 km, il più profondo dei quali genera scarpate alte fino a 100 m con pendenze di circa 30°. Anche questi ultimi due sistemi di faglie si presentano molto articolati essendo interessati da fenomeni erosivi collegati all'azione del Canyon di Acireale. Questo fascio strutturale potrebbe rappresentare la continuazione verso sud della faglia che si sviluppa immediatamente a nord di S. Tecla, essendo la scarpata resa discontinua dalla presenza dei canyon di S. Tecla e S. Maria La Scala.

Il secondo fascio strutturale si sviluppa ad una distanza variabile tra i 200 e gli 800 m da costa con un andamento simile a quello del primo fascio. Si estende complessivamente per circa 8 km assumendo nel tratto più settentrionale una direzione circa N-S, nel tratto centrale circa NNO-SSE ed infine, a largo di Capo Mulini, ruota in senso antiorario fino ad assumere un'orientazione NO-SE. Nel primo tratto, in corrispondenza dell'offshore poco profondo antistante la località di S. Maria La Scala, si manifesta con la presenza di modeste strutture orientate circa N-S e disposte en-échelon; esse si sviluppano a profondità di 16-18 m per circa 200-300 m e dislocano fronti lavici subacquei ed il terrazzo deposizionale sottostante generando scarpate comprese tra 1 e 4 m. La continuità verso sud di questo fascio di strutture viene interrotta dalla presenza delle numerose nicchie erosive che compongono la testata del Canyon di Acireale fino a largo di Pietra Monaca dove, a profondità comprese tra 80 e 100 m, si osserva una rilevante faglia; essa si

estende per circa 1 km in modo rettilineo mostrando un'orientazione circa NNO-SSE, perfettamente parallela alla linea di costa e taglia longitudinalmente il terrazzo deposizionale sommerso, che in questo tratto appare ben sviluppato, producendo notevoli scarpate alte fino a 40 m. Circa 100 m ad est di questa faglia se ne individua un'altra parallela alla precedente con una lunghezza di circa 700 m e scarpate modeste (intorno ai 5 m). Spostandosi verso sud ed oltrepassata la testata del Canyon di Acireale, all'interno della quale si perdono le tracce del fascio strutturale, quest'ultimo prosegue con la stessa direzione a largo della località Madonna delle Grazie in corrispondenza della base del terrazzo deposizionale sommerso; esso genera una scarpata rettilinea lunga circa 2 km ed alta fino a 15-20 m alla base della quale si osserva una caratteristica morfologia rilevata-convessa. A largo del villaggio "La Perla Jonica" (Capo Mulini) e ad una profondità di circa 110 m, la faglia cambia direzione assumendo un'orientazione NO-SE. Da qui e fino ad una profondità di oltre 300 m si osserva una sequenza piuttosto articolata di scarpate estesa circa 3 km che produce dislocazioni comprese tra i 10 e i 20 m.

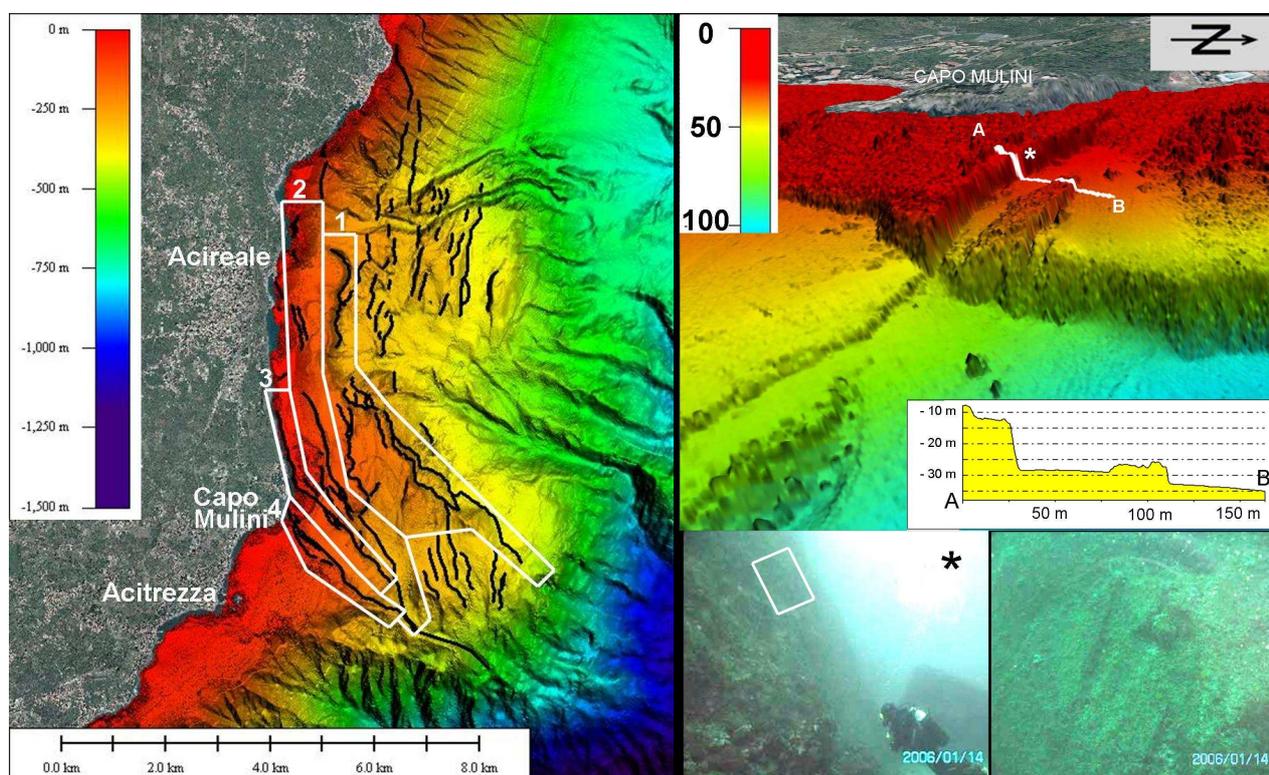


Fig. 3.14 A sinistra i lineamenti tettonici che dislocano il Plateau delle Timpe suddivisi in 4 fasci; a destra immagine 3d di una scarpata di faglia a largo di Capo Molini sul cui piano di faglia sono stati osservati degli indicatori cinematici (riquadro bianco in basso a sinistra e foto in basso a destra).

Nella porzione meridionale compresa tra il primo ed il secondo fascio si osservano alcuni lineamenti orientati da NNO-SSE a NO-SE e disposti a gradinata che presentano

lunghezze da 500 m a 1,5 km e scarpate con altezze dell'ordine della decina di metri e pendenze di circa 10°.

Il terzo fascio si estende per oltre 5 km a partire dalla località S. Caterina con un andamento simile ai precedenti fasci. Il tratto settentrionale si sviluppa nel sotto costa in corrispondenza della base sommersa della Timpa e si estende per 2,7 km in direzione NNO-SSE producendo scarpate di faglia sub-verticali alte 25-30 m. A largo del villaggio "" la faglia ruota fino ad assumere una direzione circa NO-SE generando una scarpata verticale alta oltre 15 m che disloca l'ampio fronte di una colata lavica ed il terrazzo deposizionale ad esso correlato.

Parallelamente a questa porzione della faglia si sviluppa un'altra struttura con rigetti inferiori (4-5) e immersione opposta, per cui nell'insieme queste due scarpate formano un profondo graben, denominato Graben di Capo Mulini. Il fascio strutturale, prosegue poi, sempre in direzione NO-SE, fino a una profondità di circa 250 m dove si raccorda con i fasci precedenti; lungo questo tratto esso presenta un andamento piuttosto articolato con scarpate alte fino a 20 m.

Nel settore compreso tra il secondo e terzo fascio si osservano alcune scarpate di 10-15 m localizzate a largo della Perla Jonica che nel primo tratto bordano la base del terrazzo deposizionale sommerso in direzione NNO-SSE per poi ruotare ed assumere un'orientazione NNO-SSE fino a congiungersi a maggiori profondità con gli altri fasci strutturali.

A largo del promontorio di Capo Mulini si sviluppa il quarto fascio di faglie, che dalla linea di costa prosegue per circa 3,5 km con direzione NO-SE fino a profondità oltre i 300 m. Nel tratto più costiero produce due scarpate sub-verticali, parallele tra loro ed alte fino a 18 m quella occidentale e fino a 10 m quella orientale; entrambe dislocano il fronte subacqueo di una colata lavica, come osservato anche per il terzo fascio. Numerose immersioni realizzate lungo queste scarpate hanno permesso di rilevare la presenza sul piano di faglia della scarpata occidentale di ben evidenti strie che forniscono indicazioni sul suo cinematismo.

Nel tratto più profondo il fascio è costituito da alcune faglie che talvolta si segmentano in spezzoni estesi da 200 m a 2,6 km; queste generano una scarpata piuttosto articolata alta complessivamente 40-50 m ed immergente di 15-25° verso NE, all'interno della quale si osservano dislocazioni minori di 10-20 m. Tra -75 m e i -120 m, la scarpata borda il lato settentrionale di due corpi rilevati con morfologia arrotondata e dimensioni di circa 300 m

di probabile natura intrusiva. Questo fascio strutturale si congiunge a circa -350 m con le terminazioni meridionali del secondo e terzo fascio in corrispondenza della sponda destra del Canyon di Catania (fig. 3.14).

Tale lineamento è ben riconoscibile nei tratti da -200 a -500 m e dai -600 m fino ad almeno -1.800 m, dove sembra incidere il limite settentrionale del canyon di Catania. Il suo sviluppo dai -500 m ai -600 m non è chiaro.

Nell'area sommersa tra Acitrezza e Acicastello si sviluppa un altro complesso sistema di faglie, il Sistema di Faglie di Acitrezza (fig. 3.15). Si tratta di un fascio di faglie orientato circa ENE-OSO, che mostra una geometria tipo flower system con la master fault che si estende per più di un km da sotto costa fino a profondità superiori ai 100 m seguendo una direzione circa E-O; questa faglia mostra una chiara componente trascorrente destra, evidenziata dalla dislocazione orizzontale di circa 250 m di un corpo intrusivo localizzato poco più a largo dei "Faraglioni" di Acitrezza.

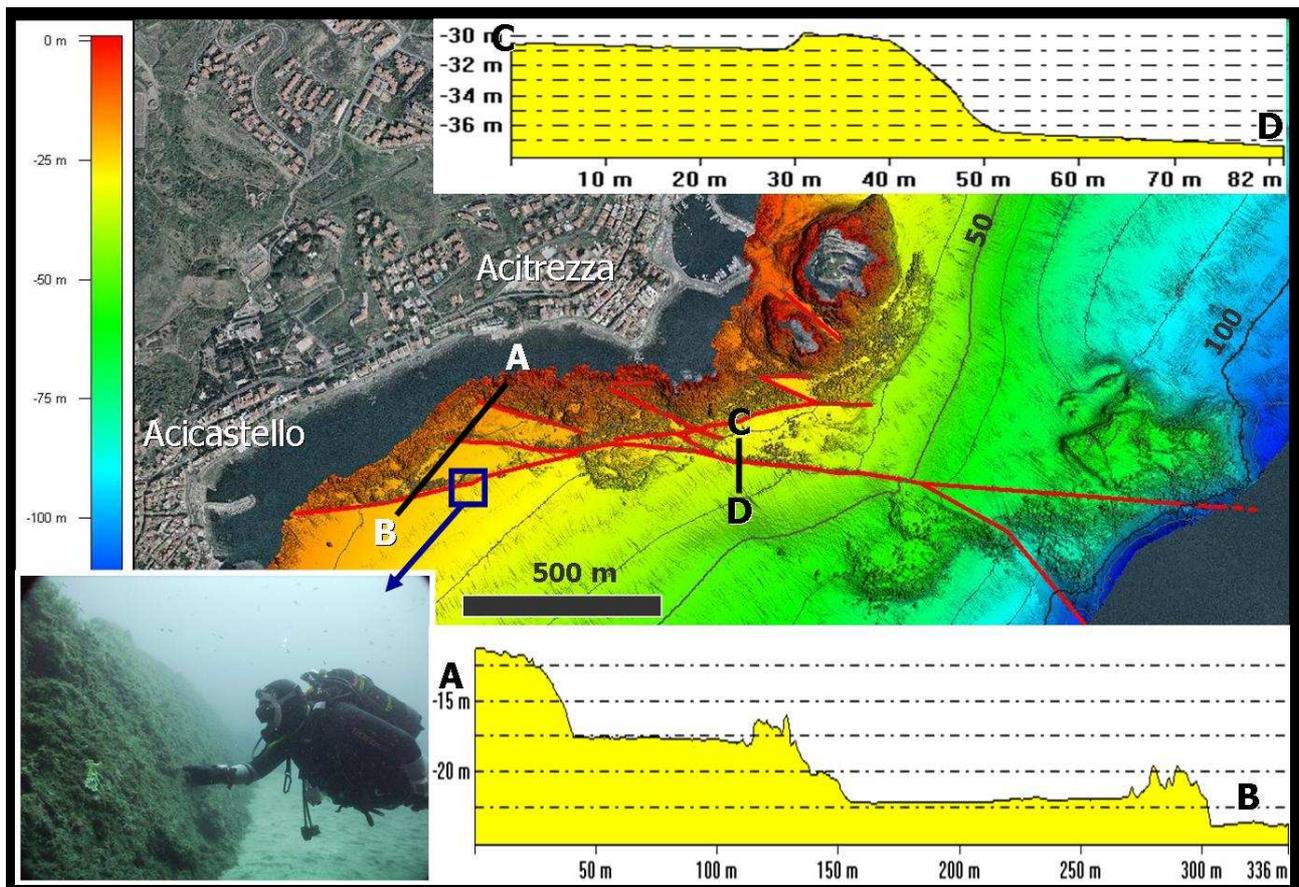


Fig.3.15 Scarpate di faglia a largo di Acitrezza con due profili topografico una riferito alla master fault (CD) ed uno agli splay occidentali (AB); in basso a sinistra una foto durante un'immersione lungo una di queste scarpate.

La master fault sembra proseguire a profondità maggiori allineandosi, insieme ai lineamenti dei vari fasci della Timpa, al bordo settentrionale del Canyon di Catania. Nel settore costiero la master fault sembra suddividersi in una serie di splay orientati da ONO-ESE a OSO-ENE ed estesi per qualche centinaio di metri che producono scarpate con altezze variabili tra 1 e 5 m. Tuttavia le loro effettive estensioni non sono apprezzabili in quanto la mancanza di dati batimetrici nell'immediato sottocosta non ne permette una visione completa.

Numerose immersioni realizzate in quest'area hanno messo in evidenza la presenza di scarpate piuttosto discontinue con superficie spesso alterata da abbondanti incrostazioni. Altri lineamenti di modeste estensioni si rilevano in corrispondenza delle isole che formano l'Arcipelago dei Ciclopi: si tratta di lineamenti orientati circa NE-SO che dislocano di qualche m le varie isolette. I lineamenti presenti all'interno dell'area compresa tra Acitrezza ed Acicastello, insieme agli affioramenti vulcanici, verranno largamente approfonditi all'interno del paragrafo 3.2.3 (Rilevamento geologico subacqueo all'interno dell'AMP Isole Ciclopi).

La porzione meridionale dell'area studiata, a sud di Acicastello, è caratterizzata da un'ampia piattaforma continentale che appare priva di lineamenti strutturali.

A circa 1800 m di profondità si osserva una ripida e rettilinea scarpata, orientata NNO-SSE ed alta fino a 200 m che tronca bruscamente la base della scarpata continentale, dislocando le dorsali che si trovano interposte ai vari canyon del settore ed originando formando una serie di caratteristiche "faccette triangolari". L'estensione verso sud di questo importante lineamento non è chiara a causa della mancanza di dati batimetrici.

3.4 STRUTTURA AD ANFITEATRO

Nella porzione compresa tra il Ridge di Riposto e la Valle di Archirafi si individua una struttura piuttosto articolata, a forma di anfiteatro in pianta, all'interno della quale si riconoscono numerosi elementi morfologici depressi (fig.3.16).

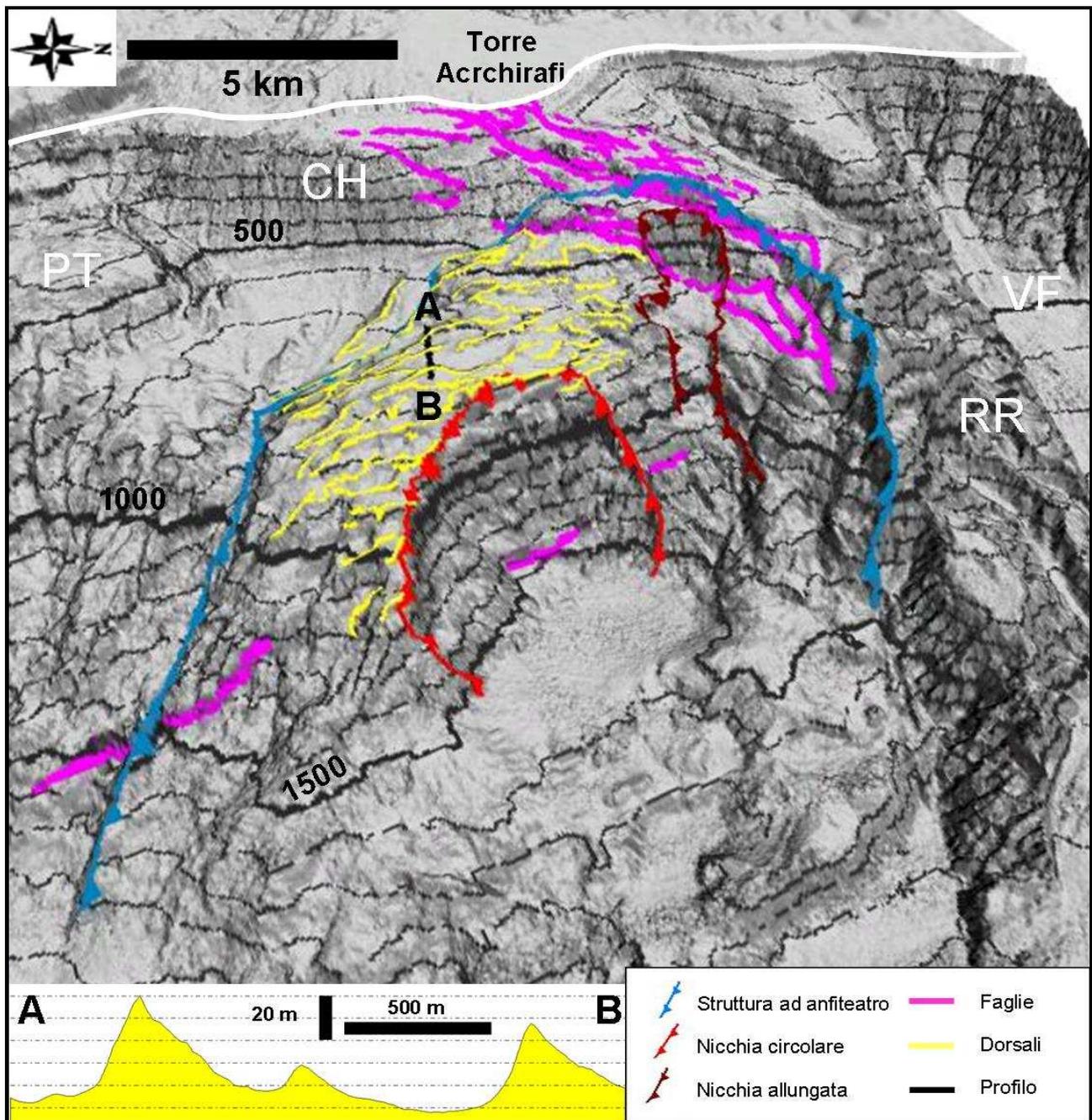


Fig. 3.16 Immagine 3D (esag. vert. 3x) della struttura ad anfiteatro all'interno della quale si osservano due nicchie di distacco e delle dorsali curvilinee a cui si riferisce il profilo topografico in basso a sinistra. PT=Plateau delle Timpe, CH=Deposito sommerso del Chiancone,RR=Ridge di Riposto, VF=Valle di Fiumefreddo.

Tale struttura si sviluppa sulla scarpata continentale a partire da circa -300 m fino alla base di quest'ultima posta a 1.800-1.900 m di profondità; essa mostra una larghezza massima di circa 13 km mentre l'estensione longitudinale alla scarpata misura circa 18 km, interessando una superficie complessiva di circa 115 km².

All'interno di questa struttura si riconoscono due zone caratterizzate da un assetto morfostrutturale molto differente.

Nella zona settentrionale, estesa per circa 35 km², coesistono gli elementi che caratterizzano la parte centrale del versante sud del Ridge di Riposto. Si riconoscono delle grosse porzioni di substrato costituite da gradoni sub-pianeggianti, che ribassano i depositi della dorsale formando delle scarpate alte da 20 a 125 m con pendenze di 10-15°.

La zona centro-meridionale è costituita da una struttura di forma irregolare allungata in direzione NO-SE che ricopre una superficie di circa 80 km². Tale struttura presenta una larghezza massima di circa 8 km misurata nella porzione centrale ed una lunghezza, lungo l'asse maggiore, di circa 16 km. Nella parte meno profonda essa appare rilevata rispetto ai fondali adiacenti di oltre 150 m.

Tale struttura è costituita da una serie di dorsali strette ed allungate disposte parallelamente al pendio visibili fino a circa 1200 m di profondità; si tratta di elementi molto arcuati con lunghezze medie di 1,5 km e massime di 4 Km. Le dorsali sono orientate circa N-S e sono intervallate da zone sub-pianeggianti. Le altezze delle dorsali misurano da 15 a 50 m e le larghezze da 50 a 80 m. Nell'insieme appaiono morfologicamente come creste (fig. 3.16) con un assetto in contropendenza: il profilo trasversale (E-W) è, infatti, asimmetrico, con il lato più inclinato (5-20°) immergente verso W, mentre quello verso E risulta meno inclinato (3-12°).

Numerosi campionamenti (dragaggi) effettuati su queste dorsali indicano che esse sono litologicamente costituite da peliti ad alto grado di consolidazione.

Nella porzione più profonda di questa struttura, a partire da una profondità di circa 650 m e fino alla base della scarpata continentale, si riconosce un'ampia depressione di forma semicircolare, aperta verso est e disposta in modo concentrico rispetto alla struttura stessa. Tale depressione rappresenta una grossa nicchia di distacco che si estende per circa 6 km in larghezza mostrando delle scarpate di notevoli dimensioni con altezze da 500 a 880 m e pendenze anche sub-verticali.

Alla base di questa nicchia è presente un'area sub-pianeggiante di forma ovale ricoprente una superficie di circa 12 km², delimitata verso E da strutture rilevate di forma irregolare, probabilmente di natura deposizionale legate all'instabilità del sistema. Un profilo sismico sparker ad alta risoluzione realizzato lungo l'asse maggiore di quest'area ha evidenziato la presenza di un bacino di sedimentazione di forma cuneiforme riempito da una successione di riflettori ben marcati potente oltre 100 m (fig.5.36).

Il passaggio tra la zona settentrionale e quella meridionale della struttura ad anfiteatro, avviene attraverso un elemento depresso molto allungato la cui forma ricorda quella della

mano (fig. 3.16). Questa depressione è orientata NO-SE e si presenta lunga più di 5 km e larga mediamente 1 km; all'interno di essa si osservano una serie di scarpate di diverse decine di m di altezza orientate parallelamente al pendio e disposte a gradinata.

Alla base dell'intera struttura ad anfiteatro si osserva una morfologia piuttosto caotica costituita da strutture rilevate di forma irregolare talvolta interrotta da limitate aree depresse e pianeggianti; nella parte più distale essa appare notevolmente incisa da un vasto e piatto canyon formando delle scarpate dell'ordine di 150-250 m con pendenze medie superiori ai 30°. Oltre il canyon si rileva la presenza di strutture tabulari rialzate rispetto al thalweg del canyon di 100-200 m; esse si estendono sulla piana batiale per diversi km e appaiono ribassati verso sud da scarpate alte 100-150 m.

Una struttura simile è presente anche poco più a nord in corrispondenza dello sbocco della Valle di Fiumefreddo; si tratta di un elemento, anch'esso allungato in direzione NO-SE, che si estende sulla piana batiale per oltre 10 km.

La mancanza di dati nelle porzioni più profonde non permette un'analisi più approfondita di queste strutture.

3.5 ELEMENTI MORFO-STRUTTURALI SOTTO COSTA

Vengono ora descritti principali elementi morfo-strutturali presenti nel fondale ionico etneo all'interno della fascia batimetrica tra 0 e 120 m, indagati per mezzo del rilievo multibeam ad alta risoluzione (inferiore al metro) e tramite osservazioni dirette (immersioni). Tali elementi sono stati divisi in 3 categorie, ad ognuna delle quali è dedicato un paragrafo: terrazzi deposizionali sommersi, colate laviche subacquee e morfologie da corrente. Essi verranno descritti mantenendo il consueto ordine di presentazione da nord verso sud, mentre non saranno trattati i lineamenti tettonici in quanto sono stati ampiamente analizzati nel paragrafo 3.3. Un paragrafo a parte sarà, invece, dedicato al rilevamento geologico subacqueo effettuato all'interno dell'AMP Isole Ciclopi.

3.5.1 TERRAZZI DEPOSIZIONALI SOMMERSI

In numerosi tratti costieri dell'area studiata si individua la presenza di terrazzi deposizionali sommersi (TDS), che ricoprono in discordanza la piattaforma d'abrasione continentale.

I TDS sono strutture deposizionali affioranti sui fondali marini a profondità relativamente limitate (generalmente entro i -150 m), a geometria cuneiforme e morfologia terrazzata.

La struttura interna di questi corpi sedimentari è sempre clinostratificata con accrescimento progradante verso il bacino; la granulometria dei sedimenti è in genere sabbiosa, ma in certi casi anche pelitica o ruditica; le dimensioni dei TDS sono solitamente dell'ordine delle decine di metri di spessore, delle centinaia di metri per l'estensione perpendicolare alla costa e delle migliaia (e a volte decine di migliaia) di metri per quella parallela alla costa (Chiocci et al., 2004). Lo spessore, generalmente compreso tra 10 e 30 m, è condizionato dalla più o meno elevata disponibilità di sedimento; la larghezza è strettamente in relazione all'acclività e all'estensione del margine continentale; la lunghezza, estremamente variabile, è influenzata dalla sinuosità della costa e dalla presenza di lineamenti vulcano-tettonici e canyon sottomarini.

I lineamenti morfologici principali di un TDS, dalla costa verso il largo, sono: apertura, tetto, ciglio, scarpata frontale e chiusura (fig. 3.17). Non sempre è possibile identificare tutti questi elementi, specie se non si hanno a disposizione dati di sismica a riflessione; tuttavia, nella maggior parte dei casi, l'individuazione anche solo del ciglio (rappresentato da una rottura di pendenza convessa) permette di riconoscere un TDS.

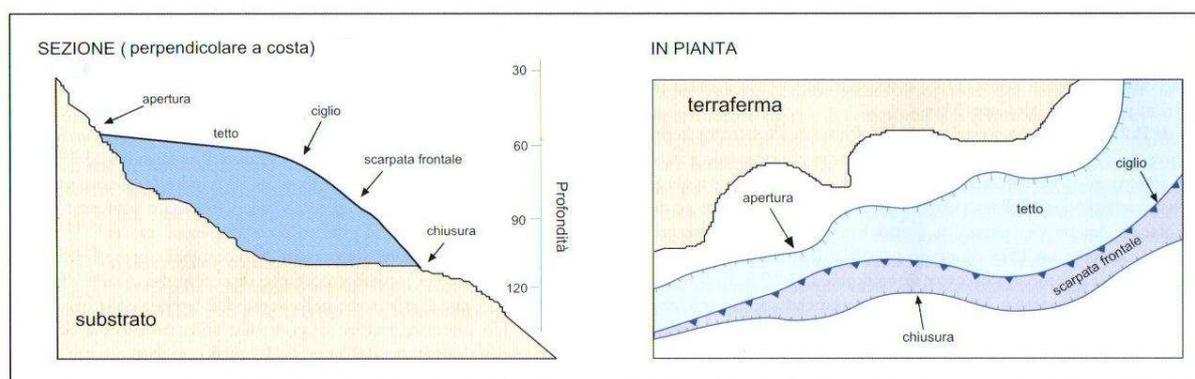


Fig.3.17 Lineamenti morfologici principali dei TDS (modificato da Chiocci et al., 2004).

I TDS si ritrovano quasi sempre su tratti di margine continentale caratterizzati da piattaforme ridotte (inferiori a 10 km) e/o ad alta acclività (comprese tra 0,5° e 2°), comuni a coste insulari, vulcaniche o interessate da lineamenti tettonici (come nel caso della costa etnea, dove sono presenti tutti e tre questi requisiti). Secondo l'interpretazione di Chiocci & Romagnoli (2004) i TDS si formerebbero interamente al di sotto del livello di base delle onde per mobilizzazione e redistribuzione dei sedimenti detritici prodotti dall'erosione litorale, in risposta ad eventi meteo-marini di maggiore energia.

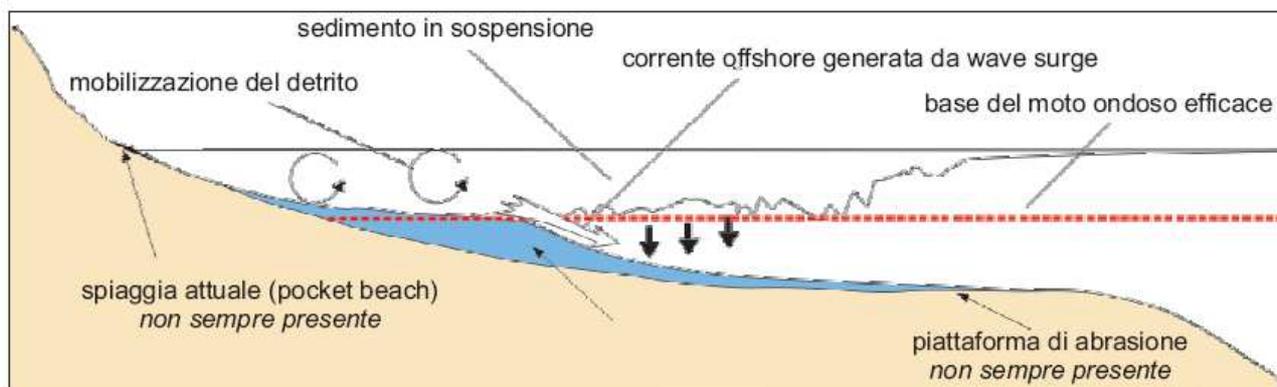


Fig. 3.18 Genesi di un terrazzo deposizionale sommerso (Chiocci e Romagnoli, 2004)

L'origine dei terrazzi deposizionali è, in linea di massima, da attribuirsi a periodi in cui il livello del mare si trovava a quote sensibilmente più basse di quelle attuali, ossia quando un'enorme quantità d'acqua era immagazzinata nelle masse glaciali continentali. Essi si formano in corrispondenza di stazionamenti del livello del mare nel corso della fase di risalita post-glaciale e si impostano generalmente su preesistenti piattaforme di abrasione marina; in questo caso, allora, il ciglio dei TDS può coincidere con quello delle piattaforme stesse. Pertanto, la superficie d'appoggio tra il TDS e la sottostante piattaforma continentale è costituita da una superficie erosiva inclinata (fig. 3.18).

Nel settore etneo i TDS si sono formati successivamente alla fase di basso stazionamento dell'ultimo acme glaciale, risalente a circa 18 ka fa, quando il livello del mare era più basso di circa 120 m rispetto all'attuale. Ampiezza, spessore, profondità e tempo di formazione dei vari TDS presenti nell'area studiata varia in base a diversi parametri, tra cui i più importanti sono il livello del mare e la disponibilità di materiale, che può essere ricavato dallo smantellamento di affioramenti costieri, depositi vulcanoclastici e colate laviche.

L'importanza della presenza di queste strutture deposizionali risiede nel fatto che essi possono essere utilizzati, come nel caso dei terrazzi marini costieri emersi, come markers per evidenziare i movimenti verticali recenti e le discontinuità presenti, nonché per datare i corpi vulcanici che su di essi si sono impostati o che da essi sono stati ricoperti.

L'idoneità dei TDS nell'ambito di uno studio di neotettonica è, inoltre, aumentata da diversi fattori, quali la loro estrema facilità identificativa, l'assenza di erosione post-deposizionale e la loro elevata continuità laterale (Chiocci et al., 2004).

Nel settore settentrionale dell'area studiata si riscontra un TDS, morfologicamente ben evidente, che si estende per circa 9 km da Fiumefreddo a Riposto, appoggiandosi su una piattaforma d'abrasione ampia 2,3 km e con il margine posto a circa -150 m. Il ciglio del

TDS si trova ad una profondità media di circa 25 m, mentre la chiusura, non sempre facilmente individuabile, è posta a circa 50-70 m; per cui lo spessore medio è quantificabile in 40 m.

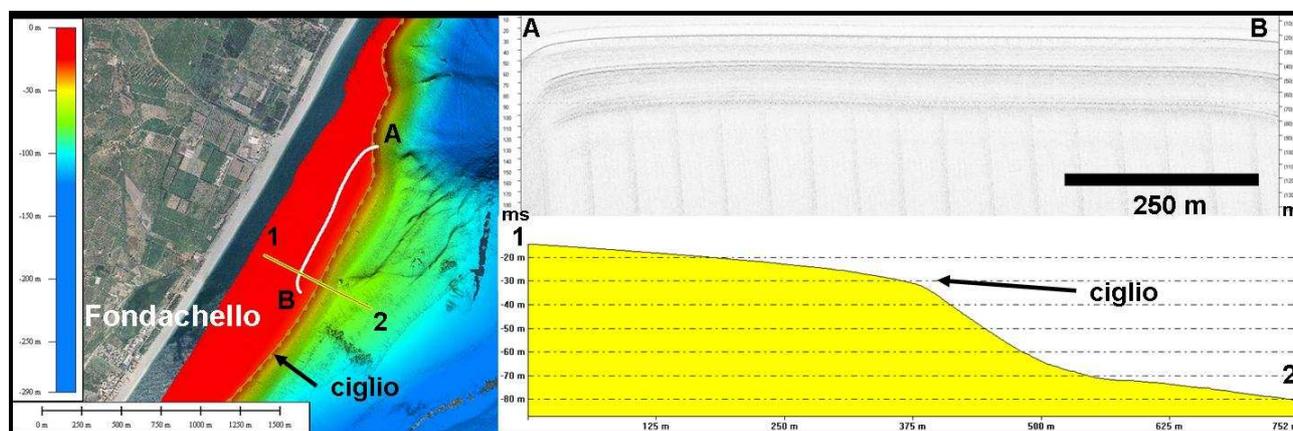


Fig 3.19 Terrazzo deposizionale sommerso a largo di Fondachello; in alto a destra un profilo longitudinale Sub bottom Profile, in basso a destra un profilo topografico perpendicolare.

L'estensione perpendicolare a costa assume valori piuttosto variabili che vanno da un minimo di 250 m di fronte a Fiumefreddo ad un massimo di 620 m a nord di Fondachello (fig. 3.19). A largo di Fiumefreddo e di Riposto, inoltre, la larghezza del TDS si riduce notevolmente per la presenza ripetitivamente della testata della Valle di Fiumefreddo e di quella del Canyon di Riposto.

In tutto il suo sviluppo, in corrispondenza del settore a nord di Riposto, il TDS appare indisturbato da lineamenti tettonici.

Nell'offshore compreso tra Riposto e S. Tecla si individua un TDS il cui sviluppo è fortemente influenzato dal deposito vulcanoclastico del Chiancone e dalla presenza di numerosi lineamenti tettonici. A largo Torre Archirafi e di Praiola il ciglio del TDS si colloca ad una profondità di circa 35-40 m ad una distanza dalla costa compresa tra 630 e 900 m. Lo spessore del TDS non è quantificabile poiché non è possibile individuarne la chiusura. Subito a nord di Pozzillo la larghezza del TDS è ridotta a causa della presenza della testata del Canyon di Pozzillo.

Nell'offshore compreso tra Pozzillo e S. Tecla, il tetto del TDS è quasi completamente ricoperto dai fronti sommersi di colate laviche che solo in limitati tratti permettono l'individuazione del ciglio e della chiusura del terrazzo. Nell'offshore compreso tra le località di Pozzillo e Stazzo il ciglio del terrazzo deposizionale sommerso si attesta intorno

ai 30-35 m di profondità, con l'estensione perpendicolare a costa che si riduce notevolmente rispetto al settore posto a nord, raggiungendo il valore minimo di 220 m.

In corrispondenza di S. Tecla il ciglio è posto a maggiore profondità (in media a -40 m), a seguito del dislocamento causato da un lineamento tettonico. A sud della stessa località e fino a S. Maria La Scala, il TDS è facilmente individuabile, essendo ricoperto da colate laviche solo in piccoli tratti; la larghezza varia tra 300 e 550 m, mentre il ciglio si attesta tra i -35 e -45 m.

Il fondale antistante la porzione più settentrionale della Timpa di Acireale, precisamente in corrispondenza della località di Pietra Monaca, è caratterizzato dalla presenza di un TDS ben sviluppato; qui il terrazzo presenta una larghezza massima di circa 550 m, con un ciglio posto a 35-40 m di profondità. Esso è parzialmente ricoperto al tetto dal fronte di una colata lavica, dal cui peso sembra essere stato deformato (fig. 5.16). L'estensione parallela a costa invece è molto limitata (meno di 2,5 km), poiché chiude bruscamente a nord di Pietra Monaca e si restringe vistosamente a largo di S. Maria delle Grazie dove risulta ampio circa 100 m.

Nel fondale antistante la porzione meridionale della Timpa si osserva un TDS molto sviluppato e vistosamente dislocato da importanti lineamenti tettonici che ne ribassano ripetutamente il ciglio. In questo settore il TDS è strettamente connesso con l'ampio fronte sommerso di una colata lavica, condividendone estensione e ciglio. L'estensione lungo costa misura circa 2 km, mentre la massima larghezza è di oltre 600 m misurata a largo della Perla Jonica. La profondità del ciglio subisce continue ed improvvise variazioni a causa delle dislocazioni tettoniche (con presenza di horst e graben) oscillando fra 78 m a largo della Perla Jonica e 25 m a largo di Capo Mulini.

Il settore meridionale dell'area studiata, da Capo Mulini a Catania, è caratterizzato dalla presenza di un'ampia piattaforma continentale. Su questa poggia un terrazzo deposizionale sommerso facilmente individuabile solo in alcuni tratti. Nei pressi di Acitrezza esso mostra una larghezza di circa 650-700 m con il ciglio posto a circa 35-40 m; in questo tratto il TDS è fortemente influenzato dalla presenza di numerose faglie e di intrusioni magmatiche sottomarine sia emerse che sommerse.

Ad Acicastello si osserva un TDS con il ciglio posto a 75 m di profondità ed esteso per circa 1,2 km. Spostandosi verso sud il fondale sottocosta è in gran parte ricoperto dai fronti di colate laviche; tuttavia in prossimità di Ognina si rinviene un TDS con ciglio posto a 45-50 m di profondità ed esteso perpendicolarmente a costa per circa 200 m. Questo

terrazzo chiude immediatamente a nord in corrispondenza della testata del Canyon di Catania.

3.5.2 COLATE LAVICHE SUBACQUEE

L'area studiata è ampiamente ricoperta dai prodotti lavici riferibili alle diverse fasi, più o meno recenti, che hanno caratterizzata l'attività dell'Etna.

All'interno dell'area studiata i prodotti vulcanici sommersi posti più a nord si rinvencono in corrispondenza di Riposto e sono rappresentati dal deposito vulcanoclastico denominato Chiancone (le cui caratteristiche generali sono state descritte in precedenza).

Poco più a nord dell'abitato di Pozzillo, in corrispondenza dello sbocco a mare del torrente Fago, si individua un limitato deposito grossolano: probabilmente si tratta di materiale vulcanoclastico trasportato dal torrente stesso durante le fasi di piena oppure è riconducibile ad una colata lavica che si è messa in posto prima o durante il Chiancone.

Le prime colate laviche si rinvencono in prossimità di Pozzillo, dove, in corrispondenza del porticciolo, si individuano tre fronti differenti.

Quello posto più a nord ricopre con uno spessore di un paio di metri una superficie di circa 0.1 km², estendendosi in lunghezza per quasi 800 m e in larghezza per circa 200 m e raggiungendo una profondità massima di 14 m. Tale fronte si appoggia su un ampio TDS, occupandone una limitata porzione del tetto. La morfologia sommersa di questa colata (ampiamente modellata dal moto ondoso e dalle correnti marine) fa pensare al prodotto di un'eruzione non troppo recente.

Immediatamente a sud di questa colata se ne individua una seconda, la quale ricopre una modesta superficie del fondale antistante l'abitato di Pozzillo. La porzione meridionale di questa colata è erosa dalla testata del Canyon di Pozzillo. Più a sud, si individua il fronte di un'altra colata lavica sovrapposto al precedente. Esso ricopre una superficie di circa 0,4 km² estendendosi parallelamente alla costa per circa 2 km contornando in tutto il suo sviluppo il promontorio lavico situato tra Pozzillo e Stazzo; l'estensione massima perpendicolare a costa raggiunge i 350 m in corrispondenza del porticciolo di Stazzo, mentre il ciglio è posto a circa -20 m. Il fronte di questa colata (in realtà si tratta della paleofalesia) ricopre quasi completamente, con uno spessore che in alcuni punti supera i 15 m e che diminuisce notevolmente nelle zone esterne, il tetto del sottostante TDS, eclissandone il ciglio; quest'ultimo è individuabile solo in due punti: subito a sud del

porticciolo di Pozzillo e a nord di quello di Stazzo. In alcuni tratti i prodotti di questa colata ricoprono anche la scarpata frontale del TDS, raggiungendo considerevoli profondità. La porzione nord-orientale di questo fronte appare dislocata da una faglia che genera una piccola scarpata di circa 1-2 m (fig. 3.20).

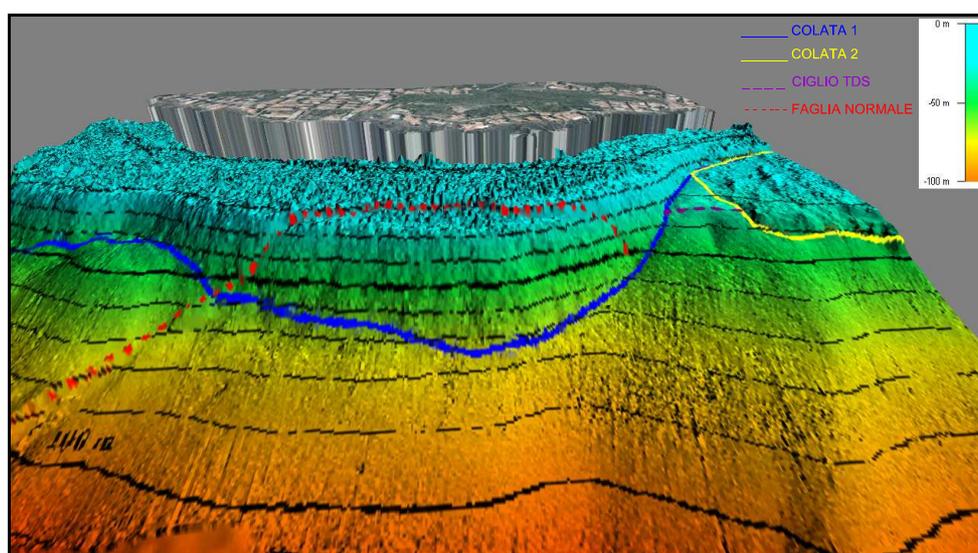


Fig. 3.20 Vista 3D del fronte di una colata lavica sommersa, tagliato da una faglia (in rosso), nei pressi di Stazzo. Da notare la sovrapposizione di questa colata (in blu) su quella più antica (in giallo) e sul TDS (in viola). Equidistanza 10 m; esagerazione verticale 1,5 x.

Immersioni subacquee effettuate in loco hanno permesso di rilevare nella parte centrale del fronte, in corrispondenza di un assottigliamento della colata, numerose protusioni laviche, poste ad una profondità compresa tra 20 e 70 m, alcune delle quali formano dei canali lavici ben conservati (fig. 5.15); queste strutture si estendono in lunghezza per qualche decina di m assumendo direzioni diverse e si mostrano abbondantemente riempite dai sedimenti sabbiosi.

La morfologia esterna di questa colata subacnea, nel complesso abbastanza scoriacea, permette di attribuire ad essa un'età piuttosto recente.

Il fondale sotto costa collocato tra Stazzo e S. Tecla è occupato da un esteso fronte lavico, ricoperto nella parte più a nord dalla precedente colata. Il fronte di questa colata sommersa ricopre una superficie di circa 0,55 km², estendendosi parallelamente alla costa per circa 2 km e perpendicolarmente ad essa per circa 400 m e mostrando il ciglio ad una profondità di 30-35 m; lo spessore medio è stimabile in circa 15-20 m.

Nella porzione più a nord i prodotti di questa colata ricoprono completamente il tetto del sottostante TDS e in alcuni tratti anche la porzione superiore della scarpata frontale,

mentre nella zona antistante S. Tecla diminuisce di molto la loro estensione verso il largo, permettendo così di localizzare il ciglio del TDS. La morfologia di questa colata sommersa indica che si tratta di un corpo messo in posto in tempi relativamente recenti, ma certamente successivi a quelli della colata precedentemente descritta, che lo ricopre.

A sud di S. Tecla il TDS è ricoperto dai prodotti di una colata lavica sommersa che si sviluppa parallelamente alla costa per circa 1,5 km e parallelamente ad essa per un massimo di 300 m. L'aspetto della porzione esterna della colata fa supporre che si tratti di una colata piuttosto antica. Essa nella parte più a nord sembra essere ricoperta dai prodotti lavici di un'altra colata molto più recente, ma di limitata estensione.

Nell'offshore antistante l'abitato di S. Maria La Scala si osserva il fronte di una colata con estensione limitata che si è messo in posto su un TDS poco sviluppato in ampiezza, coprendolo quasi del tutto.

Il fondale a largo della Timpa di Acireale è caratterizzato dalla presenza di diversi fronti di colate subacquee. Uno di questi si trova di fronte la località di Pietra Monaca: esso ricopre una superficie di circa 0,3 km², raggiungendo una profondità massima di 70 m e ricoprendo il sottostante TDS (fig.5.16). Un secondo fronte, di limitata estensione, è localizzato in corrispondenza di S. Caterina: esso si presenta parzialmente dislocato da una faglia orientata circa NE-SO.

Un'altro fronte di colata si rinviene più a sud in prossimità del Villaggio "La Perla Jonica" e del paese di Capo Mulini; qui il fronte lavico sommerso occupa una notevole superficie (circa 1 km²), formando una scarpata (paleofalesia) alta più di 15 m. Questo fronte appare ripetutamente dislocato da faglie che rigettano la colata anche di 15-20 m formando ripide scarpate alcune delle caratterizzate dalla presenza di indicatori cinematici rilevati tramite immersioni subacquee. Queste ultime hanno permesso tra l'altro di osservare numerose fratture circa perpendicolari alla superficie della colata, dovute al riequilibrio isostatico del corpo lavico.

Alla base della Timpa di Acireale, lungo tutto il suo sviluppo, si individuano altri prodotti lavici, attribuibili al detrito di versante della sovrastante falesia e/o a colate laviche molto antiche, notevolmente dislocate dalle faglie presenti. In corrispondenza della località di S. Caterina, si osservano affioramenti di lave colonnari situati ad una profondità compresa tra 5-10 m a circa 50 m di distanza dalla linea di costa; questo affioramento è stato rilevato solo tramite immersioni subacquee essendo localizzato in un settore poco profondo non coperto dai dati multibeam.

Il basso fondale antistante la costa che va dalla “Rupe di Acicastello” al porticciolo di Ognina (Catania) è caratterizzato dall’evidente sovrapposizione di due colate laviche diverse. Quella stratigraficamente più bassa (e quindi più antica) è visibile a partire dalla zona centrale del tratto di costa esaminato fino ad Ognina. I prodotti di questa colata si osservano fino a profondità di circa 40 m ed appaiono ampiamente modellati dal mare. Quella più recente, invece, borda il fondale di tutta l’area in considerazione, ricoprendo parzialmente il fronte della precedente colata. La superficie occupata è di circa 0,5 km², essendo la colata estesa in lunghezza per più di 4 km ed in larghezza per un paio di centinaia di metri al massimo; il ciglio della colata è posto a circa 15-20 m di profondità, mentre lo spessore raggiunto supera in alcuni tratti i 20 m. La morfologia scoriacea di questo corpo lavico suggerisce che si tratti di una colata relativamente recente.

Il fondale antistante il promontorio compreso tra Ognina e l’abitato di S. Giovanni Li Cuti è caratterizzato dalla presenza di un fronte lavico spesso mediamente 30 m che si imposta sull’ampia piattaforma continentale catanese (fig. 3.21); esso ricopre una superficie di circa 0,2 km² e si estende in larghezza mediamente per circa 150 m, mostrando il ciglio a -10-15 m e la chiusura a -40-45 m.

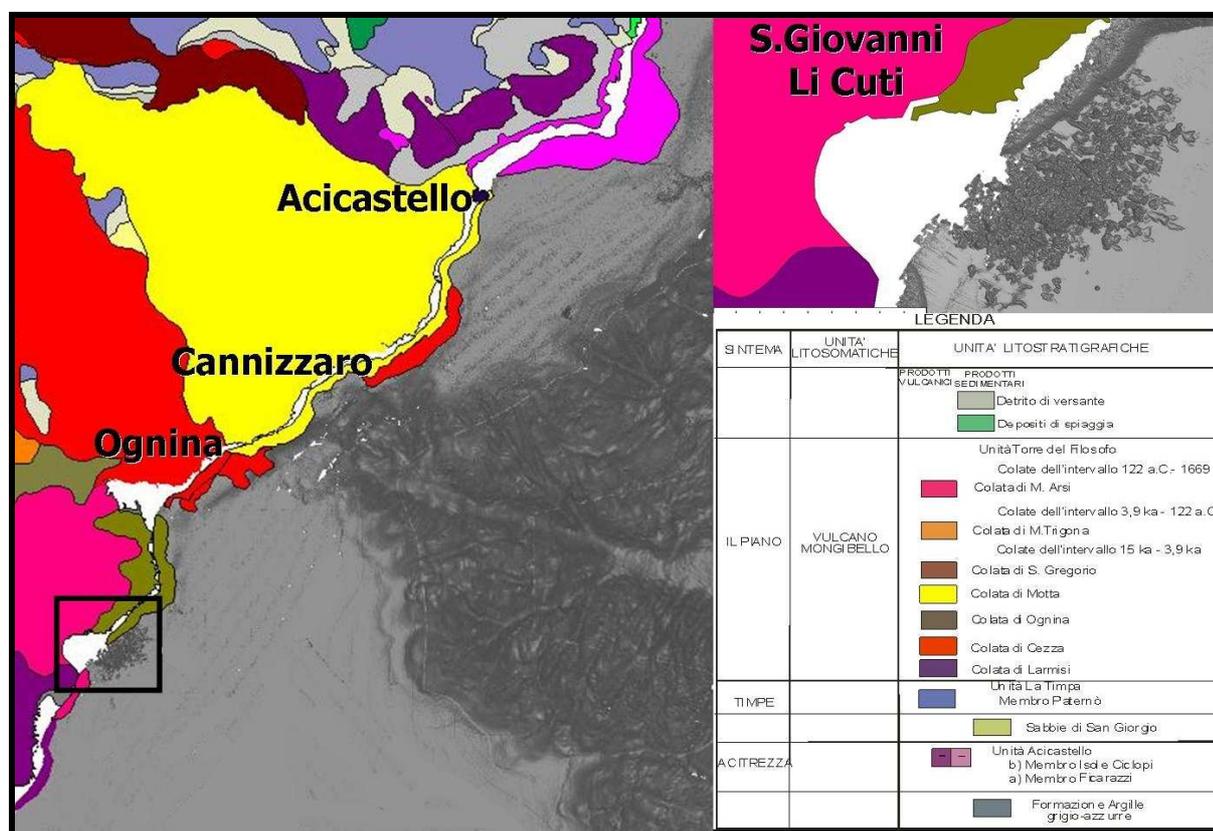


Fig. 3.21 Colate laviche in prossimità della testata del Canyon di Catania

A largo di S. Giovanni Li Cuti, ad una profondità compresa tra 25 e 35 m sono state osservate, tramite immersioni subacquee, delle caratteristiche protusioni laviche longitudinalmente molto allungate con orientazioni molto variabili; si tratta di lava tubes e canali lavici sommersi, larghi circa 5 m e lunghi in alcuni casi più di 50, simili a quelli visti nei pressi di Stazzo (fig. 5.15). La morfologia di questa colata indica che si tratta di una colata relativamente recente; la geometria complessiva di questo flusso lavico sommerso è simile a quella di un delta e testimonia la recente messa in posto della colata.

Più a sud, in corrispondenza del limite meridionale dell'area studiata, si individua un altro fronte lavico, coperto solo parzialmente dal rilievo batimetrico; esso mostra uno spessore che aumenta gradualmente verso sud e che raggiunge il valore massimo di circa 20-25 m in corrispondenza della stazione ferroviaria di Catania.

3.5.3 RILEVAMENTO GEOLOGICO ALL'INTERNO DELL'AMP ISOLE DEI CICLOPI

Nell'area compresa tra Acicastello ed Acitrezza, all'interno della perimetrazione dell'Area Marina Protetta "Isole dei Ciclopi", è stato realizzato un dettagliato rilievo geologico subacqueo effettuato attraverso numerose immersioni (condotte nel corso degli ultimi 4 anni) integrate dalla batimetria multibeam ad alta risoluzione dell'area.

L'analisi morfobatimetrica del fondale antistante Acitrezza ha permesso di definire con estrema precisione i limiti della massa intrusiva che ha dato origine all'Isola Lachea e al Faraglione di S. Maria.

Si tratta infatti di un elemento intrusivo (laccolite) a forma ellittica con l'asse maggiore di circa 500 m localizzato in un fondale posto ad una profondità compresa tra 10 e 30 m (fig. 3.22). Lo sviluppo in altezza di questo corpo sommerso è di circa 30 m a cui occorre aggiungere i 35-40 m della parte emersa. Tale massa si presenta dislocata da diversi lineamenti tettonici orientati circa NO-SE.

Poco più a largo dell'Isola Lachea, ad una profondità compresa tra 55 e 110 m, è stato individuato un rilievo morfologico di considerevoli dimensioni; si tratta, della secca conosciuta dai pescatori locali col nome di "Secca dei Saurari" (fig. 3.22). Essa si estende per circa 0.3 km² e si eleva per circa una quindicina di m da un fondale prettamente sabbioso. La porzione meridionale di questo corpo si presenta visibilmente dislocata (praticamente divisa in due tronconi) sul piano orizzontale (rigetto orizzontale stimabile in

circa 250 m) da un lineamento tettonico che mostra un evidente cinematismo di tipo trascorrente destro.

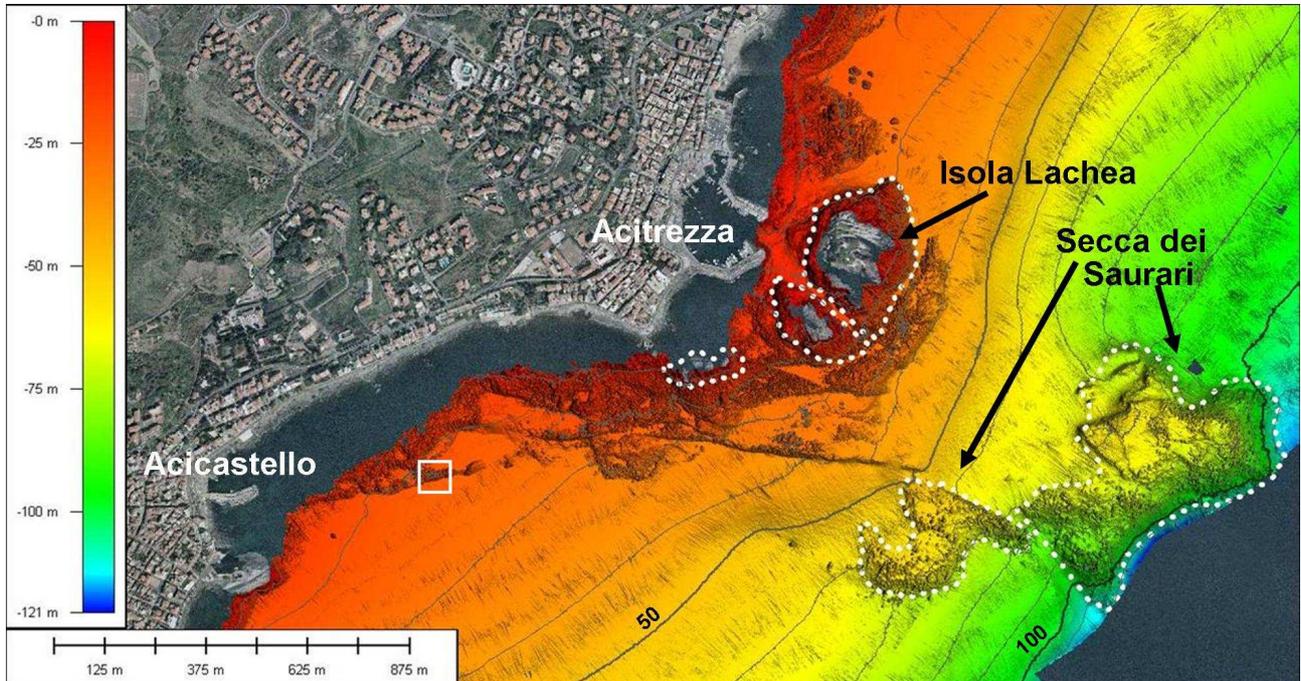


Fig. 3.22 Immagine dei corpi subvulcanici nell'offshore di Acitrezza. In basso a destra la "Secca dei Saurari"

La Secca dei Saurari è stata indagata tramite il ROV che ha messo in evidenza la presenza di morfologie che seppur molto incrostate sono riconducibile alle vulcaniti sommerse presenti nei pressi delle Isole Ciclopi.

Lo stesso lineamento tettonico, responsabile della dislocazione della "Secca dei Saurari", genera, nella porzione sotto costa posta tra Acitrezza ed Acicastello, una serie di splay, con delle scarpate di faglia dell'ordine di alcuni metri (fig. 3.23).



Fig. 3.23. Scarpata di faglia a largo del tratto compreso tra Acitrezza ed Acicastello (riquadro bianco di fig. 3. 22).

Immediatamente a nord dell'Isola Lachea si individua un gruppo (circa una decina) di piccoli rilievi, noti nell'ambiente subacqueo come “Panettoni”, che si innalzano da un fondale posto tra 20 e 30 m di profondità per un'altezza massima di circa 8 m (fig. 3.24). Essi presentano delle pareti sub verticali ed una forma sub circolare in pianta con l'asse maggiore di circa 25-30 m. Sulla sommità di questi elementi è possibile inoltre osservare delle fratture radiali con profondità dell'ordine di 20-30 cm. Un altro elemento isolato è stato individuato nei pressi della Rupe di Acicastello.

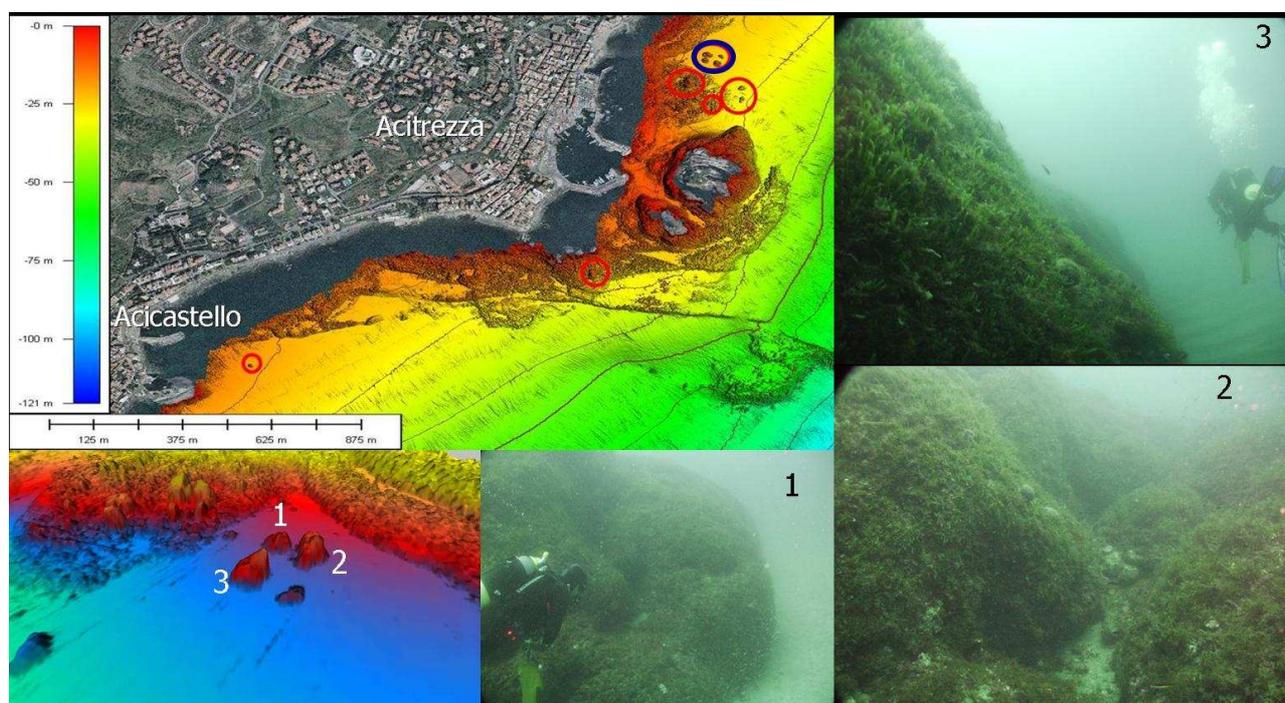


Fig. 3.24 I “Panettoni” dell’ AREA MARINA PROTETTA “Isole Ciclopi”. L’immagine 3D in basso a sinistra (esag. vert. 2x) fa riferimento al gruppo evidenziato in blu.

Attraverso le indagini geofisiche multibeam e le numerosi immersioni effettuate in loco, è stato possibile individuare vaste aree del fondale antistante Acitrezza caratterizzate dalla presenza di sviluppati basalti colonnari.

Le migliori esposizioni sono state individuate nel tratto di fondale compreso tra l’Isola Lachea e il Faraglione S. Maria, ad una profondità compresa tra 3 e 20 m (fig. 3.25)

L’aspetto geologicamente più interessante è stato quello di osservare, in alcuni casi, colonne con sezioni trasversali di dimensioni notevoli (diametro superiore ai 4 m).

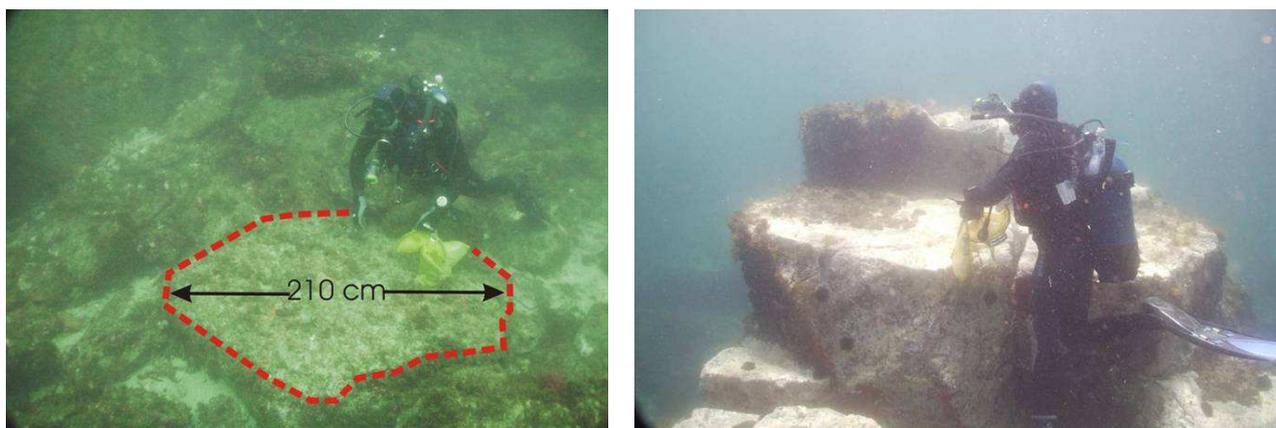


Fig. 3.25 I basalti colonnari subacquei dell'AREA MARINA PROTETTA "Isole Ciclopi"

3.5.4 MORFOLOGIE DA CORRENTE

Nei settori prossimi a costa (nei primi 120 m di profondità) i dati batimetrici multibeam ad alta risoluzione integrati per mezzo di osservazioni dirette tramite immersioni subacquee hanno permesso di rilevare numerose morfologie dovute all'interazione tra le correnti ed il fondale. I dati al di sotto della fascia batimetrica considerata, caratterizzati da una minore risoluzione, non consentono il loro riconoscimento.

Forme di fondo. In ristrette aree dell'offshore etneo poco profondo (tra -10 e -40 m) sono stati osservati dei piccoli rilievi morfologici impostati su un fondale sabbioso. Presentano una forma convessa in sezione e lobata in pianta con la porzione rivolta verso largo decisamente spigolosa; le dimensioni variano da 10 a 100 m di estensione per quanto riguarda l'asse maggiore e di 20-30 cm di altezza dal fondale.

Le maggiori concentrazioni di queste forme di fondo si ritrovano nei pressi di Praiola, Pozzillo e tra Acicastello ed Acitrezza (fig. 3.26), solitamente a poca distanza da scarpate di faglia.

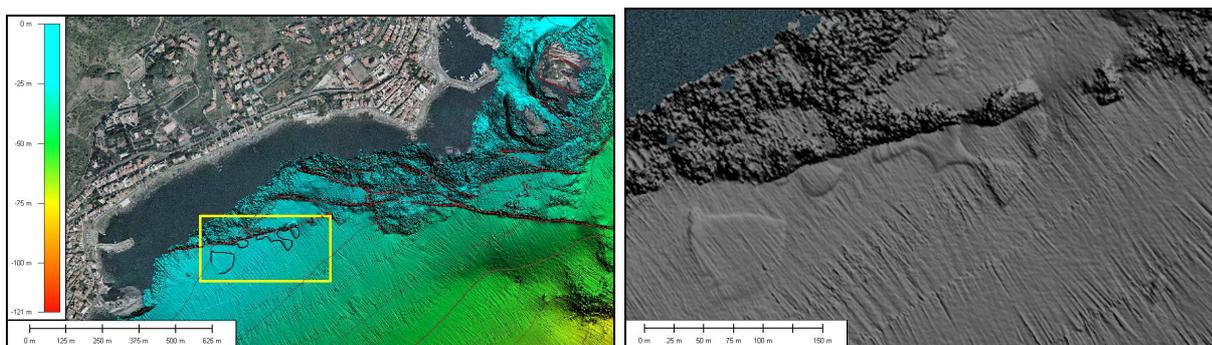


Fig. 3.26 Caratteristiche forme di fondo a largo di Acicastello (esagerazione verticale 2x)

Impronte da ostacolo. Alla base di alcuni blocchi e strutture rilevate, presenti lungo tutto il sotto-costa etneo, sono state osservate delle incisioni sub-circolari, con la concavità rivolta verso l'elemento stesso accompagnate da un deposito di forma allungata. Il fenomeno che permette la formazione di queste strutture, è dovuto all'azione di correnti di fondo parallele alla linea di costa. Questo tipo di struttura prende il nome di *comet mark*. Le correnti, incontrando un ostacolo, lo aggirano determinando un'escavazione sopracorrente con un deposito allungato (coda) sottocorrente prodotto dal flusso non più laminare, la cui direzione fornisce informazioni relative alla provenienza della massima corrente che agisce in quel settore. Nell'area di studio sono stati rilevati diversi comet mark posizionati soprattutto sulla Dorsale di Fondachello e tra S. Tecla e Cannizzaro dove sono presenti blocchi derivanti dallo smantellamento di colate laviche.

Altre strutture dovute all'interazione con le correnti di fondo sono situate nei primi 120-130 m di profondità, a largo della Timpa di Acireale (fig. 3.27). Sono caratterizzate da una morfologia depressa (profonda intorno a 5 m) ed allungata (estesa anche centinaia di m) affiancata da un deposito rilevato (potente fino a una decina di m) che mostra un analogo andamento. Si sviluppano sempre alla base delle scarpate di faglie o dei fronti delle colate e solo sul lato orientale di essi.

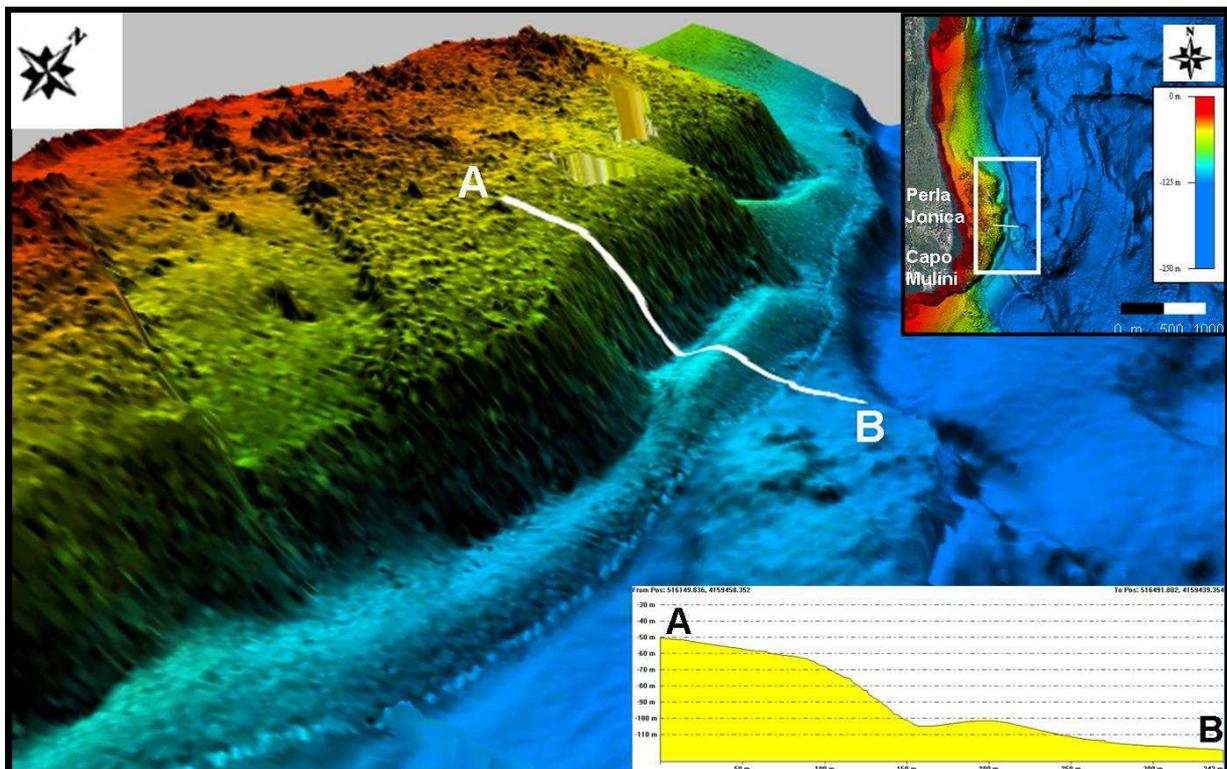


Fig. 3.27 Elementi depressi e depositi in prossimità delle scarpate prossime alla costa.

A largo del Villaggio “La Perla Jonica”, tra -70 m e -100 m di profondità (fig.), si osserva una serie di particolari strutture circa rettilinee ed allungate in direzione NW-SE (fig. 3.28). Gli elementi allungati si sviluppano lungo un pendio inclinato di circa 8° , immergente verso ENE. Tali elementi si presentano tra loro circa paralleli ed in alcuni casi si osserva la convergenza degli elementi vicini verso il basso. Le varie strutture presentano un'estensione laterale variabile da 50 m a 200 m e si sviluppano alla base del fronte lavico che interessa le porzioni sotto-costa di questo settore. In prossimità del fronte della colata l'orientazione degli elementi subisce una brusca curvatura verso N.

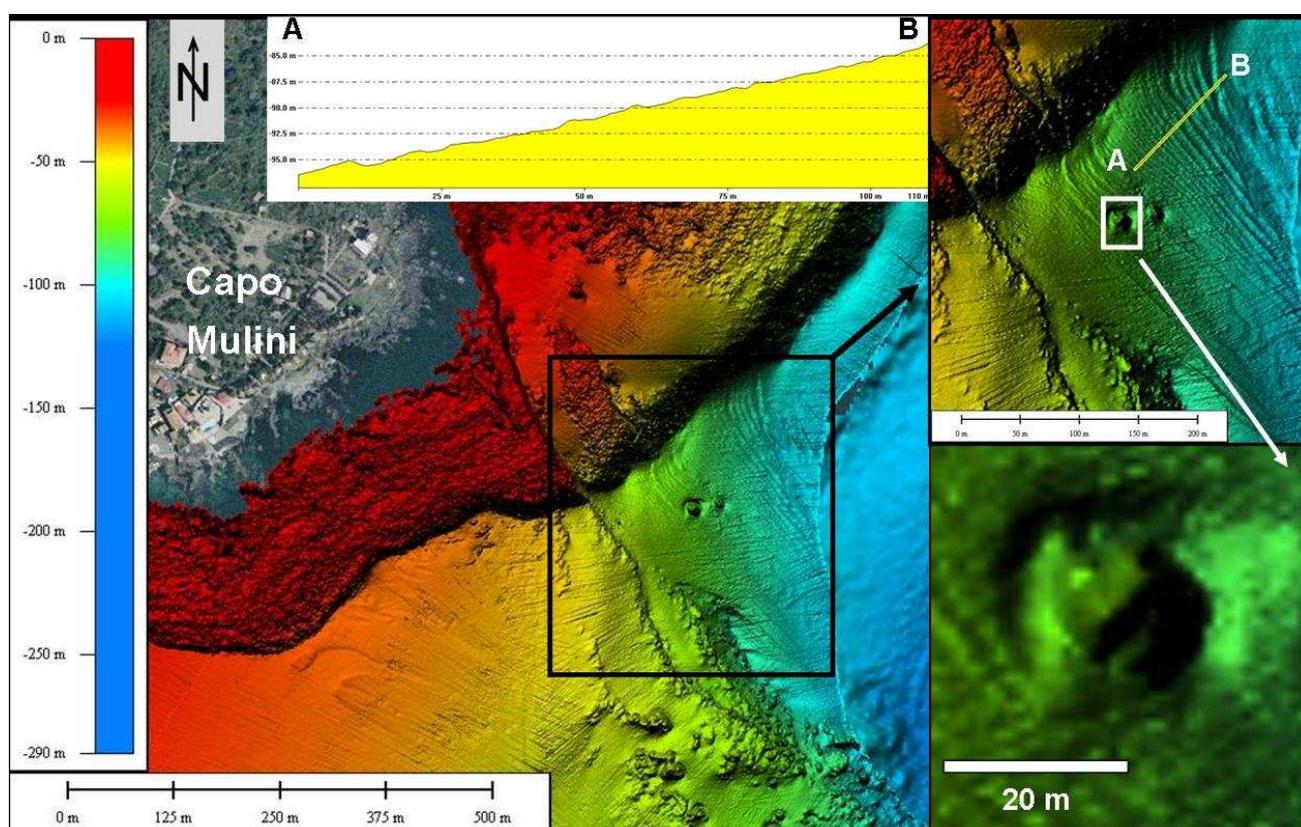


Fig. 3.28 Forme di fondo prodotte dall'interazione tra correnti di fondo e depositi sabbiosi. Nel riquadro bianco è evidenziato un comet mark

In sezione trasversale le singole strutture presentano un profilo asimmetrico, caratterizzato da una cresta ben definita e con il fianco meno inclinato nella stessa direzione del pendio. Le dimensioni delle strutture diminuiscono dal basso verso l'alto; dall'analisi si osserva come le altezze delle strutture variano da 30 cm alla base, a circa 6-8 cm nella parte superiore.

4 GEOLOGIA DELLA COSTA IONICA ETNEA

4.1 UNITA LITOSTRATIGRAFICHE AFFIORANTI

Vengono di seguito elencate e descritte, seguendo l'ordine stratigrafico dal basso verso l'alto, le unità litostratigrafiche affioranti nell'area studiata.

Formazione delle Argille grigio-azzurre: la periferia sud-orientale dell'Etna, è caratterizzata dall'affioramento dei termini più recenti del substrato sedimentario del vulcano, reso frammentario a causa dell'intensa urbanizzazione dell'area.

Nell'area compresa tra Acitrezza, Acicastello e S. Gregorio di Catania si individuano limitati affioramenti della Formazione delle Argille grigio-azzurre: si tratta di argille marnose di colore giallo-bruno in superficie e azzurro al taglio fresco con sottili intercalazioni di lenti sabbiose fini attribuite al Pleistocene inferiore-medio (Di Stefano e Branca, 2002). Si ritrovano da pochi metri s.l.m. fino a quota 340 m s.l.m. (nei pressi di S. Gregorio) e costituiscono l'ossatura della collina di Vambolieri, dove sono responsabili dei numerosi ed importanti fenomeni di instabilità che caratterizzano l'area.

La porzione più bassa di questo affioramento (tra la località di Ficarazzi e Acitrezza) si caratterizza per l'alternanza tra le argille e livelli di lave a pillow (Di Grande e Lo Giudice, 1987), a conferma della contemporaneità tra la deposizione delle argille e l'attività vulcanica sottomarina che contrassegnava le prime fasi del vulcanismo etneo. A questa formazione sono riconducibili, infatti, anche le "argille cotte" (marne metamorfosate per contatto con il magma) che sormontano le due maggiori Isole dei Ciclopi: Lachea e S. Maria.

Nel versante si riconoscono 3 ordini di terrazzi, interpretati come stazionamenti del livello marino posteriori alla messa in posto delle argille (Kiefer, 1971). I più alti si individuano a quota 120 m s.l.m. e 35-40 m s.l.m., rispettivamente sulla collina Vambolieri e ad ovest della SS. 114: si tratta, in entrambi i casi, di conglomerati poligenici costituiti da grossi elementi lavici immersi in una matrice arenitico-ruditica. Un terzo terrazzo è stato osservato a circa 10 m s.l.m., tra Acitrezza ed Acicastello, costituito da ciottoli lavici immersi in una matrice sabbiosa grossolana.

Altri limitati affioramenti della Formazione delle Argille grigio-azzurre si individuano quasi al margine settentrionale dell'area studiata, esattamente tra Fiumefreddo e Fondachello, in prossimità della costa. Qui il basamento sedimentario affiora a quote molto basse (una decina di metri s.l.m.) e in modo discontinuo, essendo abbondantemente ricoperto sia dai depositi alluvionali recenti che dalle numerose colate laviche presenti, i cui fronti si trovano a poche centinaia di metri dal mare.

Sintema Acitrezza: questo sintema comprende i prodotti vulcanici più antichi emessi nella regione etnea, affioranti in prossimità del basso versante sud-orientale del vulcano. Si tratta di vulcaniti ad affinità subalcalina riconducibili alla fase "Basale Tholeiitica" (600-200 ka) e raggruppati nell'Unità Acicastello.

Unità Acicastello: racchiude i prodotti vulcanici più antichi presenti nell'area studiata: si tratta di intrusioni magmatiche e di effusioni sottomarine poco profonde (colate a pillow e brecce ialoclastiche) collocate all'interno di un paleogolfo che caratterizzava la geografia di quel periodo.

Essi affiorano in aree limitate e in modo discontinuo nell'area compresa tra le località di Acitrezza, Acicastello e Ficarazzi; dati ricavabili da sondaggi indicano, tuttavia, che questi prodotti sono distribuiti su zone più ampie, oggi ricoperte da vulcaniti più recenti (Cristofolini et al., 1991).

L'Unità Acicastello è suddivisa in due membri: Membro Isole Ciclopi e Membro Ficarazzi.

Il primo racchiude le intrusioni magmatiche che formano le Isole dei Ciclopi e quelle che affiorano lungo la costa tra Acitrezza e Acicastello e in prossimità della stazione ferroviaria di Acicastello (rispettivamente Rocce con fessurazione prismatica ben sviluppata e Rocce con sottili prismi di contrazione termica di Cristofolini et al., 2001). Questi prodotti sono caratterizzati dalla presenza di colonnati lavici costituiti da prismi e fessurazioni perpendicolari alla superficie di raffreddamento o disposte a raggiera, più o meno estesi in funzione delle diverse modalità di iniezione e raffreddamento del magma. L'affioramento più caratteristico di questo membro si ritrova presso l'isola Lachea (fig. 4.1), la maggiore tra le Isole dei Ciclopi: si tratta di un corpo intrusivo caratterizzato dalla presenza di prismi colonnari a base esagonale ben sviluppati separati da fessurazioni generalmente perpendicolari alla superficie di raffreddamento.

La sommità dell'isola è occupata da una copertura sedimentaria rappresentata dalle argille pleistoceniche indurite per termometamorfismo a seguito del contatto diretto col magma; tale contatto ha anche prodotto la formazione di minerali caratteristici, tra cui l'anortite, il diopside, il granato, l'analcime e varie zeoliti (Di Franco, 1930).

La Lachea e gli altri "Faraglioni", insieme agli scogli compresi tra essi e ai prodotti situati nei pressi del porto di Acitrezza, rappresenterebbero, secondo Cristofolini et al., 2001, i relitti di un'unica massa subvulcanica tabulare (laccolite), estesa originariamente per circa un km ed oggi intensamente dislocata da strutture tettoniche e smantellata dall'azione erosiva del mare.



Fig. 4.1 Contatto tra le intrusioni magmatiche e la copertura argillosa nell'Isola Lachea (a sinistra) e nel Faraglione di S. Maria (a destra).

Il Membro Ficarazzi affiora nell'entroterra compreso tra Acitrezza e Ficarazzi e in corrispondenza della Rupe di Acicastello; si tratta di lave a pillow e ialoclastiti, queste ultime costituite da brecce caotiche e frammenti di pillow.

Il miglior affioramento della lave a pillow si rinviene in corrispondenza della Rupe di Acicastello, dove esse sono esposte per uno spessore di circa 30 m, associate a

masse lentiformi di ialoclastiti (Cristofolini et al., 2001). Corsaro e Cristofolini (1997), individuano all'interno di questo affioramento due subfacies: la prima affiora su una piattaforma di abrasione marina posta a circa 1 m s.l.m. ed è caratterizzata da pillow ben sviluppati (estesi da 1 a 10 m e con l'asse maggiore di circa 60 cm) e da masse rocciose con fessurazione prismatica (interpretate come i punti di alimentazione dei pillow); la seconda affiora lungo le pareti subverticali della rupe ed è caratterizzata da pillow meno sviluppati dei precedenti con lunghezza massima di qualche metro e asse maggiore intorno ai 50 cm.

Caratteristica comune alle due subfacies è quella di avere negli interstizi tra i pillow un riempimento di fanghiglia consolidata a grana fine, interpretato come materiale sedimentario rimobilizzato per la turbolenza delle acque (innescata dalle manifestazioni effusive) e poi rapidamente ridepositato (Cristofolini et al., 2001). Nella rupe si individuano due masse lentiformi subverticali orientate circa NE-SO costituite da ialoclastiti ed inserite tra le lave a pillow; sia le ialoclastiti che le lave a pillow risultano inoltre tagliati da un dicco orientato circa N-S (fig. 4.2).

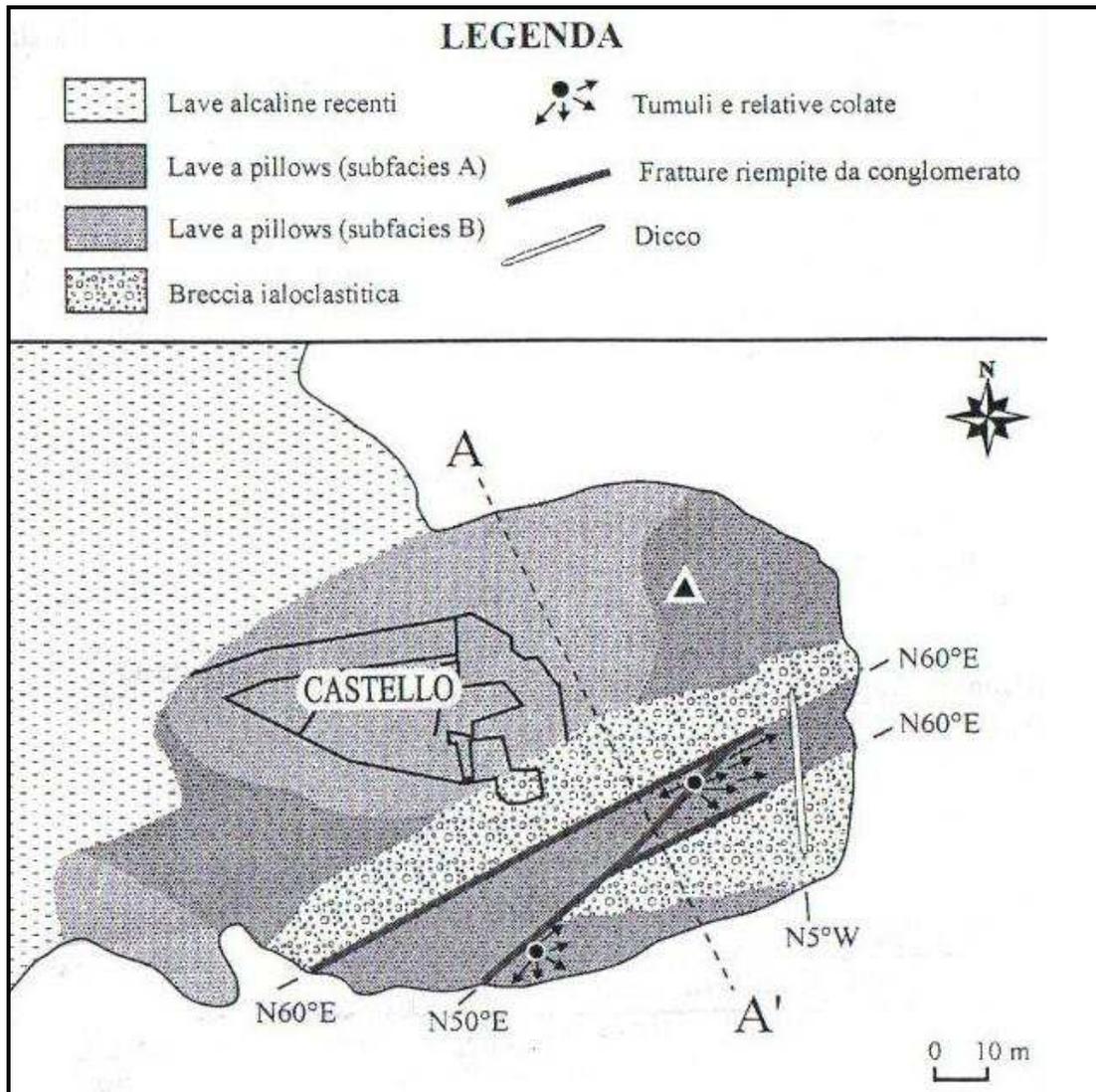


Fig. 4.2 Carta geologica schematica della Rupe di Acicastello (Cristofolini et al., 2001).

Sulla piattaforma di abrasione si osservano due fratture orientate circa NE-SO e larghe circa 1 m, riempite da un deposito conglomeratico costituito da ciottoli lavici immersi in una matrice argillosa giallastra; una terza frattura, anch'essa riempita dal conglomerato, orientata circa NNE-SSO, congiunge i due precedenti elementi.

L'insieme di questi elementi suggerisce condizioni di messa in posto complesse in relazione alla topografia del fondo marino, alla velocità di emissione ed al grado di interazione del fuso con l'acqua marina ed i sedimenti sottostanti (Cristofolini et al., 2001).

Altri affioramenti del Membro Ficarazzi si rinvengono in corrispondenza dell'omonimo abitato e nell'area posta tra la stazione ferroviaria di Acicastello ed Acitrezza; si tratta, in quest'ultimo affioramento, di una fascia complessivamente continua, orientata circa NO-SE, costituita da lave a pillow (talora anche ben sviluppati) e brecce vetrose

caratterizzate da una matrice poco cementata generalmente argillosa. Questo affioramento risulta dislocato nella porzione più occidentale da una faglia normale orientata circa NO-SE.

Sabbie di S. Giorgio: questa unità affiora limitatamente in località Prezzapane nella periferia nord di Catania; si tratta di un deposito spesso poco più di un m e costituito da sabbie prevalentemente quarzose a grana fine e di color giallo-bruno, attribuito al Pleistocene medio (Wezel, 1967).

Sintema Timpe: il Sintema Timpe comprende i prodotti vulcanici (basalti alcalini) emessi nel periodo compreso tra 200 ka e 120 ka fa, riconducibili all'omonima fase. All'interno dell'area studiata, le unità appartenenti a questo sintema affiorano abbondantemente nella periferia orientale di Catania e in corrispondenza delle scarpate di faglia appartenenti al sistema strutturale delle Timpe e più precisamente lungo i segmenti più meridionali: la "Timpa di Acireale" e la "Timpa di S. Tecla", che nell'insieme danno vita ad una scarpata costiera denominata in loco semplicemente "Timpa". Essa rappresenta, insieme alla parete settentrionale della Valle del Bove, una tra le scarpate naturali con il maggiore sviluppo sia verticale che orizzontale, che rende possibile una dettagliata ricostruzione della successione delle vulcaniti etnee che nel tempo si sono sovrapposte le une alle altre, difficilmente attuabile in altre zone a causa della mancanza di incisioni sufficientemente profonde, della presenza di coperture laviche recenti o dell'intensa urbanizzazione, che ne limitano notevolmente la possibilità di indagine.

I tratti morfologici che caratterizzano la Timpa nel suo intero sviluppo sono il risultato dell'azione concomitante di diversi fattori morfogenetici, tra cui principalmente il mare e gli agenti atmosferici, condizionato tuttavia dalle caratteristiche litologiche e soprattutto strutturali della zona (Ferrara, 1976).

Due sono le unità appartenenti al Sintema Timpe che affiorano in questa area: Unità Timpa di Don Masi e Unità La Timpa.

Unità Timpa di Don Masi: questa unità, all'interno dell'area studiata, è rappresentata soltanto dal Membro S. Caterina, corrispondente alle vulcaniti inferiori di Corsaro et al. (2002); questo membro è presente con un affioramento molto limitato (circa 1 km in lunghezza), localizzato alla base della Timpa di Acireale e in prossimità del mare, precisamente tra località di S. Caterina e quella della Timpa di Don Masi. Si tratta di

una successione costituita dall'alternanza di due colate laviche massive e di sottili livelli epiclastici, che mostra un'affinità tholeiitica-transizionale. Questa successione, il cui limite di letto non è visibile perché situato sotto il livello del mare, appare in alcuni tratti abbondantemente ricoperta dal detrito di versante e/o dai depositi di spiaggia, mentre a nord di S. Caterina ed a sud della Timpa di Don Masi è occultata dalle vulcaniti più recenti. Le colate laviche sono caratterizzate da spessori visibili compresi tra 2 e 7 m, dalla presenza di noduli ultramafici ben sviluppati di olivina e pirosseno e da una tipica alterazione alveolare. La colata più bassa, situata ad una quota compresa tra 0 e 7 m s.l.m. presso la Timpa di Don Masi, presenta una struttura colonnare con diametro medio delle colonne inferiore al metro. Il deposito epiclastico affiora ad un paio di metri s.l.m. ed è rappresentato da due bancate con spessori di circa 50-70 cm, costituite rispettivamente da sabbia grossolana rossastra (la più bassa) e da una breccia caotica di color rosso ocre per la cottura della colata sovrastante (la più alta).

Nell'insieme questa successione, datata da Gillot et al. (1994) a circa 225 ka, presenta un'immersione verso ovest con un'inclinazione di circa 10-20°, questa giacitura, unitamente ad osservazioni di carattere petrografico, ha permesso a Corsaro et al, (2002) di attribuire le vulcaniti appartenenti a questa unità ad un sistema di fessure eruttive ed edifici vulcanici localizzati nell'attuale offshore ionico ed allineati parallelamente alla costa.

Unità La Timpa: questa unità affiora diffusamente nella porzione meridionale dell'area studiata e in corrispondenza delle scarpate del sistema delle Timpe; essa è suddivisa in due membri: Paternò e S. Maria La Scala.

Il Membro Paternò affiora diffusamente nell'area compresa tra Valverde e Capo Molini. Si tratta di una successione costituita da un'alternanza di colate laviche e depositi epiclastici. Le colate hanno spessori compresi tra 5 e 8 m e sono caratterizzate da grossi fenocristalli di pirosseno (3-7 mm), plagioclasti (fino a 2 mm) e rara olivina (fino ad 1 cm). I depositi epiclastici mostrano spessori di circa 5-6 m e sono costituiti da clasti eterolitologici ed eterometrici (dimensioni massime di 50 cm) immersi in una matrice argilloso-sabbiosa; tali depositi testimoniano fasi di smantellamento di prodotti precedenti.

Nell'entroterra tra Acicastello e Capo Molini si rinvengono limitati corpi lavici che poggiano direttamente sulla Formazione delle Argille grigio-azzurre e che per le loro caratteristiche stratigrafiche e litologiche vengono inserite in questo membro. Infine un

limitato affioramento del Membro Paternò si osserva in località Leucatia, (nella periferia nord-orientale di Catania) dove si rinviene una colata lavica spessa circa 5 m, datata da Gillot et al. (1994) a 135 ka.

Il Membro S. Maria La Scala affiora diffusamente nel basso versante meridionale del vulcano, in corrispondenza della Timpa di Acireale. Si tratta, in generale, di successioni di colate laviche massive con composizioni variabili da hawaiiiti a mugeariti ad affinità Na-alcaina (Corsaro et al., 2002).

L'affioramento presente lungo la Timpa (Vulcaniti intermedie di Corsaro et al., 2002, e Lave intermedie di Ferrara, 1976) è costituito da una serie di colate laviche il cui spessore complessivo diminuisce spostandosi da nord verso sud. Tale successione è osservabile, con buona continuità, lungo l'intero sviluppo della Timpa, dalla località Acque Grandi a S. Tecla, affiorando sulla scarpata ad altezze molto variabili (da pochi metri a circa 100 m s.l.m.), ad eccezione di brevi tratti dove essa si trova in corrispondenza del livello del mare o al di sotto di esso, a seguito di dislocazioni strutturali generate da alcune faglie normali diversamente orientate, o ricoperta da vulcaniti più recenti.

Nel complesso l'intera successione poggia sul Membro S. Caterina dell'Unità Timpa di Don Masi, dal quale è separato per mezzo di una superficie erosiva rappresentata da un deposito di breccia, il cui spessore in prossimità di S. Caterina è di circa 3-4 m.

Il numero dei flussi lavici osservabili in affioramento varia notevolmente da sud verso nord, passando da un minimo di due presso la località Madonna delle Grazie ad un massimo di sette presso S. Caterina e addirittura nove in corrispondenza della località Mulino Testa dell'Acqua, per poi diminuire a 3 in corrispondenza della Timpa di S. Tecla. La sovrapposizione tra le varie colate laviche è messa in evidenza dal contatto tra le loro porzioni scoriacee, mentre in alcuni casi esse risultano separate da depositi epiclastici e/o paleosuoli con spessori metrici, talvolta di color rossastro a causa della cottura ad opera delle vulcaniti sovrastanti.

Le colate laviche mostrano, nell'insieme, spessori compresi tra 3 e 10 m, struttura porfirica con fenocristalli centimetrici di olivina e pirosseno, e un'immersione variabile tra 5-10° verso OSO. La colata lavica geometricamente più alta, individuata presso la Timpa di S. Tecla, è stata datata da Gillot et al. (1994) a circa 142 ka. In prossimità dell'abitato di S. Maria La Scala, si osserva una sequenza di lave colonnari (fig. 4.3), affiorante ad una quota compresa tra 0 e 10 m s.l.m., caratterizzata da colonne con diametri di circa 0,3-0,5 m ad andamento sia sub-verticale che curvilineo e ricoperta

da una spessa porzione scoriacea. L'affioramento di queste lave colonnari è stato interpretato da Corsaro et al. (2002), come ciò che resta di una fessura eruttiva, appartenente ad un esteso sistema vulcanico localizzato nell'offshore attuale, da cui deriverebbe l'intera successione lavica del Membro S. Maria La Scala.



Fig 4.3 Lave colonnari dell'Unità La Timpa presso S. Maria La Scala.

Sintema Acireale: questo sintema è rappresentato, all'interno dell'area studiata, dai prodotti vulcanici appartenenti all'Unità Santa Maria Ammalati (Membro Timpa S. Tecla), affioranti lungo la Timpa e riconducibili alla fase "Centri della Valle del Bove". Si tratta di un deposito di brecce che si estende parallelamente alla costa per circa 6 km, dalla località Madonna delle Grazie fino all'abitato di S. Maria Ammalati; esso sovrasta con apprezzabile continuità la successione vulcanica rappresentata dal Membro S. Maria La Scala, costituendo pertanto una importante superficie erosiva. Presenta spessori variabili, che complessivamente crescono spostandosi da sud verso nord: si passa da circa 10 m in corrispondenza di Madonna delle Grazie, a 20-25 m nei pressi di Pietra Monaca, fino ad oltre 150 m in località Casa Pennini lungo la Timpa di S. Tecla.

Il deposito è costituito da blocchi e ciottoli lavici eterolitologici di dimensioni variabili da pochi cm a diverse decine di cm, immersi in una matrice sabbiosa color giallo bruno, caratterizzata dalla presenza di laminazioni argillose caotiche (fig. 4.4).



Fig. 4.4 Deposito di breccie appartenente all'Unità Santa Maria Ammalati (Membro Timpa S. Tecla), affiorante in corrispondenza di Pietra Monaca.

In corrispondenza di S. Caterina, dove lo spessore del deposito è di circa 5 m, queste breccie sono costituite alla base da una bancata sabbiosa fossilifera, potente circa 1 m, di color beige, contenente clasti eterolitologici sub-centimetrici. La presenza di associazioni fossilifere al loro interno testimoniano, inoltre, una diversa posizione di tali depositi rispetto al livello del mare attuale (Ferrara, 1976).

Nell'insieme questo deposito è stato interpretato da Corsaro et al. (2002) come il prodotto dello smantellamento di un sistema vulcanico localizzato in mare a est della Timpa.

Il Membro Timpa S. Tecla è ricoperto, in netta discordanza angolare, dalle colate laviche appartenenti al Vulcano Ellittico (Sintema Concazze).

Sintema Concazze: i prodotti vulcanici appartenenti a questo sintema sono riconducibili al periodo di attività del Vulcano Ellittico (40-15 ka fa); all'interno dell'area oggetto di studio affiorano tre unità appartenenti a questo sintema: Unità Contrada Ragaglia, Unità Piano Provenzana ed Unità Portella Giumenta.

Unità Contrada Ragaglia: questa unità è rappresentata da un unico affioramento osservato a nord di Fondachello, nella porzione settentrionale dell'area studiata. Si tratta di un deposito vulcanoclastico tipo debris flow, costituito da ciottoli e blocchi lavici eterogenei di dimensioni da centimetriche a plurimetriche, immersi in una matrice sabbiosa di color rossiccio.

Unità Piano Provenzana: le vulcaniti appartenenti a questa unità affiorano nella porzione settentrionale dell'area studiata e in corrispondenza della Timpa. Si tratta di colate laviche a struttura porfirica con composizioni variabili da hawaiiiti a benmoreiti. Il primo affioramento è localizzato nei pressi di Fiumefreddo ed è costituito da quattro diverse colate laviche (da nord verso sud, colata di Diana, colata di Casa Paradiso, colata di Vignagrande e colata di Malasorba), i cui fronti si rinvengono a poche centinaia di metri dalla costa, essendo state abbondantemente ricoperte dai depositi alluvionali recenti; queste colate si trovano, inoltre, sovrapposte ai sedimenti marini quaternari presenti nei pressi della costa.

- Colata di Diana (DI): affiora in corrispondenza del margine settentrionale dell'area studiata (nei pressi di Fiumefreddo); si tratta di lave di color grigio con prevalenti fenocristalli di plagioclasio e subordinati pirosseni ed olivina.

- Colata di Casa Paradiso (CP): affiora in modo limitato nei pressi di Fiumefreddo; le lave, di color grigio scuro, sono caratterizzate da una struttura afanitica con rari fenocristalli di pirosseno.

- Colata di Vignagrande (VI): affiora in prossimità del tratto costiero compreso tra Fiumefreddo e Fondachello; questa colata è caratterizzata da lave di colore grigio-scuro e da abbondanti fenocristalli di plagioclasio, mentre modesta è la presenza di pirosseni e di olivina.

- Colata di Malasorba (MS): affiora principalmente lungo la costa nei pressi del Torrente delle Forche; si tratta di lave di color grigio con presenza di abbondanti fenocristalli sub-centimetrici di pirosseno e plagioclasio e rara olivina di taglia minore.

Il secondo affioramento si osserva lungo la scarpata della Timpa, in alcune aree risparmiate dalle coperture laviche più recenti. Si tratta di due colate laviche massive sovrapposte, a giacitura sub-orizzontale o leggermente immergente verso est, che giacciono sul deposito di breccie del Membro Timpa S. Tecla o direttamente sulle colate laviche dell'Unità S. Maria Ammalati (Membro S. Maria La Scala); il contatto è di tipo erosivo e discordante ed evidenzia una marcata stasi dell'attività vulcanica in questo settore. Non sempre è possibile osservarle entrambe, in quanto sono spesso

ricoperte dalle lave più recenti, tuttavia in alcuni tratti sono facilmente riconoscibili per la presenza delle loro testate, esposte in prossimità della sommità della scarpata. Le colate, spesse in media 7-8 m, presentano una giacitura variabile da sub-orizzontale a debolmente inclinata verso est. Le lave sono molto compatte, a fessurazione prismatica e possiedono una struttura porfirica con grossi fenocristalli di plagioclasio (prevalente) e pirosseno; presentano una morfologia superficiale tipo AA ben conservata e in alcuni tratti sono verticalmente delimitate da depositi epiclastici potenti meno di un m.

Unità Portella Giumenta: questa unità è costituita da una successione piroclastica i cui prodotti sono relativi alle eruzioni di tipo pliniano che hanno contraddistinto le ultime fasi di attività del Vulcano Ellittico (circa 15 ka fa) (Coltelli et al., 2000). Nell'area studiata affiora soltanto il membro Osservatorio Etneo, visibile lungo lo sviluppo della Timpa e in località Nizzeti (periferia nord di Catania).

Si tratta di un deposito piroclastico di ricaduta in facies distale che ricopre, con spessori variabili tra 2 e 5 m, l'Unità Piano Provenzana o il Membro S. Maria La Scala. Esso è costituito da pomice a composizione benmoreitica (Coltelli et al., 2000) di dimensioni centimetriche, immersi in una matrice da sabbiosa a siltosa, che conferisce all'intero deposito una colorazione giallo-bruna.

Affioramenti del Membro Osservatorio Etneo si rinvengono lungo la Timpa di S. Tecla, nei pressi della Villa Belvedere di Acireale (Ferrara, 1976), e in corrispondenza delle località di S. Caterina e di Madonna delle Grazie; un ulteriore affioramento è visibile in località Nizzeti (Catania).

Sintema Il Piano: le unità appartenenti a questo sintema ricoprono circa l'80 % dell'intera area studiata e sono riconducibili al più recente edificio vulcanico: il Vulcano Mongibello. Le colate laviche sono rappresentate in prevalenza da campi lavici composti caratterizzati principalmente da una morfologia scoriacea di tipo "aa"; più rare sono quelle tipo "pahoehoe" o "a blocchi". La composizione delle lave varia da basalti a mugeariti. Esse sono caratterizzate da tessiture variabili da afiriche a fortemente porfiriche, con abbondanti fenocristalli di plagioclasio di dimensioni centimetriche.

Le vulcaniti emesse da questo edificio appartengono all'unità litostratigrafia Torre del Filosofo, costituita da decine di colate che sono state raggruppate in cinque intervalli temporali i cui limiti corrispondono alle più significative eruzioni prodotte dal vulcano:

15 ka-3,9 ka, 3,9 ka-122 a.C., 122 a.C.-1669, 1669-1971, 1971-oggi. All'interno dell'area studiata affiorano vulcaniti appartenenti ai primi 4 intervalli.

Vengono di seguito elencate e descritte (da nord verso sud) le caratteristiche principali (distribuzione geografica, morfologia e litologia) delle colate affioranti nell'area studiata appartenenti a ciascun intervallo; parte dei dati sono stati estrapolati dalle Note Illustrative del Foglio Acireale (Carbone et al., 2009) e da De Beni (2004).

Intervallo 15 ka-3,9 ka: questo intervallo copre il periodo successivo alle eruzioni pliniane finali del Vulcano Ellittico fino all'eruzione sub-pliniana picritica avvenuta 3,9 ka (Coltelli et al., 2005).

- Colata di Gona (GN): affiora abbondantemente nella porzione settentrionale dell'area studiata, a nord di Fondachello. Le lave sono caratterizzate da un colore grigio con grossi fenocristalli di plagioclasio (fino a 1 cm), mentre scarsa è la presenza di olivina e pirosseno.

- Colata di Contrada Saette (CS): si ritrova presso l'abitato di Mascali; le lave presentano colore grigio scuro con abbondante presenza di plagioclasio (di dimensioni fino ad 1 cm) e scarsi pirosseni.

- Colata di Ripa Saldara (RS): affiora in modo limitato nei pressi di Mascali; più a sud è ricoperta dai depositi alluvionali recenti. Le lave presentano una colorazione grigia e sono caratterizzate da grossi fenocristalli di plagioclasio (fino a 2 cm).

- Colata di Pozzillo (PO): si estende, all'interno dell'area studiata, da S. Leonardello fino a Pozzillo, dove raggiunge il mare. I prodotti di questa colata ricoprono una porzione del settore meridionale del Chiancone, il quale, tuttavia, affiora in corrispondenza di una dagala presso la località di Mangano e in corrispondenza della faglia di S. Leonardello; essa è ricoperta dalla colata di Mangano (3,9 ka-122 a.C.) e in alcune limitate aree dai depositi alluvionali recenti. Le lave sono di colore grigio con abbondanti plagioclasio (di dimensioni fino ad 1 cm), variabile pirosseno e rara olivina.

- Colata di Vallone Pozzillo (VP): all'interno dell'area studiata la colata affiora nel tratto compreso tra la località di Guardia e Pozzillo. La porzione settentrionale di questa colata è ricoperta dalla colata di Mangano (3,9 ka-122 a.C.), mentre quella meridionale dalla colata di Fleri (122 a.C.-1669); essa poggia sul deposito vulcanoclastico del Chiancone (la sovrapposizione è visibile presso Guardia). Le lave sono di colore grigio con plagioclasio (di dimensioni fino ad 0,5 cm), pirosseno (fino ad 0,5 cm) e rara olivina.

- Colata di Aciplatani (AC): il campo lavico affiora abbondantemente nella porzione centrale dell'area studiata, precisamente tra Acireale e Capo Molini dove raggiunge il mare; questa colata ricopre le vulcaniti attribuite dell'Ellittico (Unità Piano Provenzana), il cui contatto è visibile in corrispondenza della sommità del tratto meridionale della Timpa di Acireale. Nei pressi della località di S. Caterina questa colata ricopre la scarpata della Timpa raggiungendo il mare con due diverse unità di flusso. Nel tratto meridionale dell'affioramento la colata è profondamente dislocata da una faglia orientata circa parallelamente alla costa. In corrispondenza di Capo Molini si individua una paleo-linea di costa ad una quota di circa 6 m s.l.m. la cui età è di 7,6 ka (Firth et al., 1996). La morfologia della colata è di tipo aa con abbondante presenza di tumuli. Le lave sono di colore grigio con abbondanti plagioclasti (di dimensioni fino ad 1 cm), pirosseno (fino ad 0,5 cm) e olivina (fino ad 0,4 cm).
- Colata di Vigna Grande (VG): affiora in corrispondenza della periferia nord-orientale di Catania (tra S. Gregorio e S. Giovanni La Punta). Le lave sono di colore grigio con abbondanti fenocristalli di pirosseno, mentre olivina e plagioclasti sono in quantità minore; si nota la presenza di glomerofiri di dimensioni fino ad 1 cm.
- Colata di S. Gregorio (SG): la colata ricopre la superficie compresa tra S. Giovanni La Punta e S. Gregorio giungendo fino a Ficarazzi. La colata è abbondantemente ricoperta dal deposito piroclastico del 122 a.C. e da suolo; la morfologia è prevalentemente di tipo aa. Le lave sono di colore grigio chiaro con fenocristalli di pirosseno (di dimensioni fino ad 0,5 cm), plagioclasti (fino ad 0,5 cm) e scarsa olivina.
- Colata di Motta (MO): il campo lavico si sviluppa estesamente da S. Gregorio fino al tratto costiero compreso tra Cannizzaro ed Acicastello, dove si individua una paleo-linea di costa ad una quota di circa 6 m s.l.m. la cui età è di 7,6 ka (Firth et al., 1996). La morfologia della colata è prevalentemente di tipo aa, ma in alcuni tratti pahoehoe; le lave sono di colore grigio chiaro con abbondanti fenocristalli di pirosseno (di dimensioni fino ad 0,7 cm), plagioclasti (fino ad 0,5 cm) e olivina (fino a 0,7 cm).
- Colata di Cezza (CZ): la colata si sviluppa estesamente dalla località di Trappeto (periferia nord-orientale di Catania) fino a ad Ognina dove raggiunge il mare. La morfologia della colata è prevalentemente di tipo aa ed è in gran parte coperta da suolo con spessori variabili da 0,5 a 1,5 m; le lave sono di colore grigio con abbondanti plagioclasti (di dimensioni fino ad 0,5 cm), subordinato pirosseno (di uguali dimensioni) e scarsa olivina.

- Colata di Villa Carnazza (VC): si tratta di un limitato affioramento localizzato a nord della località Nizzeti (periferia nord-orientale di Catania); la morfologia della colata è di tipo aa. Le lave sono sub-afiriche di colore grigio chiaro con rari fenocristalli di pirosseno. La colata è in gran parte ricoperta dalla colata di Cezza e da suolo.
- Colata di Ognina (OG): la colata affiora limitatamente nel tratto costiero localizzato ad Ognina (periferia nord di Catania) essendo largamente ricoperta dalla colata di M. Trigona e di M. Arsi di S. Maria. La colata si presenta notevolmente antropizzata; le lave sono di colore grigio con abbondanti fenocristalli di pirosseno, mentre plagioclasti e olivina sono in quantità minore.
- Colata di Larmisi (LA): il campo lavico si sviluppa ampiamente in corrispondenza della porzione orientale di Catania ed è parzialmente ricoperto dal rilievo; la colata occupa gran parte della superficie della città di Catania giungendo fino alla costa. La morfologia della colata in prossimità è di tipo toothpaste, mentre le lave sono caratterizzate da un colore grigio chiaro con abbondanti plagioclasti, pirosseni ed olivina, tutti di dimensioni da mm a sub-mm; i fenocristalli femici si presentano spesso in aggregati.

A questo intervallo appartiene anche il Membro Chiancone (CH): si tratta di un deposito vulcanoclastico di tipo conglomeratico che affiora abbondantemente nel versante orientale etneo. Esso forma una vasta conoide con una superficie di circa 40 km² nell'area compresa tra Riposto, S. Venerina e Pozzillo. L'origine di questo fan è da attribuire ad un catastrofico collasso laterale, avvenuto circa 8 ka (Calvari et al., 2004), nel fianco orientale dell'edificio vulcanico che ha prodotto l'ampia depressione della Valle del Bove.

Lo spessore massimo visibile è di circa 30 m (presso la Falesia dell'Olmo, a sud di Torre Archirafi), ma dati geofisici indicano spessori complessivi di 300-400 m (Calvari and Groppelli, 1996). In prossimità della costa forma una falesia costiera alta decine di m e notevolmente modellata dal mare, che si estende per diversi km da Torre Archirafi fino a Pozzillo (figg. 4.5 e 4.6).

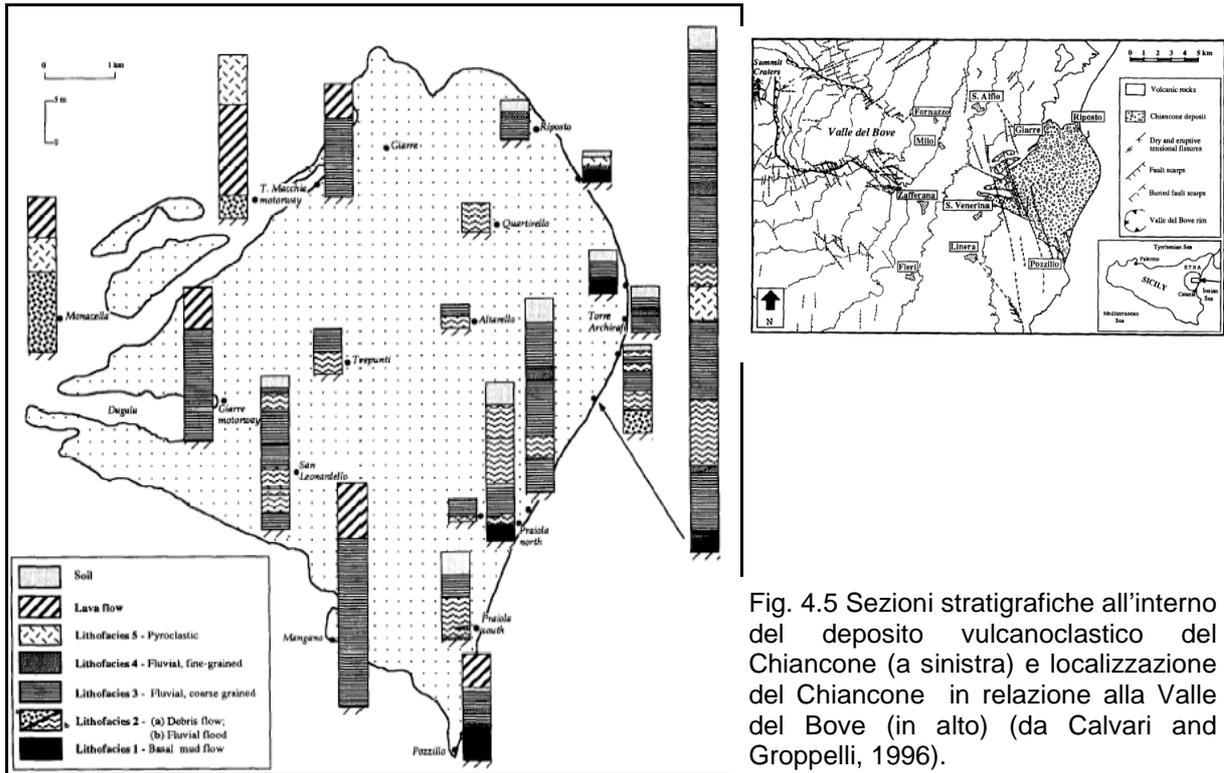


Fig. 4.5 Sezioni stratigrafiche all'interno del deposito vulcanoclastico del Chiancone (a sinistra) e localizzazione del Chiancone in relazione alla Valle del Bove (in alto) (da Calvari and Groppelli, 1996).



Fig. 4.6 Falesia impostata sul deposito del Chiancone a sud di Torre Archirafi.

Calvari and Groppelli (1996) hanno identificato all'interno della successione vulcanoclastica del Chiancone due porzioni. La porzione basale, con spessori compresi tra 1 e 4 m, è osservabile direttamente solo lungo la costa dove si segue con buona continuità per circa 6,5 km; questa litofacies è stata interpretata come un deposito di mud flow associato ad un importante evento eruttivo avvenuto circa 7600 anni fa. La porzione superiore, potente circa 30 m, è costituita prevalentemente da depositi fluviali caotici non cementati caratterizzati da clasti eterogenei più o meno arrotondati, con diametri da pochi cm fino a 5 m e da sottili livelli di silti e piroclastici.

Questa sequenza, datata a 7590 ± 130 anni, è stata attribuita a processi di rielaborazione di preesistenti depositi ad opera di acque meteoriche superficiali ed è litologicamente riferibile ai vecchi centri eruttivi localizzati nella porzione centro-settentrionale della Valle del Bove.

L'affioramento più meridionale del Chiancone è stato individuato sulla costa nei pressi di Pozzillo, ma un limitato affioramento localizzato vicino alla località di Guardia a circa 130 m di quota s.l.m., fa intuire che il limite meridionale del deposito possa essere collocato molto più a sud e quindi che, la porzione più meridionale del deposito sia stata ampiamente ricoperta dalle colate laviche più recenti giunte sino al mare a sud di Pozzillo.

In tutto il suo sviluppo, il Chiancone risulta ampiamente disseccato da lineamenti strutturali orientati sia NNO-SSE appartenenti al sistema di faglie delle Timpe, che NE-SO riconducibili alla Scarpata Messina-Etna.

Intervallo 3,9 ka-122 a.C.: questo intervallo copre il periodo compreso tra l'eruzione di 3,9 ka fino all'eruzione pliniana del 122 a.C., la più violenta eruzione prodotta dal Vulcano Mongibello.

- Colata di Dagala (DA): si tratta di una colata lavica che, all'interno dell'area studiata, si mostra divisa in due unità di flusso che ricoprono la porzione settentrionale del Chiancone, il più settentrionale dei quali raggiunge Giarre. La colata si presenta abbondantemente ricoperta da suolo e nettamente dislocata dalle faglie del sistema Timpe. Le lave sono di colore grigio scuro con abbondanti plagioclasti (fino a 5 mm di dimensione) e rari pirosseni ed olivina.

- Colata di Mangano (MA): affiora in corrispondenza dell'omonima località e ricopre ampiamente le colate di Pozzillo e di Vallone Pozzillo, oltre che il membro Chiancone (tutti appartenenti all'intervallo 15 ka-3,9 ka). La colata mostra una morfologia tipo aa e presenta canali di flusso ben conservati; le lave sono di colore grigio scuro con fenocristalli di plagioclasio sino a 5 mm, pirosseni e olivina subordinati.

- Colata di M. Gorna (MG): affiora in corrispondenza del tratto settentrionale della Timpa di Acireale; raggiunge il mare nei pressi di S. Maria La Scala dove costruisce un ampio promontorio lavico. Ricopre i prodotti lavici del Sistema Acireale (Unità S. Maria Ammalati) e la colata di Aciplatani (15 ka-3,9 ka) e mantella la sommità della

porzione settentrionale della Timpa di Acireale. Le lave sono di colore grigio con prevalenza di plagioclasti.

- Colata di M. Trigona (MT): il campo lavico affiora nella periferia nord-orientale di Catania, tra le località di S. Giovanni La Punta e Canalicchio; la morfologia è generalmente di tipo aa e talvolta forma dei tumuli. La lava presenta colore grigio con abbondanti fenocristalli di pirosseno ed olivina, mentre i plagioclasti sono in quantità minore; si notano glomerofiri femici centimetrici.

Intervallo 122 a.C.-1669: Il terzo intervallo copre il periodo tra l'eruzione del 122 a.C. e l'ultima eruzione prima di quella del 1669, la più grande eruzione effusiva avvenuta in epoca storica.

- Colata di M. Ilice (MI): all'interno dell'area studiata affiora tra la località di Guardia e il tratto costiero compreso tra Stazzo e S. Tecla, dove i diversi flussi lavici della colata entrano in mare (fig. 4.7). La colata è ampiamente ricoperta dalle vulcaniti della colata di Fleri. Le lave sono di colore grigio scuro con abbondanti plagioclasti e rari pirosseni. La porzione della colata più vicino alla costa appare notevolmente dislocata dalla faglia di S. Leonardello.



Fig. 4.7 particolare di una unità di flusso della colata di M. Ilice in prossimità del mare tra Stazzo e S. Tecla.

-Colata di Fleri (FL): il campo lavico si estende per diversi km in corrispondenza della porzione centrale dell'area studiata dove raggiunge la costa in prossimità di Stazzo e di Pozzillo. Le lave hanno una morfologia prevalente di tipo aa e sono caratterizzate

da un colore grigio chiaro e da fenocristalli di plagioclasio e di pirosseno fino a 5 mm, mentre rara è la presenza di olivina.

-Colata di M. Arsi di S. Maria (AR): si tratta di una colata lavica a morfologia di tipo aa che affiora nella porzione meridionale dell'area studiata, dove ricopre le colate di Larmisi e di Ognina; si estende dalla località di Canalicchio fino a raggiungere il mare in corrispondenza di Ognina e di S. Giovanni Li Cuti. Le lave sono di colore grigio chiaro con fenocristalli di pirosseno (fino a 5 mm), plagioclasio (fino a 4 mm) e olivina (fino a 3 mm). Questa colata era precedentemente nota in letteratura come "Colata del 1381", ma recenti datazioni radiometriche (Tanguy et al., 2003) hanno permesso di attribuire a questa colata un'età di 1160 ± 30 .

Intervallo 1669-1971: copre il periodo che va dall'eruzione del 1669 sino all'ultima eruzione prima di quella del 1971.

- Colata del 1928 (1928): nella porzione settentrionale dell'area studiata, in corrispondenza di Mascali, affiora il tratto meridionale di questa colata. La morfologia è caratterizzata dalla presenza di numerosi argini e canali di flusso lavico; le lave sono di colore grigio bruno, con fenocristalli millimetrici di pirosseno, plagioclasio e olivina.

Detrito di versante: si tratta di depositi detritici costituiti da materiali eterometrici, spigolosi, localmente a grossi blocchi, accumulati essenzialmente per gravità alla base delle principali scarpate di faglia.

Depositi alluvionali recenti: affiorano abbondantemente nella porzione settentrionale dell'area studiata, ricoprendo quasi completamente una fascia costiera larga mediamente 1 km e compresa tra il torrente Fiumefreddo e Riposto.

Si tratta di alternanze di livelli sabbiosi, a struttura generalmente laminata, e livelli ghiaiosi di natura vulcanica, sedimentaria e cristallina. Tali depositi si ritrovano copiosamente in corrispondenza dei numerosi torrenti che solcano questo settore, tra i quali i principali sono il Torrente Fiumefreddo, il Torrente delle Forche e il Torrente Macchia. Limitati affioramenti si ritrovano poi nelle vicinanze del Chiancone e precisamente in corrispondenza del Vallone Pozzillo e della località Praiola.

Lungo il tratto costiero compreso tra Riposto e Marina di Cottone si nota la presenza di un cordone dunare di circa 1 m di spessore costituito da sabbie.

In prossimità della costa, subito a nord di Fondachello, cronache storiche (Mercurio, 1847) e racconti della gente del luogo narrano della presenza di un "vulcanetto di fango" situato in una zona dove oggi si sviluppa un fitto canneto. Tale elemento, alto

circa 4 m, si sarebbe formato intorno al 1700 (fonti storiche riportano la data del terremoto del 1693) e sarebbe stato attivo fino al 1832; successivamente sarebbe stato smantellato dagli abitanti del luogo per farne mattoni da utilizzare nelle costruzioni di muri. La presenza di questo "vulcanetto" è confermata dalla risalita di gas profondi (le cosiddette "salse") visibile in corrispondenza di un piccolo canale utilizzato a scopo irriguo (fig. 4.8). Analisi geochimiche realizzate su campioni di questo gas hanno evidenziato la presenza di metano (90%), N₂ (9%) CO₂ (0,1%) e He in tracce (D'Alessandro et al., 1996); la presenza di quest'ultimo elemento fa avanzare l'ipotesi di una provenienza profonda, addirittura mantellica, del gas.



Fig. 4.8 Risalita di gas presso Fondachello all'interno di un canale irriguo.

Più a sud un altro affioramento dei depositi alluvionali recenti lo si osserva alla base della Timpa di S. Tecla, dove ricoprono una superficie di circa 0,3 km².

Infine, un altro affioramento si individua a nord di Acitrezza in corrispondenza del Torrente Platani, ed è rappresentato da un deposito ghiaioso con matrice argillosa.

Depositi alluvionali attuali: costituiscono il materiale dell'alveo attuale in continua elaborazione da parte del corso d'acqua. Trattasi di ciottoli e blocchi arrotondati,

eterometrici ed eterogenei, di natura prevalentemente lavica immersi in una matrice sabbiosa fine e/o limosa.

Depositi di spiaggia: depositi ghiaiosi a ciottoli isometrici, prevalentemente vulcanici nella porzione centro-meridionale dell'area studiata e prevalentemente sedimentari in quella settentrionale.

4.2 LINEAMENTI STRUTTURALI

L'area studiata è caratterizzata dalla presenza di numerosi lineamenti strutturali appartenenti sia al sistema di faglie delle Timpe sia a quello di Messina (Bousquet et al., 1987); altre strutture, inoltre, sono da ricollegare al lento ma continuo processo di scivolamento verso E-SE che coinvolge l'intero versante orientale dell'Etna (Borgia et al., 1992; Lo Giudice & Rasà, 1992).

Nel contesto del censimento delle strutture presenti nell'area si è cercato di distinguere le zone soggette a rotture cosismiche da quelle caratterizzate da fenomenologie di fratturazione asismica.

Le strutture rinvenute nell'area studiata vengono di seguito descritte in forma analitica in funzione della loro posizione geografica ed a prescindere dalla loro genesi.

Tra aprile e maggio del 2009 si sono osservate diversi fenomeni di fratturazione al suolo nell'aria di Acitrezza che hanno condotto, tra l'altro allo sgombero di alcune case e palazzine. In questo periodo le stazioni permanenti GPS montate sull'Isola Lachea hanno misurato una deformazione a scatti verso est di circa 5 cm (Bonforte et al., 2009). Un dettagliato rilevamento delle aree soggette a fratturazione è stato realizzato in loco ed ha permesso di individuare delle direttrici preferenziali di deformazione (fig. 4.9).

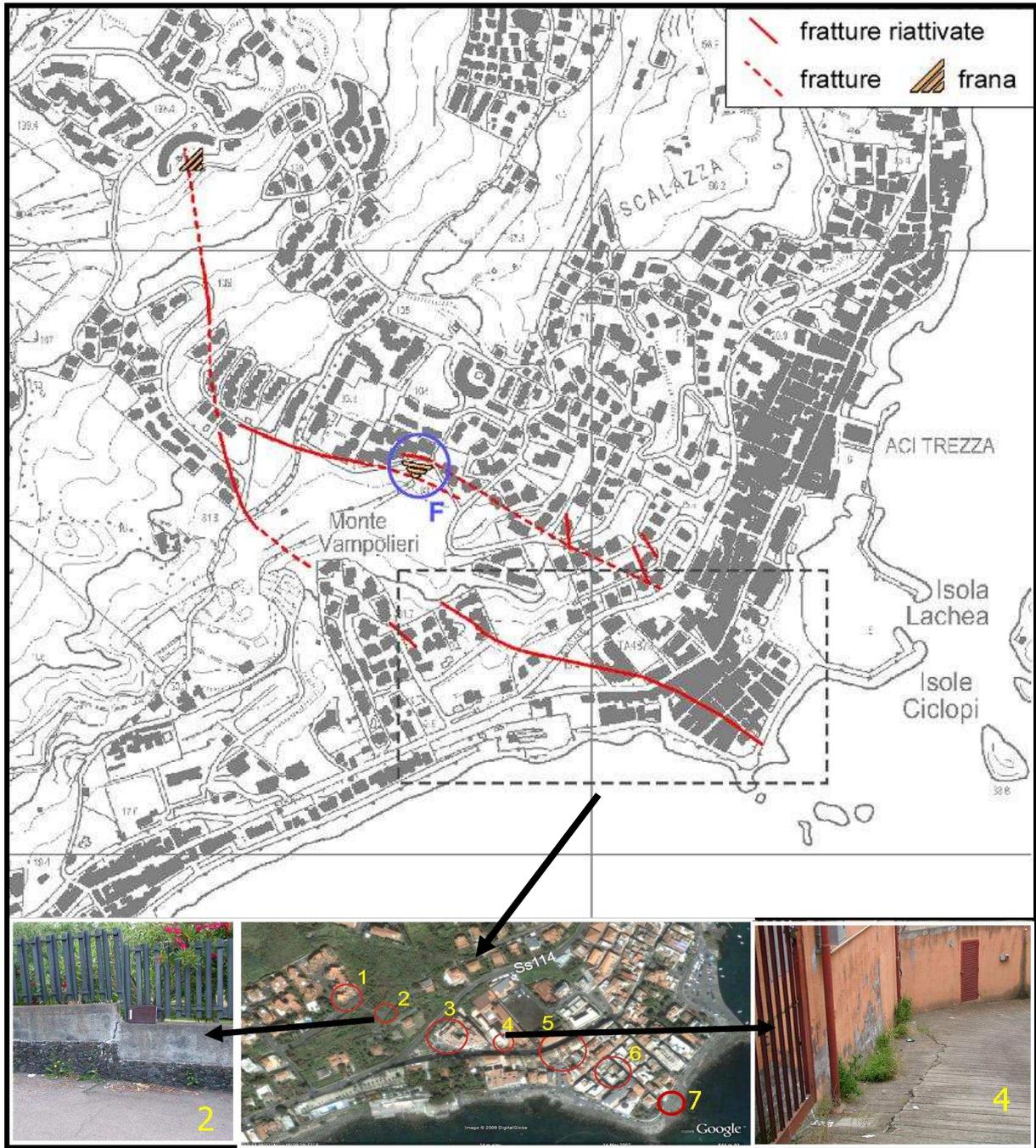


Fig. 4.9 Mappa delle fratture rilevate (Azzaro et al., 2009)

Il sistema di faglie denominato delle Timpe, che taglia il basso versante orientale dell'Etna, è considerato la continuazione subaerea della Scarpata Ibeo-Maltese (Cristofolini et al., 1979; Lo Giudice et al., 1982; Lanzafame and Bousquet, 1997); esso è costituito da numerose faglie normali orientate circa NNO-SSE, molte delle quali si ritrovano all'interno dell'area studiata. All'interno di questo sistema strutturale è possibile individuare diversi segmenti, il più evidente dei quali, denominato "Timpa di Acireale", si estende nel territorio dell'omonima città, dalla località Acque Grandi (a

nord di Capo Mulini) fino a S. Tecla, formando una scarpata costiera alta in alcuni tratti più di 200 m e lunga circa 6,5 km (fig. 4.10).



Fig. 4.10 Vista frontale del tratto centrale della Timpa di Acireale.

Il tratto settentrionale di questa struttura (a nord di S. Maria La Scala) è orientato circa NNO-SSE ed è mantellata dalle vulcaniti relative alla colata del 394 a.C., mentre quello meridionale mostra una direzione circa N-S; all'estremità meridionale, in corrispondenza del villaggio "La Perla Jonica", dove la faglia disloca la colata di Aciplatani, essa ruota in senso antiorario assumendo una direzione circa NO-SE.

La porzione centrale della Timpa di Acireale è caratterizzata dalla presenza di due piccoli graben: il primo è orientato circa N-S e si estende da Acireale fino a Madonna delle Grazie dislocando sia le vulcaniti appartenenti al Sintema Concazze sia la colata di Aciplatani; il secondo, orientato NE-SO ed esteso dalla località di Pietra Monaca a quella di S. Caterina, ribassa la successione lavica da entrambi i lati di più di 50 m.

Circa 2 km a nord dell'abitato di S. Maria la Scala la faglia ruota in senso antiorario assumendo una direzione preferenziale NO-SE, formando la Timpa di S. Tecla estesa per circa 4,5 km ed alta fino a 220 m (fig. 4.11).



Fig. 4.11 Porzione meridionale della faglia di S. Tecla.

In questo tratto è esposto in modo evidente il piano di faglia che mostra strie e fratture di Riedel indicanti movimenti obliquo-destri (Lanzafame et al., 1996).

Più a nord questa faglia si interrompe per circa 3 km, prima di ricomparire a sud di S. Venerina, dove forma una scarpata, denominata Timpa di Moscarello; questa struttura si estende per circa 2,5 km e disloca oltre a due colate laviche (colate di Dagala e di Pozzillo) anche la porzione più occidentale del Chiancone.

Un'altra struttura ritenuta appartenente al Sistema delle Timpe è la Faglia di S. Nicolò che si sviluppa per qualche km a partire dal paese di Valverde fino alla costa in prossimità di Acicastello, mostrando una direzione NNO-SSE nel tratto settentrionale e NO-SE in quello meridionale; questa faglia normale disloca le ialoclastiti del Membro Ficarazzi e mostra evidenze di fenomeni di creep asismico nell'area compresa tra Ficarazzi e Nizzeti (Rasà et al., 1996).

In prossimità della costa tra S. Tecla e S. Maria La Scala si osserva la presenza di un'altra faglia normale anch'essa orientata NNO-SSE ed immergente verso est; questa struttura si estende per circa 3 km verso nord, essendo state rilevate recenti ed importanti fratture cosismiche in prossimità dell'hotel S. Tecla Palace e di numerosi casolari in località Caramma.

Tra le località di S. Tecla e di Stazzo è visibile il tratto meridionale della faglia di S. Leonardello, che dall'omonimo paese si estende per circa 9 km fino alla costa. Questa struttura disloca visibilmente le vulcaniti appartenenti alle colate di M. Illice e di Fleri, mostrando anche evidenze di fratturazioni dovute a fenomeni di creep asismico (fig. 4.12).



Fig. 4.12 Fratturazione del manto stradale lungo il piano di faglia della faglia di S. Leonardello

In corrispondenza dell'abitato di Pozzillo Soprano si osserva la presenza di un'altra faglia normale appartenente al sistema delle Timpe, che però mostra un'immersione verso ovest, formando, in tal modo, un graben insieme alla faglia di S. Leonardello. Questa faglia è associata a rotture sismogenetiche messe in mostra in occasione del terremoto del 2002.

Un'altra faglia, parallela alla precedente ma immergente verso est, si sviluppa per circa 1 km nei pressi di Pozzillo Inferiore dislocando la colata di Pozzillo e formando una piccola scarpata in prossimità della costa.

Nei pressi della località Praiola si osserva la presenza di un elemento strutturale curvilineo che forma la rientranza lungo la falesia costiera di Praiola. Secondo Lanzafame et al. (1996), quest'area, ampiamente modellata dal moto ondoso, rappresenterebbe l'intersezione tra i due principali sistemi di faglie del versante orientale dell'Etna, rispettivamente il sistema delle Timpe e quello di Messina.

Rilievi geologici realizzati sul posto hanno, invece, ipotizzato l'esistenza di un'unica faglia ad andamento curvilineo.

Le strutture presenti più a nord, orientate da NE-SO a circa E-W, formano un sistema di faglie en-échelon, che disloca il fan vulcanoclastico del Chiancone fino all'abitato di Torre Archirafi, formando in alcuni tratti scarpate di diverse decine di m.

Per quanto riguarda le strutture connesse con il processo di scivolamento del fianco orientale etneo, all'interno dell'area studiata si segnala la presenza del sistema di faglie Pernicana-Fiumefreddo e del tratto meridionale della faglia di Trecastagni considerati rispettivamente il binario nord e quello sud di tale processo (Rasà et al., 1996).

Il primo è un sistema di faglie, orientato circa E-O, costituito dalla terminazione orientale della faglia della Pernicana e di quella di Fiumefreddo. La Pernicana è una struttura trastensiva sinistra interessata da terremoti caratterizzati da fuochi molto superficiali e di bassa magnitudo (Neri et al., 2004); nell'area studiata si osservano i segmenti distali di questa struttura, il più orientale dei quali intercetta la strada Riposto-Schisò nei pressi di Fondachello mostrando una direzione ENE-OSO (fig. 4.13). La faglia di Fiumefreddo si sviluppa, in corrispondenza dell'omonimo paese, per circa 3 km mostrando un'orientazione circa E-O e un'immersione vero sud.



Fig. 4.13 Fratturazione del manto stradale lungo il piano di faglia della faglia della Pernicana presso Fondachello.

La faglia di Trecastagni è considerata una faglia diretta con componente trascorrente destra formata da due segmenti. Quello settentrionale, orientato circa NO-SE e immergente verso NE, forma una scarpata di circa 10 m ed è sismicamente attivo causando terremoti superficiali (Azzaro,1999); il segmento meridionale ha andamento circa E-O ed è soggetto a fenomeni di creep che interessano l'abitato di S. Gregorio. Questa faglia sembra proseguire verso sud attraverso la Faglia di Ficarazzi che da S. Gregorio di Catania si sviluppa, con un'orientazione NE-SO e un'immersione verso NO, fino alla costa in corrispondenza di Acicastello.

5 ANALISI DEI DATI ED INTERPRETAZIONE INTEGRATA DEL BORDO ORIENTALE EMERSO E SOMMERSO DEL M. ETNA

5.1 ANALISI MORFOMETRICA DEI PRINCIPALI CANYON

La “morfometria” ha come oggetto la misura delle forme, ossia delle caratteristiche geometriche del rilievo o di qualsiasi elemento naturale (Strahler, 1958).

L'analisi morfometrica applicata allo studio di reticoli idrografici rappresenta un valido strumento per analizzare in modo quantitativo (mediante una serie di parametri statistici) alcune caratteristiche di un reticolo idrografico quali geometria ed organizzazione allo scopo di individuarne i processi evolutivi che lo hanno originato. In particolare, in questa tesi, lo studio morfometrico è stato applicato allo scopo di capire se i numerosi canyon che si osservano nell'offshore etneo abbiano subito un certo controllo tettonico da parte di preesistenti lineamenti strutturali.

Tale studio si basa sui modelli di Horton (1945) e Strahler (1958) che sono stati tra i pionieri in questo campo, applicando i primi studi di carattere statistico-matematico ai reticoli idrografici.

Sebbene tali modelli siano stati formulati per un'analisi dei reticoli idrografici subaerei, si è tentato, in via del tutto sperimentale, di applicarli anche in ambiente sottomarino, nel tentativo di provare a dare un significato all'organizzazione dei vari canyon dell'area analizzata.

L'analisi morfometrica si basa sulla gerarchizzazione delle aste di un bacino, in base al modello di Horton-Strahler, attribuendo un preciso ordine gerarchico (U) a ciascun segmento che compone il reticolo idrografico. Si definiscono come aste di I ordine tutti quei rami che non presentano affluenti, di II ordine le aste nate dalla confluenza di due aste di I ordine, aste di III ordine quelle date dall'incontro di due aste di II ordine e così via, fino alla completa gerarchizzazione del bacino. Quando un'asta di un ordine confluisce in quella di un ordine gerarchicamente superiore (ad esempio un'asta di I ordine in un segmento di III ordine), non ne modifica l'appartenenza gerarchica, ma rappresenta un'anomalia. Un bacino risulta perfettamente gerarchizzato quando tutte le aste di un ogni ordine confluiscono sempre in aste di ordine immediatamente superiore (tutte le aste di I ordine nel II, tutte quelle di II nel III e così via). Al termine di un simile processo si può procedere all'individuazione di un'asta principale, di ordine massimo (collettore principale), che caratterizza l'ordine del bacino.

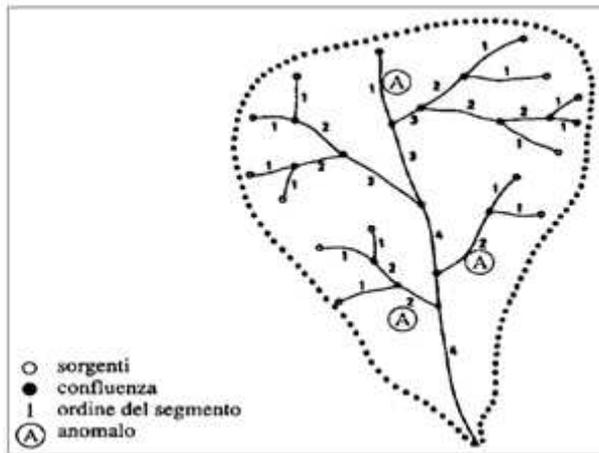


Fig. 5.2 Gerarchizzazione di un bacino fluviale

I parametri morfometrici utilizzati per analizzare i canyon sottomarini dell'area di studio sono i seguenti:

- RAPPORTO DI BIFORCAZIONE (o di Confluenza) (R_b):

$$R_b = N_u / (N_u + 1)$$

Rapporto di Biforcazione del bacino considerato:

$$R_b^{\wedge} = R_b(1-2) + R_b(2-3) + R_b(3-4) + R_b(n-n+1)/n$$

Il Rapporto di Biforcazione indica la media dei rapporti tra il numero di segmenti di un dato ordine N_u e il numero dei segmenti dell'ordine immediatamente superiore (N_u+1)

Il valore 2 è il minimo teorico e corrisponde ad un reticolo perfettamente gerarchizzato (difficilmente riscontrabile in natura). Valori normali sono compresi tra 3 e 5. Per $R_b > 5$ si ha una rilevante disorganizzazione del reticolo con presenza di molte anomalie; questi casi sono riscontrabili in zone in cui la tettonica è particolarmente attiva e in il reticolo tende a svilupparsi una fitta rete di drenaggio superficiale. Per tali valori si può ipotizzare, con ragionevolezza, un controllo di tipo strutturale. Quanto più R_b è elevato, tanto più il reticolo è disorganizzato.

- RAPPORTO DI BIFORCAZIONE DIRETTO (R_{bd}):

$$R_{bd} = N_{ud} / (N_u + 1):$$

N_{ud} : numero di aste di ordine u che confluiscono in un'asta di ordine immediatamente superiore $u+1$.

R_{bd} non può essere mai maggiore di R_b . Il minimo teorico è pari a 2.

- INDICE DI BIFORCAZIONE (R):

$$R = R_b - R_{bd} \quad R \geq 0$$

La disorganizzazione di una rete di drenaggio può dipendere da un controllo strutturale, che ha costretto il reticolo a svilupparsi secondo direzioni prestabilite, o dall'impostazione recente del reticolo idrografico che non è ancora riuscito ad organizzarsi; essa va valutata tenendo conto contemporaneamente dei valori di tutti i parametri.

Sulla base della forma del reticolo e del grado di organizzazione delle aste al suo interno si è cercato di classificare i vari reticoli idrografici dei canyon.

Esiste una nomenclatura di classificazione dell'idrografia superficiale in base al disegno, alla densità e al tipo di confluenza delle linee di impluvio che determinano una configurazione detta pattern.

I principali tipi di patterns sono:

- Dendritico: di forma arborescente sviluppatasi uniformemente in ogni direzione, con un canale principale che si suddivide in rami via via meno importanti procedendo verso monte; è tipico di terreni omogenei e a limitata acclività.
- Subdendritico: si differenzia dal precedente per la direzione preferenziale ad andamento più o meno parallelo di alcuni rami; indica un certo controllo tettonico di un sistema di fratture più o meno parallele.
- Pinnato: si caratterizza da una esigua lunghezza dei collettori secondari; è tipico di terreni omogenei e a morfologia pianeggiante.
- Divergente: da un ramo principale si dividono più collettori e da questi altri rami secondari, a formare un ventaglio; caratterizza i delta e le conoidi.
- Convergente: al contrario del precedente, mostra una serie di rami che si dirigono verso uno stretto tratto di confluenza; caratterizza terreni a sensibile acclività.
- Parallelo: è costituito da collettori subparalleli fra loro; caratterizza terreni con un controllo strutturale di fratture subparallele e a sensibile acclività.
- Angolato: mostra una ramificazione con due direzioni prevalenti; indica un controllo strutturale di due fasci di faglie, fratture o discontinuità litologiche.
- Centrifugo o Radiale: i collettori si irradiano da un'area, che può costituire un cono vulcanico, un duomo tettonico, una cupola diapirica, ecc.
- Centripeto: al contrario del precedente i collettori si dirigono a raggiera verso una stessa area depressa.
- Anulare: le aste mostrano in prevalenza andamenti concentrici; si forma su rilievi pseudoconici a gradinata, determinata da alternanze di litotipi a diversa erodibilità.
- Meandriforme: ad associazioni di anse regolari più o meno simili fra loro; caratteristici, ma non esclusivi, di aree pianeggianti.

- Anastomizzato: fitta rete di canali che si intrecciano fra loro secondo una direzione generale prevalente; è tipico di aree a notevole sedimentazione.

A titolo di esempio si riportano in fig. 5.2 alcuni di tipi di reticoli idrografici

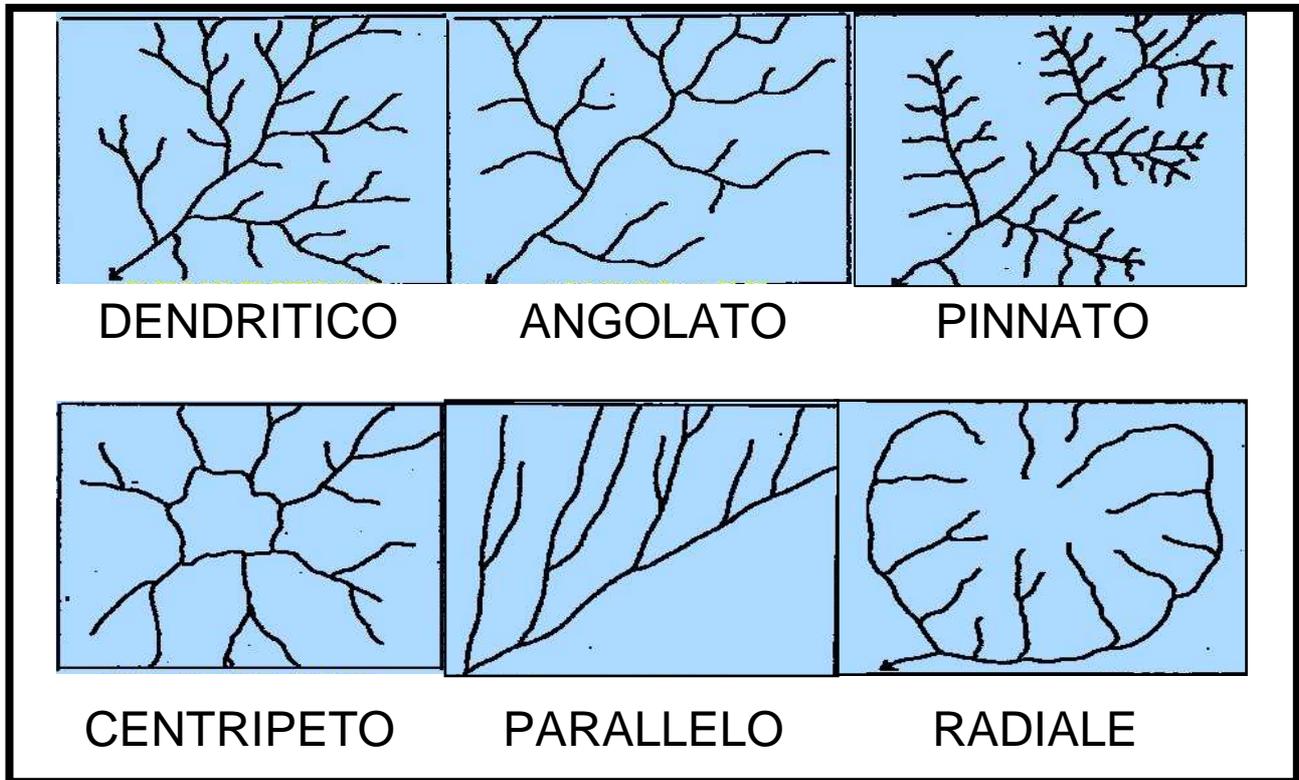


Fig. 5.2 Alcuni tipi di reticoli idrografici che caratterizzano i bacini subaerei

Altro parametro morfologici utilizzato in questa analisi è la frequenza di drenaggio che dipende dalla spaziatura tra gli alvei principali e quelli di 1° ordine, che fornisce indicazioni in merito al grado di erodibilità del substrato; maggiore è la frequenza di drenaggio maggiore sarà l'erosibilità del substrato.

La procedura che ha permesso di individuare le aste all'interno di ogni singolo bacino è stata realizzata servendosi dell'analisi di carte delle pendenze, carte ombreggiate secondo diverse direzioni e prospettive 3D.

Tuttavia occorre precisare tale analisi i dati da essi estrapolati, sono il risultato delle interpretazioni soggettive dell'operatore.

Di seguito verranno riportate le analisi morfometriche realizzate sui principali canyon dell'offshore etneo e cioè, da nord verso sud: Valle di Fiumefreddo, Canyon di Riposto, Canyon di Acireale e Canyon di Catania.

Valle di Fiumefreddo

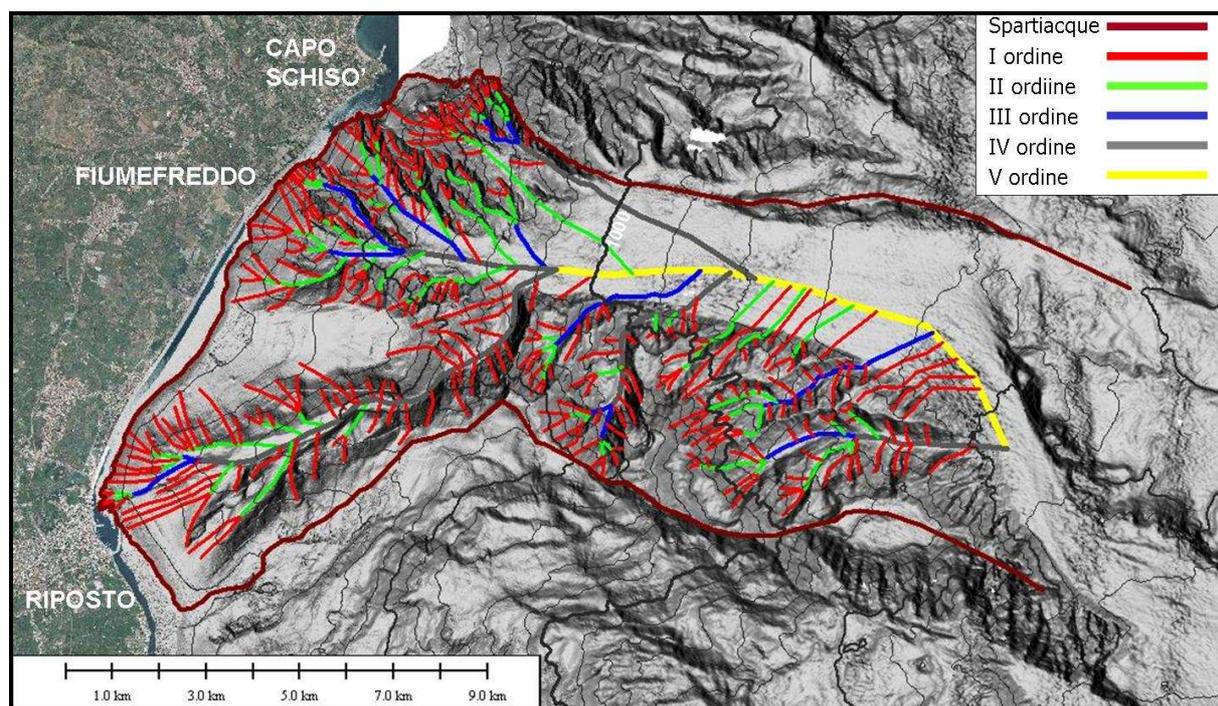


Fig. 5.3 Gerarchizzazione della Valle di Fiumefreddo

	Nu	Nud	Rb	Rbd	R
Bacino	342	229	4,2	3,3	0,9
Aste I ord.	269	176	5,1	3,3	1,8
Aste II ord.	53	36	3,8	2,6	1,2
Aste III ord.	14	12	2,8	2,4	0,4
Aste IV ord.	5	5	5	5	0
Aste V ord.	1				

Tab. 5.1 Parametri morfometrici relativi alla Valle di Fiumefreddo

La Valle di Fiumefreddo presenta un bacino piuttosto asimmetrico con una destra idrografica molto più sviluppata rispetto alla sinistra ed un bordo destro estremamente rettilineo. L'analisi morfometrica applicata a questa struttura erosiva appare poco efficace a causa della irregolarità del bacino e della presenza di rilievi allungati nella porzione medio-profonda del thalweg di cui non si ha la batimetria completa e che rendono il reticolo anastomizzato; inoltre non sono facilmente riconoscibili i limiti della valle, in quanto essa sembra estendersi, con direzione circa N-S, fino alla porzione centrale dell'area studiata. Per queste ragioni la gerarchizzazione delle aste si è limitata ai primi 1500 m di profondità. L'analisi ha rilevato un valore di $R_b=4,2$ che, seppur alto, indica un grado d'organizzazione delle aste di incisione di tipo standard. Tuttavia il valore di 5,1 di R_b per le aste di I ordine fornisce importanti informazioni in merito ad un possibile controllo tettonico. In corrispondenza della testata si osserva un'elevata organizzazione delle aste ed una geometria del reticolo di tipo dendritico ad identificare una litologia omogenea.

I reticoli presenti si presentano stretti e allungati, disposti trasversalmente alle isobate.

Nella porzione distale si rilevano un numero elevato di anomalie gerarchiche con l'instaurarsi di un regime di drenaggio più diretto (aste di I e II ordine direttamente nel V) ma più disorganizzato, dovuto alla confluenza di altri canyon di minori dimensioni; qui la forma del reticolo è di tipo parallelo, tipica di terreni con un controllo strutturale.

Molto più importante è invece l'analisi del Canyon di Riposto che rappresenta un suo affluente.

Canyon di Riposto

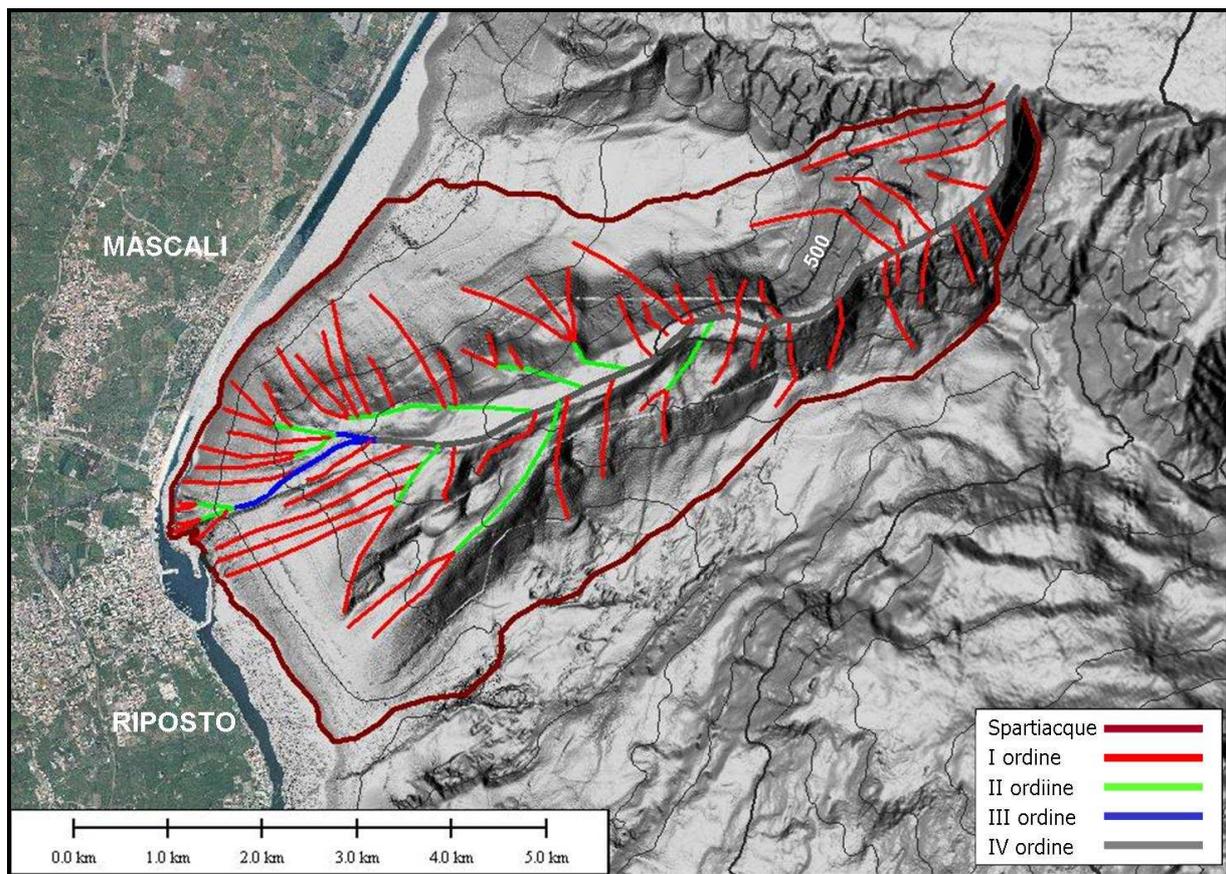


Fig. 5.4 Gerarchizzazione della Canyon di Riposto

	Nu	Nud	Rb	Rbd	R
Bacino	77	38	4,5	2,4	2,1
Aste I ord.	64	32	6,4	3,2	3,2
Aste II ord.	10	4	5	2	3
Aste III ord.	2	2	2	2	0
Aste IV ord.	1				

Tab. 5.2 Parametri morfometrici relativi al Canyon di Riposto

Il valore di $R_b=4,5$, piuttosto alto, indica un grado d'organizzazione delle aste di incisione di tipo standard, ma prossimo a valori che indicano una geometria del reticolo controllata strutturalmente. Del resto, i valori di 6,4 e 5 di R_b rispettivamente per le aste di I ordine e II

ordine forniscono importanti informazioni in merito ad un possibile controllo tettonico. A conferma di ciò si veda il valore piuttosto alto di R (2,1).

In generale si osserva una buona organizzazione delle aste solo in corrispondenza della testata del canyon mentre nelle porzioni distali si osserva un'alta disorganizzazione con un numero notevole di anomalie gerarchiche (aste di I direttamente nel IV) che fanno propendere per un controllo tettonico. A profondità di circa 500 m il thalweg tende ad approfondirsi piuttosto che ad allargarsi con la formazione di versanti ad alta pendenza, indicando un notevole controllo strutturale. La frequenza di drenaggio mostra nel complesso un valore più alto in destra idrografica rispetto alla sinistra indicando una possibile diversa litologia tra i due versanti.

Canyon di Acireale

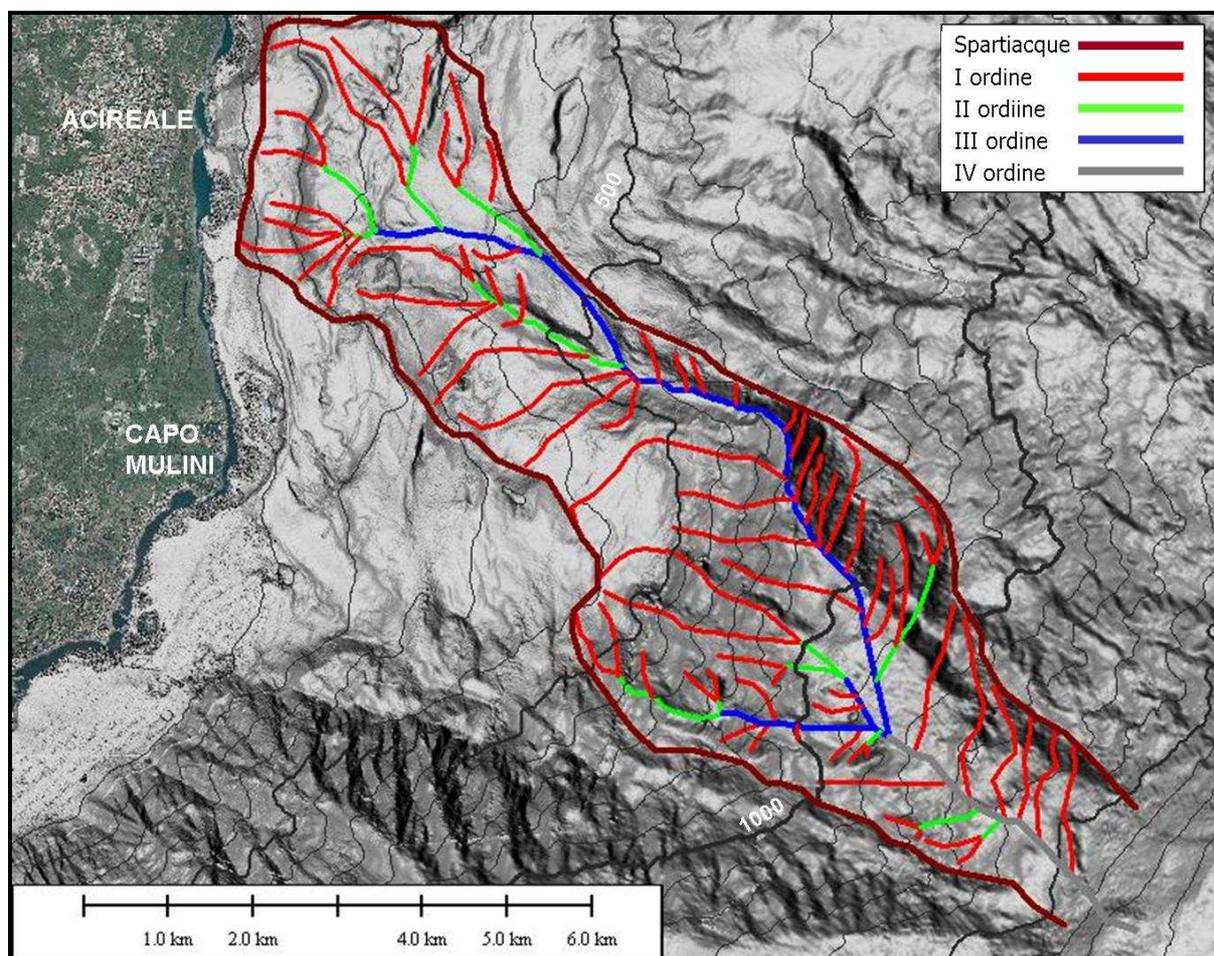


Fig. 5.5 Gerarchizzazione della Canyon di Acireale

	Nu	Nud	Rb	Rbd	R
Bacino	91	50	4,3	2,7	1,6
Aste I ord.	74	38	5,7	2,9	2,8
Aste II ord.	13	10	4,3	3,3	1
Aste III ord.	3	2	3	2	1
Aste IV ord.	1				

Tab. 5.3 Parametri morfometrici relativi al Canyon di Acireale

Il valore di $R_b=4,3$ indica un grado d'organizzazione delle aste di tipo standard. Il valore di 5,7 di R_b per le aste di I ordine rivela un probabile controllo tettonico che si manifesta nella parte centrale del canyon dove si verificano numerose anomalie (confluenze di aste di I ordine in aste di III). Ciò è confermato anche dalla forma piuttosto allungata dell'intero bacino. Si rileva una buona organizzazione delle aste solo nelle porzioni costiere del canyon e soprattutto in prossimità della testata dove si osserva una geometria di tipo dendritico; nel settore profondo si nota una certa asimmetria con la sinistra idrografica molto disorganizzata e meno sviluppata rispetto alla destra e caratterizzata da un regime di drenaggio più diretto (aste di I ordine direttamente nel IV); ciò indicherebbe una differente litologia tra i due settori. Nel complesso il bacino mostra una geometria di tipo angolare con direzioni preferenziali NO-SE e NNO-SSE. A profondità comprese tra 500 e 900 m il thalweg si restringe approfondendosi indicando un notevole controllo strutturale.

Canyon di Catania

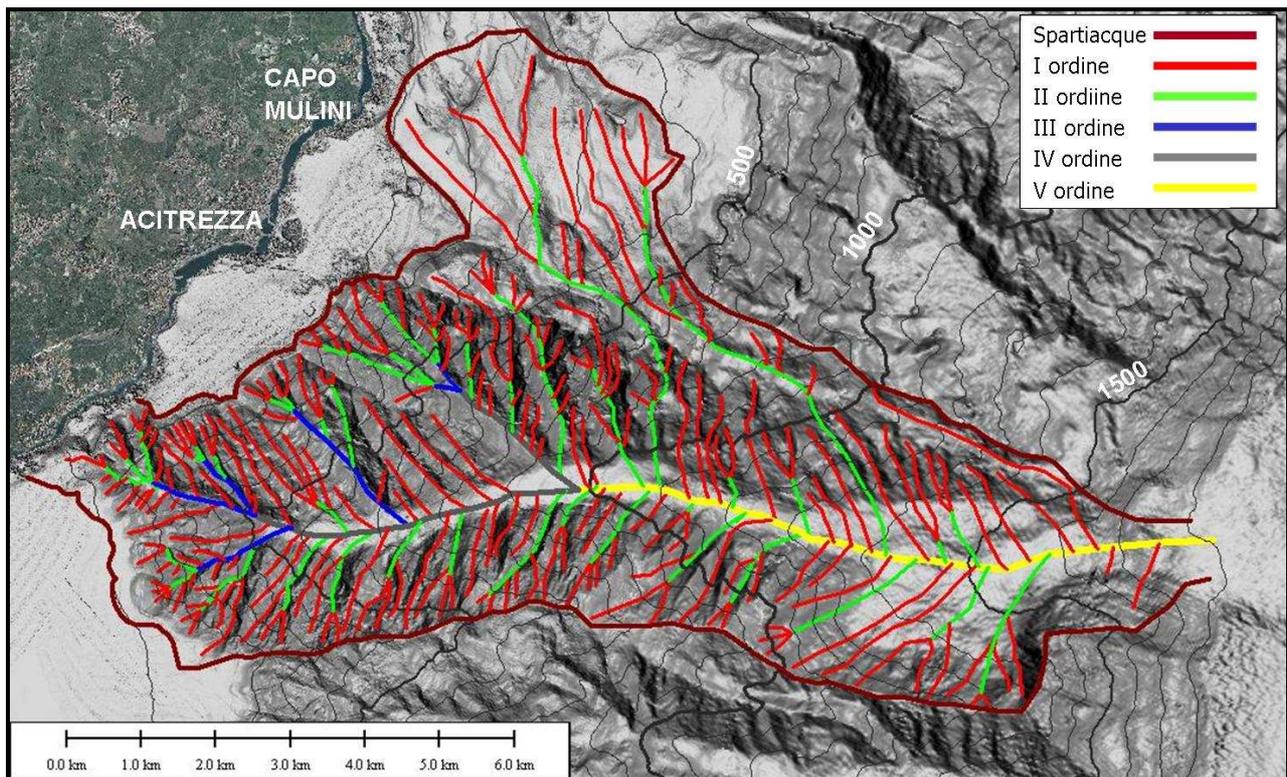


Fig. 5.6 Gerarchizzazione della Canyon di Catania

	Nu	Nud	R_b	R_{bd}	R
Bacino	272	180	4,3	2,9	1,4
Aste I ord.	222	154	5,4	3,7	1,7
Aste II ord.	41	18	6,8	3	3,8
Aste III ord.	6	6	3	3	0
Aste IV ord.	2	2	2	2	0
Aste V ord.	1				

Tab. 5.4 Parametri morfometrici relativi al Canyon di Catania

Il valore di $R_b=4,3$, seppur alto, indica un grado d'organizzazione delle aste di incisione di tipo standard. Tuttavia le aste di II ordine (in verde) presentano numerose anomalie che conducono ad un R_b abbastanza alto (6,8), tale da far supporre un controllo tettonico ed in particolar modo quelle in corrispondenza del bordo sinistro del canyon sembrano impostarsi su una direzione preferenziale (ENE-OSO). L'andamento sinuoso del thalweg, dovuto a tre cambi di direzione, è un altro indice di controllo tettonico. Inoltre si nota una diversa organizzazione tra la destra e la sinistra idrografica nel tratto centrale del canyon: a destra il reticolo appare più omogeneo e regolare con una frequenza di drenaggio maggiore rispetto alla sinistra; ciò indicherebbe una differente litologia tra le due sponde. Tenendo in considerazione solo le aste di ordine maggiore (III, IV e V ordine) si evidenzia una geometria del reticolo di tipo parallelo con presenza di un'asta di IV ordine e ben 4 III orientate da ENE-OSO a NE-SO nella sinistra idrografica contro la sola di III ordine nella destra (orientata NO-SE). Considerando anche le aste minori si osserva una geometria di tipo dendritico per quanto riguarda la destra idrografica e angolare-parallelo per quanto riguarda la sinistra con le aste disposte su due direzioni preferenziali NO-SE nei settori costiero e profondo del canyon, da NNO-SSE a N-S in quello centrale. Complessivamente quasi tutte le strutture erosive esaminate mostrano la possibilità di un controllo strutturale sulla geometria del reticolo in modo conforme con la direzione dei principali lineamenti tettonici presenti; pur non avendo un'indicazione così netta per quel che riguarda il valore di R_b totale dei canyon (si mantengono in media tra 4 e 5), valori anomali R_b si osservano invece per le aste di I e II livello in quasi tutti i casi esaminati. Tali ipotesi presentano comunque un ampio margine di incertezza, legata al fatto che i metodi di gerarchizzazione quantitativa sono stati concepiti per reticoli fluviali subaerei (dove agiscono differenti variabili come il clima, la permeabilità, ecc.) e dunque solo in via sperimentale ne è stata tentata un'applicazione al reticolo dei canyon sottomarini.

5.2 ANALISI SISMO-STRATIGRAFICA DEL SETTORE PROFONDO

I numerosi profili di sismica a riflessione monocanale acquisiti nel corso delle campagne oceanografiche hanno permesso di investigare la sequenza litostratigrafica presente nel fondale marino. In questa tesi è stata condotta un'indagine sismo-stratigrafica dell'offshore etneo allo scopo di caratterizzarne acusticamente i sedimenti presenti.

Il dataset è costituito da numerose linee Sub Bottom Profile acquisite con un dispositivo Datasonics-Benthos che hanno coperto un'area di circa 1000 km²; l'insieme delle linee

sismiche abbinato con la morfo-batimetria ha permesso di realizzare una carta delle eco-facies dell'offshore etneo. In particolare si è cercato di definire sismicamente le porzioni più profonde della scarpata continentale e la piana batiale allo scopo di individuare eventuali depositi associati a landslide; i settori costieri verranno analizzati nei paragrafi successivi anche sulla base di profili sismici Sparker ad alta risoluzione, sfortunatamente poco idonei ad investigare i settori più profondi.

In questa analisi si è seguito un modello, sviluppato da Damuth (1980a, 1994) e poi modificato da Loncke et al. (2002), la cui realizzazione ha previsto quattro diverse fasi.

1. Estrapolazione della navigazione e processing delle linee sismiche
2. Individuazione e classificazione delle eco-facies presenti nei profili sismici (fig. 5.7)
3. Mappatura delle singole eco-facies lungo le tracce di navigazione (fig. 5.8)
4. Interpolazione dei vari spezzoni delle linee sismiche ed individuazione delle aree con caratteristiche sismo-stratigrafiche simili: carta delle eco-facies (fig. 5.9)

La classificazione delle diverse eco-facies presenti all'interno delle linee sismiche è stata realizzata sulla base della presenza ed eventuale continuità dei riflettori acustici osservata nei profili sismici confrontata con la batimetria di dettaglio a disposizione.

Modificando il modello di Damuth (1980^o) sono state individuate 6 diverse facies acustiche, ognuna delle quali connessa ad una diversa tipologia sedimentaria e quindi ad un diverso specifico processo deposizionale.

A. Facies uniformemente stratificata con riflettori paralleli e continui attribuita a torbiditi oppure a pelagiti ed emipelagiti con sedimentazione detritica e alternanza di sabbia e silt prodotta da correnti di torbida

B. Facies stratificata con riflettori discontinui e/o ondulati che caratterizza i depositi torbiditici grossolani prodotta da correnti di torbida e conturiti

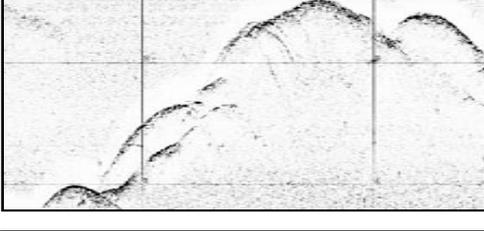
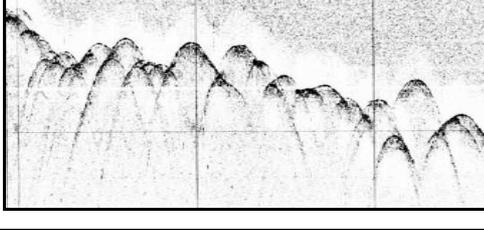
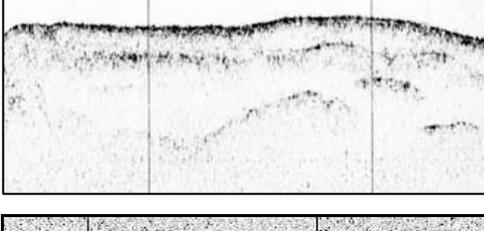
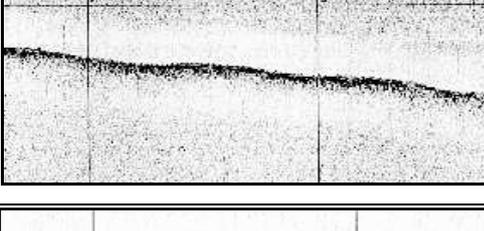
C. Facies ad iperboli ampie ed irregolari associata scarpate e settori acclivi ed accidentati

D. Facies ad iperboli piccole e regolari connessa a depositi di landslide

E. Facies trasparente che può essere legata a depositi di landslide e facies sorda (senza riflettori) dovuta a depositi grossolani o alla presenza di un basamento acustico; entrambe possono essere ricondotte ad una cattiva penetrazione del segnale.

F. Facies caotica e Facies indefinita

Di seguito si riporta una tabella con la classificazione delle eco-facies, modificata da Loncke et al. (2002), con un esempio di facies sismica.

Profilo sismico	Eco-facies	Tipo di sedimenti-Ambiente deposiz.	Processo deposizionale
	A - f. uniformemente stratificata con riflettori paralleli e continui	Torbiditi, pelagiti ed emipelagiti (alternanza di sabbia e silt)	Correnti di torbida
	B - f. stratificata con riflettori discontinui e/o ondulati	Torbiditi grossolane - Argini di canali	Correnti di torbida e conturiti
	C - f. ad iperboli ampie ed irregolari	Scarpate e settori molto acclivi	Tettonica
	D - f. ad iperboli piccole e regolari	Debris flows	Landslide
	E - f. trasparente	Debris flows	Landslide
	E - f. sorda	depositi grossolani - basamento acustico	Correnti di torbida - Poca penetrazione
	F - f. caotica e indefinita	?	?

Tab. 5.5 Classificazione delle eco-facies (modificata da Loncke et al., 2002)

Occorre evidenziare che, sebbene alcune eco-facies possono essere facilmente associate a specifici depositi sedimentari ed a particolari processi deposizionali, lo stesso processo deposizionale può essere espresso mediante differenti eco-facies (ad esempio le facies D ed E caratterizzano entrambe depositi di landslide); inoltre alcune eco-facies sono correlate a diversi tipi di depositi (come ad esempio la facies A). Pertanto, ogni eco-facies è stata esaminata all'interno di un preciso contesto geologico, prima di essere interpretata ed associata ad uno specifico processo deposizionale.

La risoluzione, spesso di cattiva qualità, dei profili sismici non permette sempre una facile discriminazione tra la facies trasparente e quella sorda, per cui entrambe sono state inserite nella stessa categoria, nonostante abbiano un significato sismo-stratigrafico diverso.

Purtroppo la non totale copertura dell'area da parte delle linee sismiche dovuta a guasti in fase di acquisizione e la mediocre penetrazione del segnale, associata ad una bassa risoluzione dei profili sismici limitano di molto questa analisi, pur fornendo importanti informazioni per la caratterizzazione sismo-stratigrafica del fondale a largo dell'Etna.

Similmente a quanto affermato nel paragrafo 5.1 occorre precisare che tale analisi e i dati da essa estrapolati, sono il risultato delle interpretazioni soggettive dell'operatore.

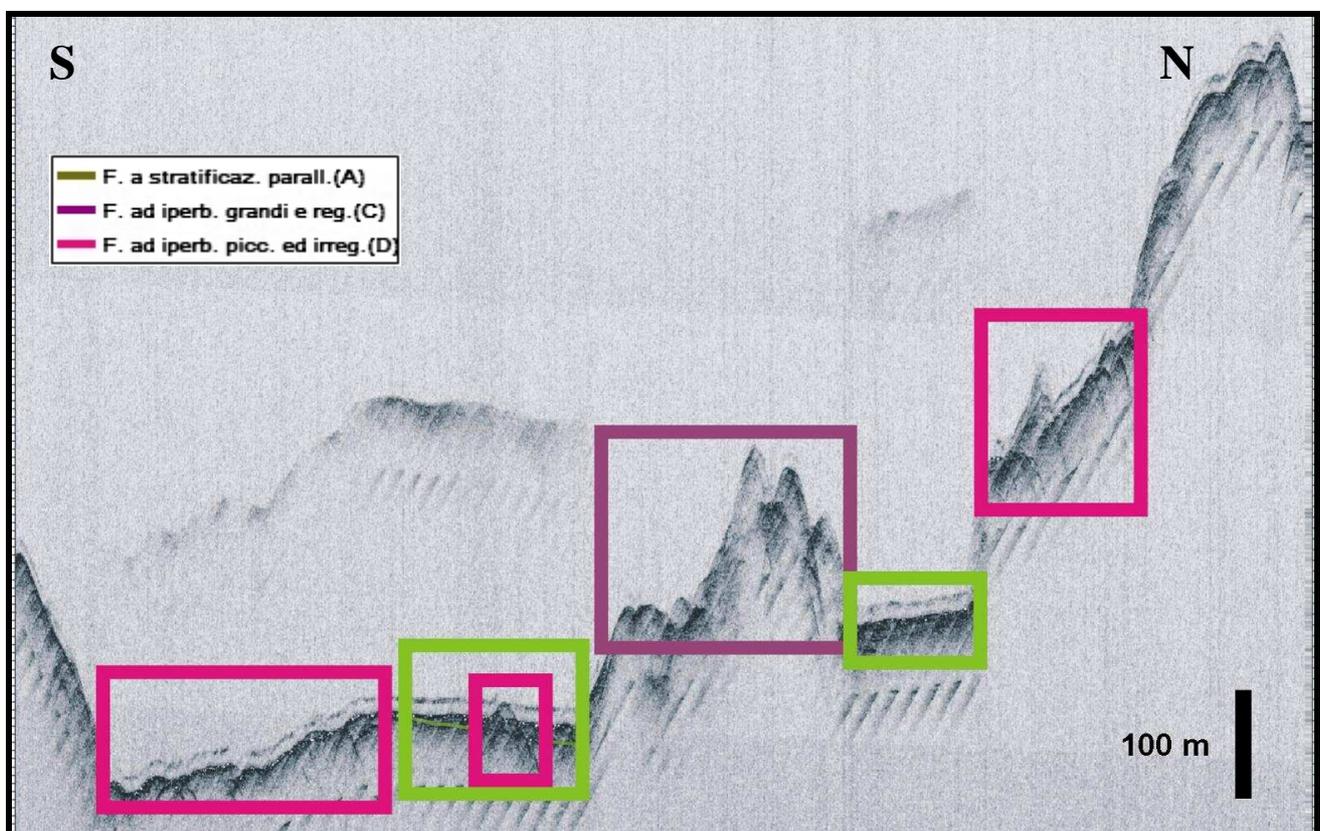


Fig.5.7 Esempio di interpretazione sismo stratigrafica di una linea Sub Bottom Profile. L'ubicazione della linea è contrassegnata da un asterisco nero in fig. 5.8.

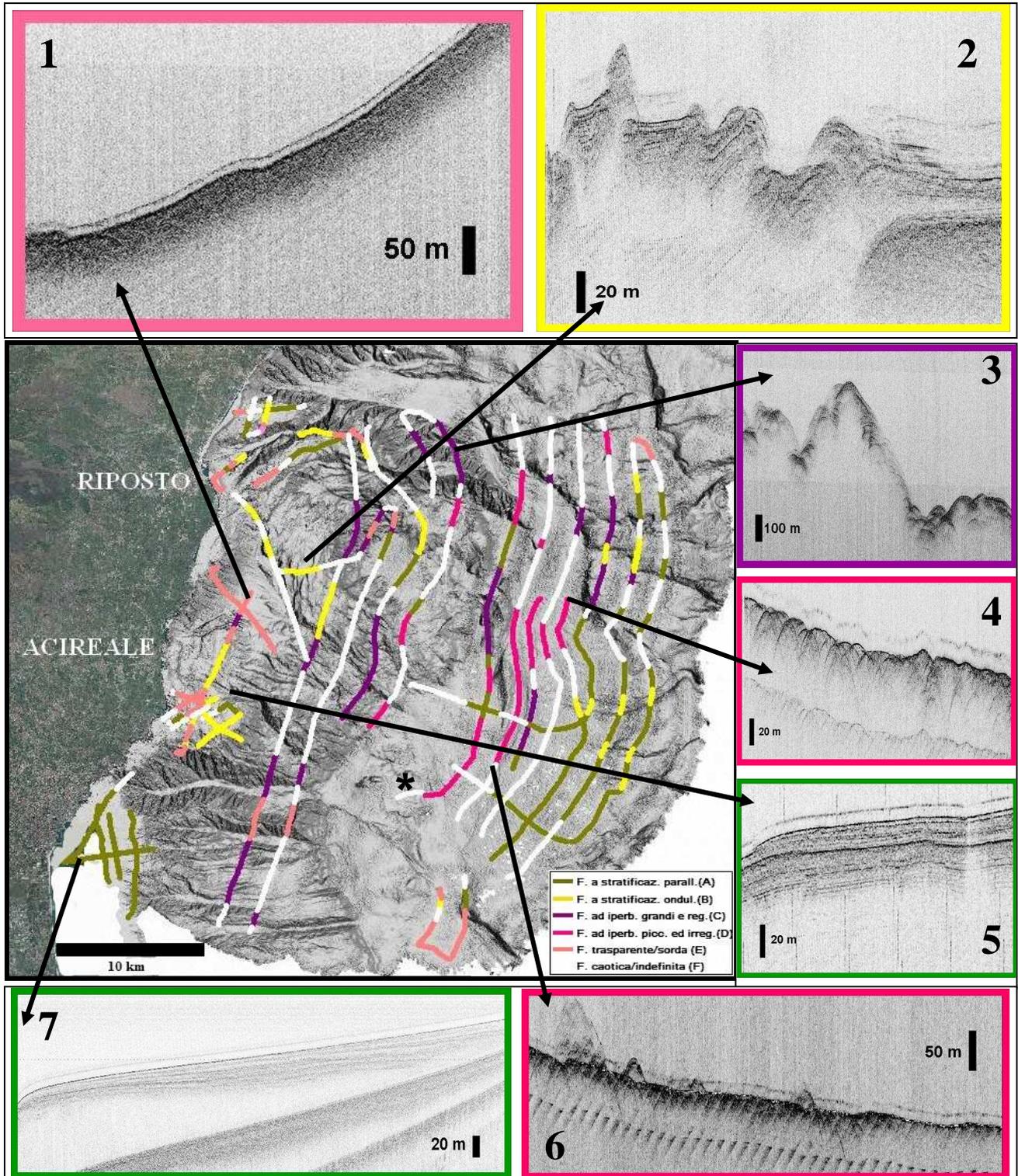


Fig. 5.8 Linee Sub Bottom Profile interpretate sulla base delle eco-facies della tab. 5.5

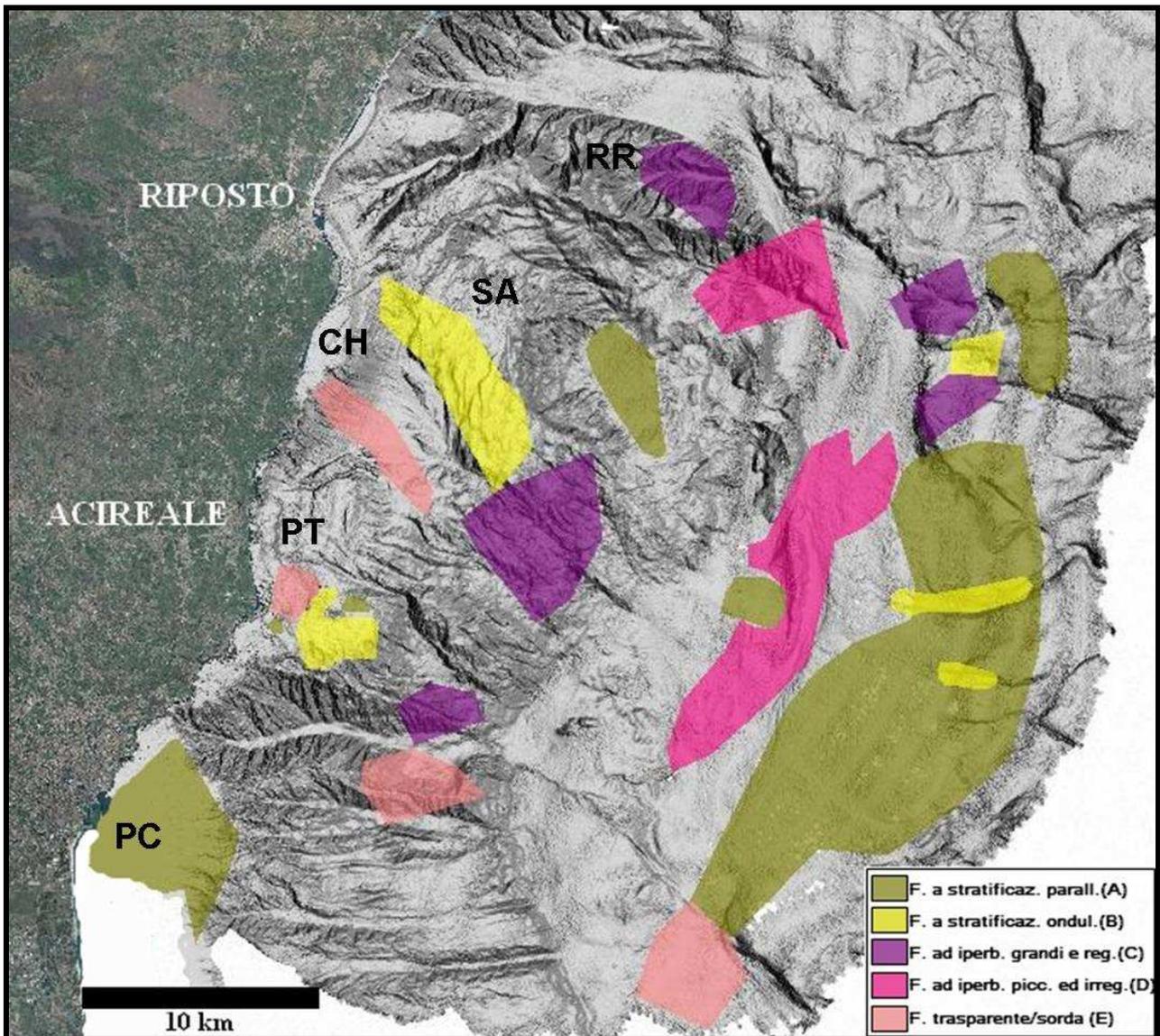


Fig. 5.9 Carta delle eco-facies dell'offshore etneo; PC Piattaforma continentale – PT Plateau delle Timpe – CH Fan del Chiancone – SA Struttura ad anfiteatro – RR Ridge di Riposto

Gli aspetti sismo-stratigrafici più importanti emersi dall'analisi delle linee Sub Bottom Profile e dalla carta delle eco-facies (fig. 5.9) sono i seguenti:

- la piattaforma a largo di Catania, come era ragionevole aspettarsi, è costituita da una stratificazione uniforme, costituita da sedimenti terrigeni, con riflettori continui e paralleli (profilo 7 di fig. 5.8); ciò è confermato anche dai dati Sparker osservati nei paragrafi 3.1 e 5.3
- il Plateau delle Timpe è stato caratterizzato sismicamente solo nella sua porzione meridionale, dove si è osservata la presenza di una vasta area acusticamente impedita (probabilmente legata alla presenza di un basamento duro) e di una zona caratterizzata da riflettori discontinui ed ondolati (facies B) da ricondurre a depositi di conturiti e/o di torbiditi accumulati alla base delle numerose scarpate di faglia che contraddistinguono questo settore del plateau; marginalmente a queste aree si osservano dei modesti bacini di

sedimentazione riempiti da sequenze di riflettori a stratificazione parallela (fig.5.9) (uno posizionato tra due scarpate orientate NO-SE a largo di Capo Mulini e l'altro in corrispondenza del bordo sud-orientale del plateau - profilo 5 di fig. 5.8)

-le propagini più profonde del fan sommerso del Chiancone appaiono sismicamente sorde dovuto alla presenza di sedimenti grossolani (sabbie e ciottoli), come si osserva nel profilo 1 di fig. 5.7; l'analisi sarà meglio approfondita nei paragrafi successivi grazie ai profili Sparker

-la porzione costituita dalle dorsali strette ed arcuate situata all'interno della struttura ad anfiteatro (profilo 2 di fig. 5.8) risulta caratterizzata da una facies piuttosto caotica, al cui interno è però possibile osservare delle sequenze discontinue di riflettori ondulati (facies B) da ricollegare a fenomenologie d'instabilità gravitativa

-un ampio bacino di sedimentazione (esteso più di 12 km²) si ritrova alla base dell'ampia nicchia di distacco alla base della struttura ad anfiteatro soggetto ad instabilità gravitativa (fig.5.9); sulla base dei profili Sparker si è visto che all'interno di questo bacino, di forma cuneiforme, si ritrova una sequenza deposizionale di circa 100 m, da attribuire, molto probabilmente, all'accumulo alla base della scarpata della nicchia di sedimenti trasportati lungo la scarpata continentale da correnti di torbida.

- un deposito ricollegabile a landslide (facies D), oggetto principale di questa analisi sismo-stratigrafica, è stato osservato alla base del basso versante meridionale del Ridge di Riposto (fig.5.8); esso potrebbe essere collegato ad un landslide la cui nicchia, di forma piuttosto allungata, è stata individuata nella parte settentrionale della struttura ad anfiteatro. Un secondo e più vasto deposito si ritrova sulla piana batiale a circa 2000 m di profondità (profili 4 e 6 di fig. 5.8); la mancanza di linee sismiche nella porzione più vicina alla scarpata continentale ne limitano, probabilmente, la sua estensione che tuttavia è notevole (circa 50 km²). Esso è caratterizzato dalla tipica risposta sismica ad iperboli piccole e regolari dovute alle continue rifrazioni di blocchi (hummocky) che talvolta si trovano ricoperti da depositi pelagici (fig. 5.7) e quindi non risultano visibili ai rilievi batimetrici multibeam. Sulla base della carta delle eco-facies (fig. 5.9) è possibile osservare che tale deposito si presenta allungato in direzione NE-SO, parallelamente alla scarpata continentale; la porzione settentrionale si trova a largo della nicchia di distacco a forma semicircolare (subito ad est delle strutture rilevate di forma irregolare), mentre la porzione meridionale è collocata in corrispondenza dello sbocco del canale collettore che si sviluppa alla base del fan sommerso del Chiancone, sbocco che coincide con il limite sud del struttura ad anfiteatro.

-il settore più profondo della piana batiale risulta caratterizzato da sequenze di riflettori piano-paralleli (a causa dell'elevata profondità e della conseguente scarsa penetrazione non è possibile valutarne gli spessori), costituiti presumibilmente da pelagiti; tali depositi risultano talvolta interrotti da sequenze di riflettori ondulati (facies B) da collegare alla presenza di piccoli canyon i cui argini producono una simile risposta sismica.

5.3 ANALISI DEL MARGINE CONTINENTALE IONICO ETNEO ED INTERPRETAZIONE DEI DOMINI FISOGRAFICI PRINCIPALI

L'analisi dei dati batimetrici ad alta risoluzione integrata da quella dei dati geofisici (profili sismici soprattutto) e dei campionamenti realizzati nell'offshore etneo rivelano un assetto molto articolato del margine continentale ionico proprio in corrispondenza dell'Etna; ciò è dovuto alla coesistenza di processi deposizionali (depositi recenti ed attuali, colate laviche e intrusioni magmatiche), fenomeni erosivi (canyon e strutture erosive minori), instabilità gravitativa a grande e piccola scala e soprattutto di una tettonica molto intesa.

Un'analisi morfo-batimetrica a grande scala ha permesso di identificare nell'offshore etneo un margine continentale piuttosto articolato che presenta un assetto morfo-strutturale totalmente differente rispetto a quello dei settori adiacenti (fig. 3.1).

Il settore posto immediatamente a nord del dominio etneo mostra un margine continentale estremamente stretto dovuto principalmente ad una prevalenza dei fenomeni erosivi su quelli deposizionali; l'elevata attività erosiva di questo settore è testimoniata dalla presenza di numerosi sistemi erosivi che incidono la scarpata continentale e che appaiono in continuità con le altrettanto numerose fiamme che in ambiente subaereo caratterizzano la porzione costiera dei Monti Peloritani (fig. 5.10).

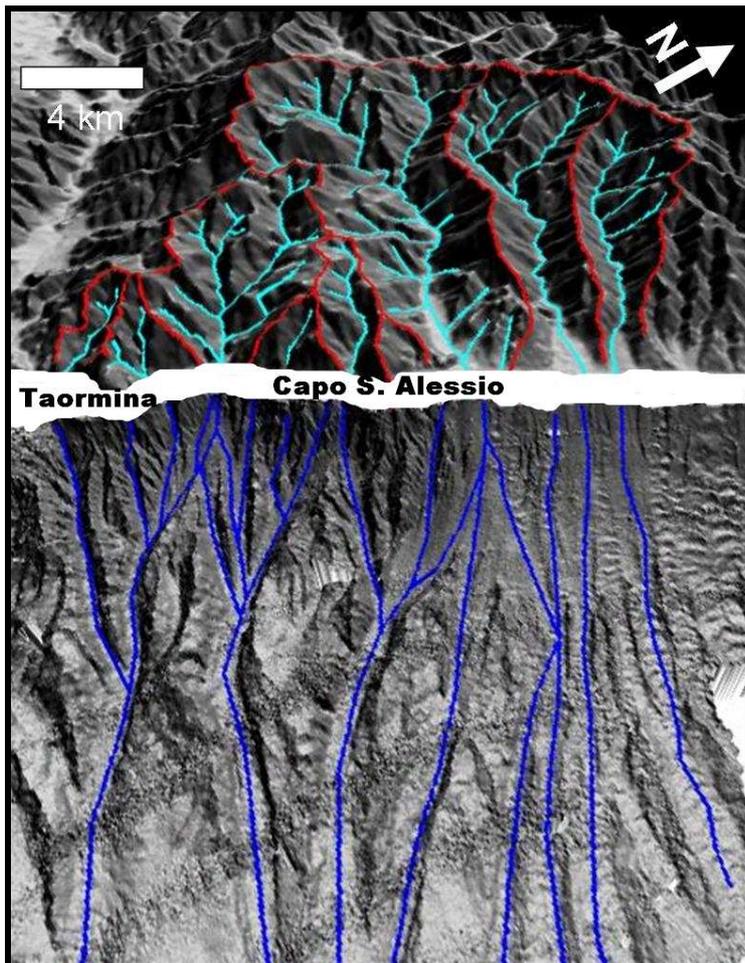


Fig. 5.10 Immagine 3D (esag. vertic. 2x) delle strutture erosive (in azzurro) del settore nord in perfetta continuità con le fiumare (in blu) dei Monti Peloritani.

Il settore posto a sud, da Catania fino a Siracusa, presenta un margine continentale molto ampio costituito da una vasta piattaforma continentale frutto di una predominante attività deposizionale, essenzialmente legata alla foce del fiume Simeto; quest'ultimo dista attualmente circa 10 km da Catania e rappresenta il maggiore fiume siciliano per estensione del bacino idrografico che interessa gran parte dei rilievi montuosi della Sicilia centro-orientale.

L'attuale conformazione della piattaforma continentale è il risultato dei processi di progradazione verso mare dei depositi alluvionali recenti e delle cicliche migrazioni della foce del fiume così come l'attuale conformazione della Piana di Catania (su cui scorre l'ultimo tratto del Simeto) è il risultato delle cicliche alluvioni e delle migrazioni del corso del fiume, connesse queste ultime anche all'espansione dell'edificio vulcanico etneo. A tali migrazioni (nel tempo e nello spazio) della foce del Simeto si può attribuire la presenza della serie di canyon che incidono la sottostante scarpata a cominciare dal Canyon di Catania.

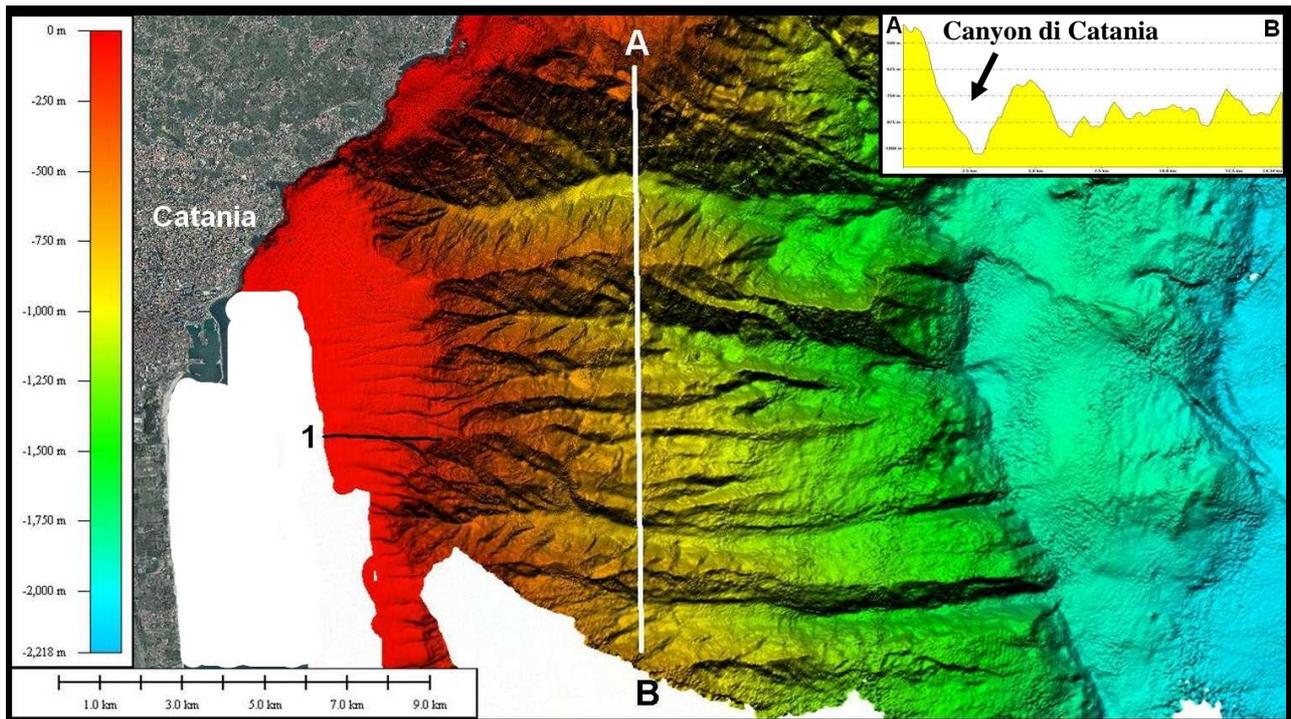


Fig. 5.11 successione di canyon che incidono la piattaforma e la scarpata continentale a largo di Catania. Il numero 1 indica la traccia del profilo Sparker di fig. 5.12.

Analizzando, nel loro insieme, i dati ecometrici multifascio a disposizione si evidenzia la presenza di un ampio bulge che interessa l'intero margine continentale di fronte l'Etna producendo l'avanzamento verso est di quest'ultimo di diversi km rispetto ai settori contigui (fig. 3.1). Il motivo della presenza di questo rigonfiamento è da ricercare all'interno dell'evoluzione geodinamica della Sicilia orientale a cui si aggiungono i locali processi di intrusione magmatica ed il fenomeno d'instabilità geostatica che interessa il versante orientale dell'Etna. Tale argomento verrà trattato più ampiamente nel paragrafo 5.6.

Sulla base dei numerosi campionamenti effettuati, si osserva che buona parte del fondale dell'area studiata è occupato, sotto una sottile copertura di fanghi attuali, dalla copertura sedimentaria olocenica. Essa rappresenta la prosecuzione della sedimentazione che ha formato la successione argillosa del pleistocene medio-inferiore, che affiora in superficie in limitate porzioni del basso versante orientale dell'Etna e precisamente nei pressi di Fiumefreddo e nell'area compresa tra Ficarazzi e Capo Mulini. Tali sedimenti marini sommersi, così come quelli subaerei, risultano poi localmente coperti dai prodotti vulcanici (colate laviche, piroclastiti e depositi vulcanoclastici primari e secondari) riconducibili all'attività eruttiva più o meno recente dell'Etna.

Il bulge è caratterizzato da una scarpata continentale piuttosto articolata e dall'assenza della piattaforma continentale. Quest'ultima è presente solo nella porzione meridionale dell'area studiata e cioè tra Acitrezza e Catania dove appare molto ampia.

Tale piattaforma rappresenta la porzione più settentrionale di quella che interessa il settore posto tra Catania e Siracusa ed è costituita, dalla superficie d'abrasione sviluppatasi durante lo stazionamento del mare nel corso dell'ultimo ciclo glacio-eustatico tardo pleistocenico-olocenico sulla quale si è poi sviluppata una copertura detritica di debole spessore (essenzialmente legata all'attività deposizionale del Simeto); lo stazionamento raggiunse l'acme regressivo all'incirca 18 ka fa, quando il livello del mare era circa 120 m più basso rispetto all'attuale.

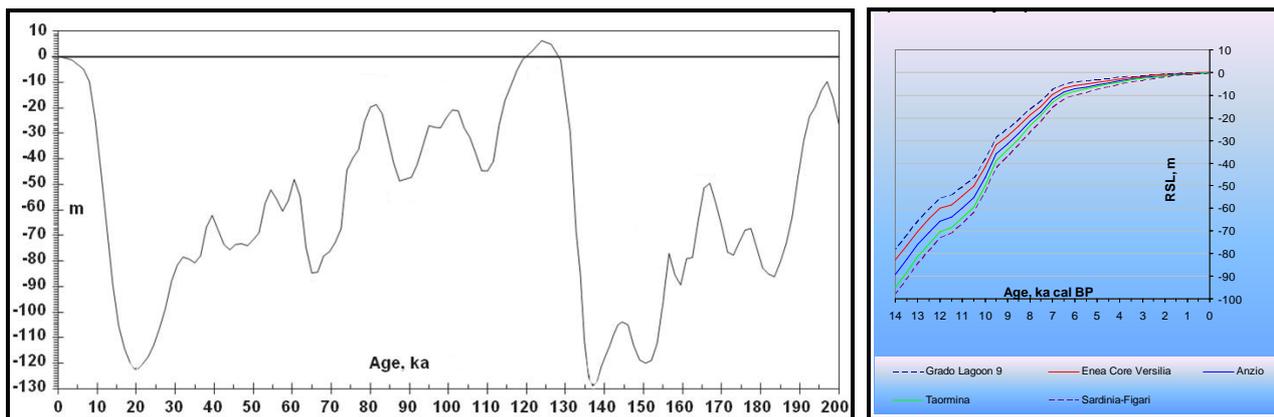


Fig. 5.12 Curva eustatica degli ultimi 200 ka (a sinistra) da Waelbroeck et al. (2002) e degli ultimi 15 ka fa (a destra) da Antonioli et al. (2003).

Considerando uno spessore massimo dei sedimenti della piattaforma di circa 40 m misurati lungo l'isobata -60 m, a circa 3,5 km dalla linea di costa, si può estrapolare un valore di sedimentazione di circa 2-2,5 mm/a in questo settore della piattaforma (fig. 5.13).

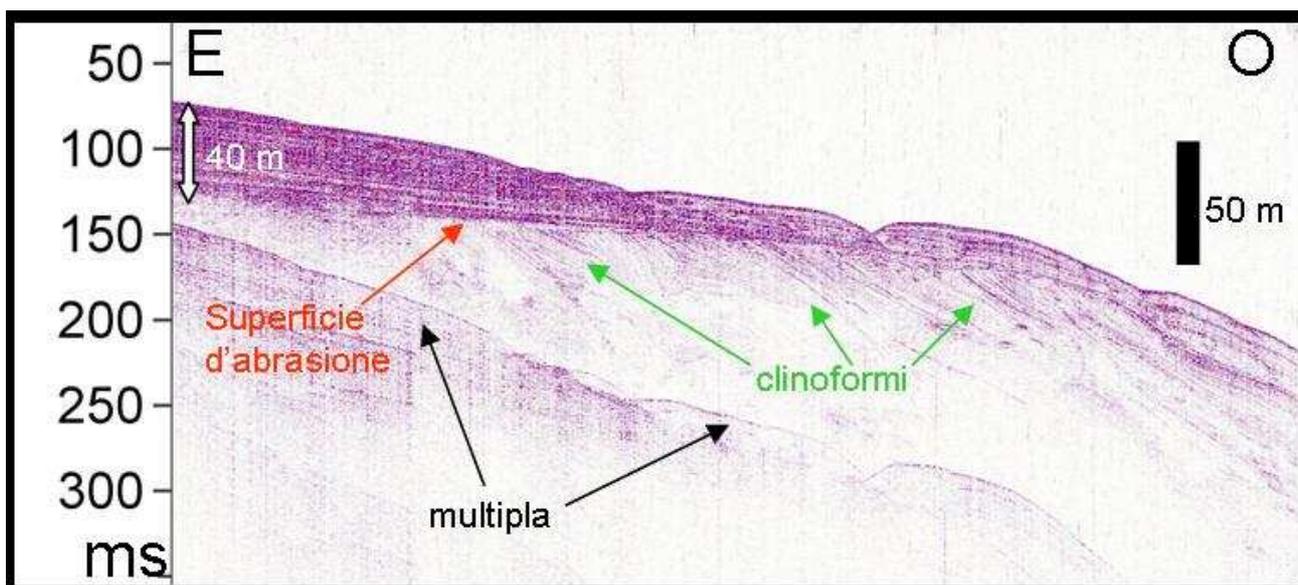


Fig. 5.13 profilo Sparker acquisito sulla piattaforma continentale a largo di Catania (per la traccia vedere la fig. 5.11). Da notare la discordanza tra i clinoformi (depositi regressivi post-tirreniani) ed i sovrastanti depositi trasgressivi e di high-stand successivi all'ultimo periodo glaciale.

Nel settore più profondo della piattaforma continentale si osserva una serie di elementi erosivi canalizzati piuttosto rettilinei che ne incidono il ciglio prima di convergere all'interno dei canyon della scarpata (fig. 3.2). L'interpretazione più plausibile è che si tratti di gullies originatesi dall'interazione di flussi iperpicnali con il fondo marino in relazione ad episodi di maggiore apporto sedimentario. Tali episodi potrebbero essere correlati a fenomeni di piena del Simeto quando, a seguito dell'aumento della portata d'acqua e della velocità della corrente aumentano sia il carico in sospensione che il carico di fondo (cioè il materiale trasportato a contatto con il fondale e negli strati d'acqua immediatamente sovrastanti il fondo); oppure potrebbero essersi collegati allo smantellamento di abbondanti depositi piroclastici etnei che aumentano ugualmente il carico di fondo. In ogni caso, si produce un aumento della densità della corrente rispetto alle acque soprastanti dando origine a flussi di tipo iperpicnale che tendono a muoversi a contatto con il fondale erodendolo.

La loro interazione con le testate dei canyon della scarpata confermano il fatto che si tratta di strutture attive.

Nelle restanti porzioni dell'area studiata, evidenze della presenza della piattaforma continentale si rinvencono solo a largo di Fondachello in una limitata porzione di fondale non coinvolta da recenti fenomeni erosivi e/o deposizionali (fig.).

Pertanto in contrasto con Gabbianelli et al., (1995) e Bousquet et al. (1998), i quali identificano una piattaforma continentale con un andamento a campana (stretto di fronte al vulcano ed ampio in corrispondenza di entrambi i margini dell'edificio) dovuto ad un uplift differenziale, i nuovi dati batimetrici permettono di affermare la totale assenza della piattaforma nell'offshore etneo e quindi all'interno del bulge; ciò potrebbe essere relazionata da un lato ad una notevole attività erosiva legata agli intensi fenomeni tettonici e gravitativi che controllano il settore e dall'altro all'espansione costiera della copertura vulcanica dimostratesi più veloce rispetto all'attività deposizionale.

All'interno dell'intera area studiata, gran parte del settore sotto-costa è occupato dalla prosecuzione in mare dei fronti delle colate laviche tutte riconducibili al Mongibello, tranne che nel tratto settentrionale della Timpa di Acireale, dove si osserva la prosecuzione in mare delle colate laviche relative alla fase Timpe.

Le colate che affiorano tra Mascali e Fiumefreddo, attribuite all'Ellittico, non hanno, infatti, evidenze del loro proseguimento a mare probabilmente perché il fronte lavico si è fermato prima di giungere sulla costa (colata del 1928), oppure perché la porzione più avanzata è

stata abbondantemente ricoperta dai depositi alluvionali di spiaggia e/o dal terrazzo deposizionale sommerso (in questa zona ben sviluppato).

Nell'area antistante Pozzillo si individuano i fronti delle colate di Pozzillo (15 ka-3,9 ka) e di Fleri (122 a.C.-1669); quest'ultima ricopre un'altra colata (probabilmente riconducibile alla Colata di Vallone Pozzillo). A nord di Pozzillo si nota, attraverso un profilo Sparker, la presenza del fronte sommerso di una colata lavica ricoperto dal deposito vulcanoclastico del Chiancone (fig. 5.14). Un'interpretazione alternativa è che si tratti del fan alluvionale del torrente Fago che si trova nel corrispondente tratto costiero.

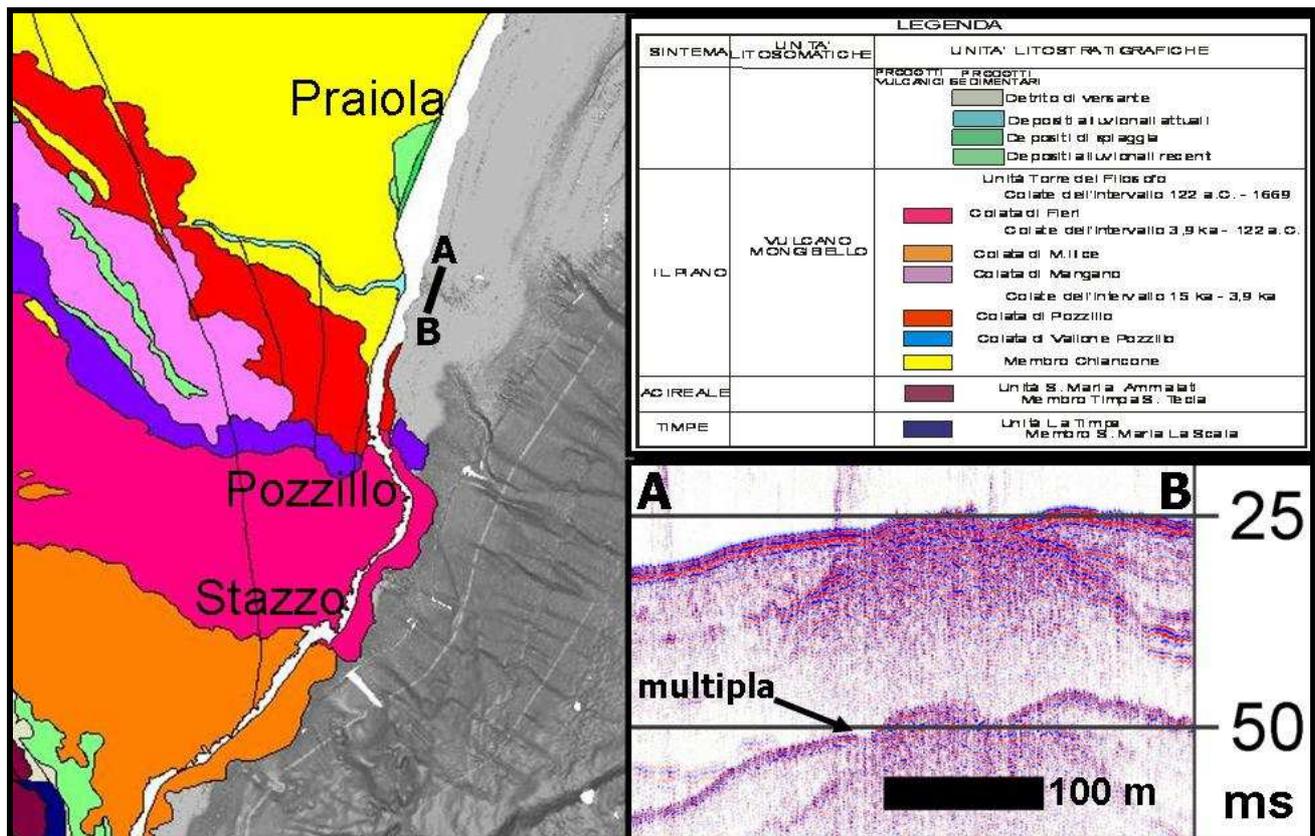


Fig. 5.14 Fronti lavici sommersi di colate affioranti lungo la costa; in basso a destra un profilo sismico Sparker evidenzia la presenza del fronte di una colata (precedente rispetto a quelle affioranti in superficie) parzialmente ricoperto dal Chiancone.

Tra le località di Stazzo e S. Tecla si osserva invece il fronte lavico (corrispondente alla paleofalesia) della colata di Monte Ilce (1040 ± 20 da Tanguy et al. 2003) (fig...faglia di Stazzo). Nei pressi dell'abitato di Stazzo la porzione sommersa della colata di Fleri è caratterizzata dalla presenza di canali lavici ben sviluppati (estesi in lunghezza per diverse decine di metri) che sembrano essere la prosecuzione di quelli individuati in prossimità della costa (fig. 5.15).

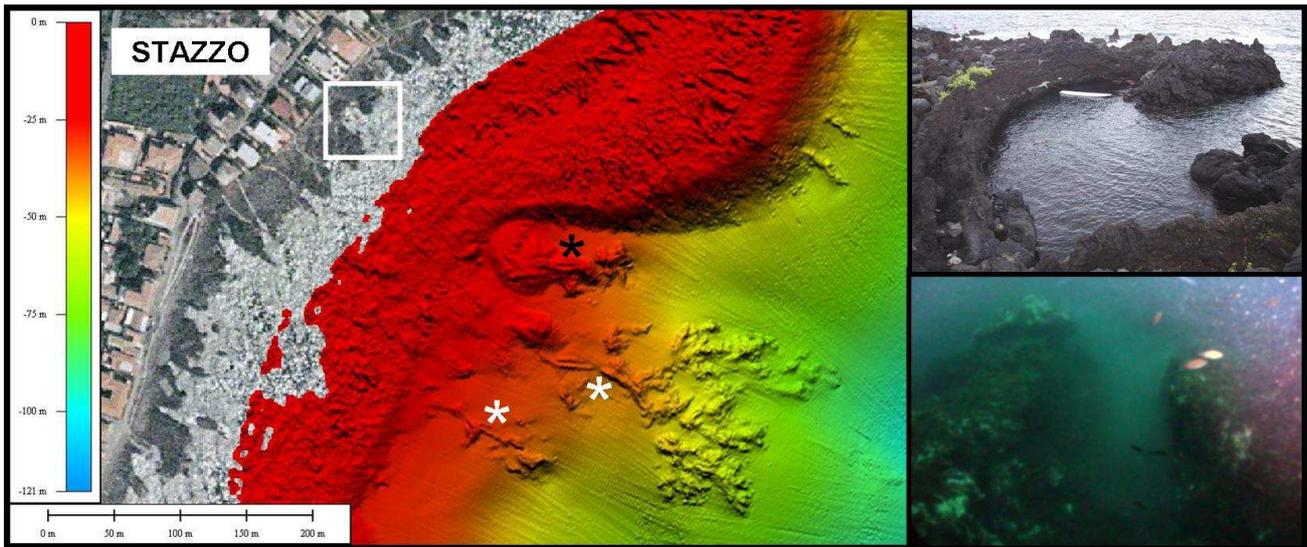


Fig. 5.15 Canali lavici subacquei a largo di Stazzo (evidenziati da un asterisco nell'immagine batimetrica a sinistra) in continuità con quelli individuati lungo la costa (riquadro bianco e foto in alto a destra); l'asterisco nero indica il canale della foto in basso a destra.

Morfologie simili sono state osservate anche a largo di S. Giovanni Li Cuti. Fornari (1986), sulla base di osservazioni subacquee effettuate alle Hawaii, sostiene che tunnel e canali lavici si possono sviluppare anche in ambiente subacqueo, mantenendo più o meno le stesse caratteristiche delle strutture subaeree.

In corrispondenza del tratto costiero compreso tra S. Tecla e S. Maria La Scala si osserva la sovrapposizione delle vulcaniti riconducibili alla colata di Gorna (3,9-122 a.C.) su quelle attribuite al Membro S. Maria La Scala (Unità La Timpa); tale rapporto stratigrafico è riscontrabile anche nella porzione subacquea dove si individua la sovrapposizione di limitati flussi lavici della colata di Gorna sulle vulcaniti antiche, le quali mostrano una superficie ampiamente modellata dal mare.

La colata di Aciplatani ricopre gran parte del settore meridionale della Timpa, da Acireale a Capo Mulini, ed in alcuni tratti oltrepassa la sommità della scarpata raggiungendo il mare; flussi lavici sommersi attribuibili a questa colata si ritrovano, infatti, in corrispondenza di S. Caterina e di Capo Mulini, dove il fronte si ritrova fino a profondità di oltre 50 m, essendo stato ampiamente dislocato dalle faglie appartenenti al sistema Timpe (fig. 5.16).

Alla base di questa colata sono state osservate delle particolari strutture caratterizzate da una morfologia depressa affiancata ad una in rilievo (fig. 3), che sono state interpretate come dovute all'interazione tra le correnti e la stessa scarpata della colata simili a conturiti. Poco più a sud, sempre alla base della colata di Aciplatani, sono visibili delle strutture simili a dei cordoni orientati NO-SE. Esse sono state interpretate come dei megaripple dovuti a deposizione e successiva rimobilizzazione del sedimento trasportato dalle correnti

marine. L'interazione della corrente con il fronte delle colate laviche, provoca un rallentamento del flusso, che ha quindi una minore capacità di trasporto e determina una deviazione della direzione di sviluppo di queste forme deposizionali, visibile nel settore meno profondo.

Il tratto meridionale del settore in esame (da Acicastello a Catania) è caratterizzato dalla presenza di diverse colate laviche i cui fronti più avanzati si rinvergono anche nella porzione sommersa. A largo del tratto costiero compreso tra Acicastello e Ognina si nota la sovrapposizione della colata di Motta su quella di Cezza (entrambe riconducibili al periodo 15 ka-3,9 ka); tale sovrapposizione si osserva chiaramente anche a terra nei pressi della località Cezza. A largo del porticciolo di Ognina si osserva la presenza di un corpo lavico riferibile alla colata di Monte Arsi di S. Maria (datata da Tanguy et al., 2003 a 1160 ± 30) la cui forma, simile a quella di un delta, è tipica di una colata che si è messa in posto in ambiente subacqueo in tempi piuttosto recenti.

Infine, in corrispondenza del margine meridionale dell'area studiata si osserva la sovrapposizione della colata di Ognina su quella di Larmisi (entrambe appartenenti al periodo 15 ka-3,9 ka); tale contatto nella porzione subaerea non è osservabile perché coperto dalle vulcaniti più recenti.

Lungo tutto il sotto-costa etneo si assiste all'interazione tra le colate laviche ed i terrazzi deposizionali sommersi che si esplica con la presenza di limiti ben definiti tra le due strutture. I terrazzi sembrano formarsi grazie al sedimento eroso a spese del fronte lavico e della costa limitrofa e poi deposto dalle correnti superficiali nelle immediate vicinanze di esso ed al di sotto del livello del moto ondoso efficace (fig. 5.16 e fig. 3.).

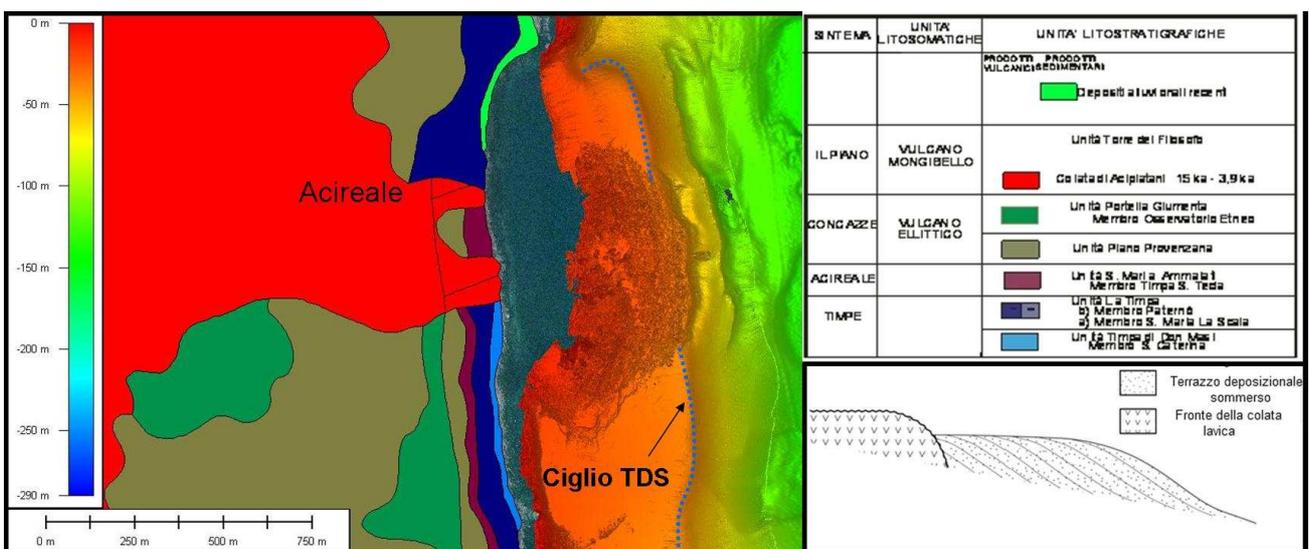


Fig. 5.16 Interazione tra il fronte sommerso di una colata lavica e il terrazzo deposizionale sommerso ad esso associato nell'offshore di Acireale; in basso a destra uno schema del loro rapporto.

Il bulge appare delimitato da due grandi strutture erosive: la Valle di Fiumefreddo a nord ed il Canyon di Catania a sud.

La Valle di Fiumefreddo rappresenta un grosso elemento di discontinuità, che segna il passaggio dall'offshore del dominio dei Peloritani a quello etneo. Si tratta di una vasta struttura canalizzata sottomarina che costituisce una via diretta per il transito del sedimento dalla scarpata verso il bacino. Essa è orientata E-O ed è caratterizzata da un thalweg ampio e piatto. La testata della valle si spinge fino a 100 m dalla linea di costa dove erode vistosamente il terrazzo deposizionale sommerso testimoniando un'attuale attività erosiva.

Una particolarità di questa valle è l'estrema linearità del bordo meridionale orientato circa N100° (fig. 5.17) e caratterizzato da scarpate comprese tra 100 e 200 m; tale andamento permette di ipotizzare la presenza di un controllo tettonico della valle da parte di un lineamento strutturale.

Questa interpretazione è supportata da diversi elementi:

- 1) una elevata asimmetria del reticolo idrografico del canyon, evidenziata tramite l'analisi morfometrica del paragrafo 5.1, che rivela un probabile controllo tettonico
- 2) il confronto con altri canyon sottomarini presenti in California, Nuova Zelanda, ecc..che mostrano un simile andamento (Mountjoy et al., 2009)
- 3) la presenza di un importante lineamento tettonico (Sistema di faglia Pernicana-Fiumefreddo) che in ambiente subaereo mostra lo stesso trend e potrebbe rappresentare la sua continuazione a terra (fig. 5.17)
- 4) la presenza di un importante lineamento strutturale coincidente con la Valle di Fiumefreddo nelle interpretazioni di profili sismici di Nicolich et al. (2000) (fig. 5.17) e Sartori et al. (1991) (fig.1.8).

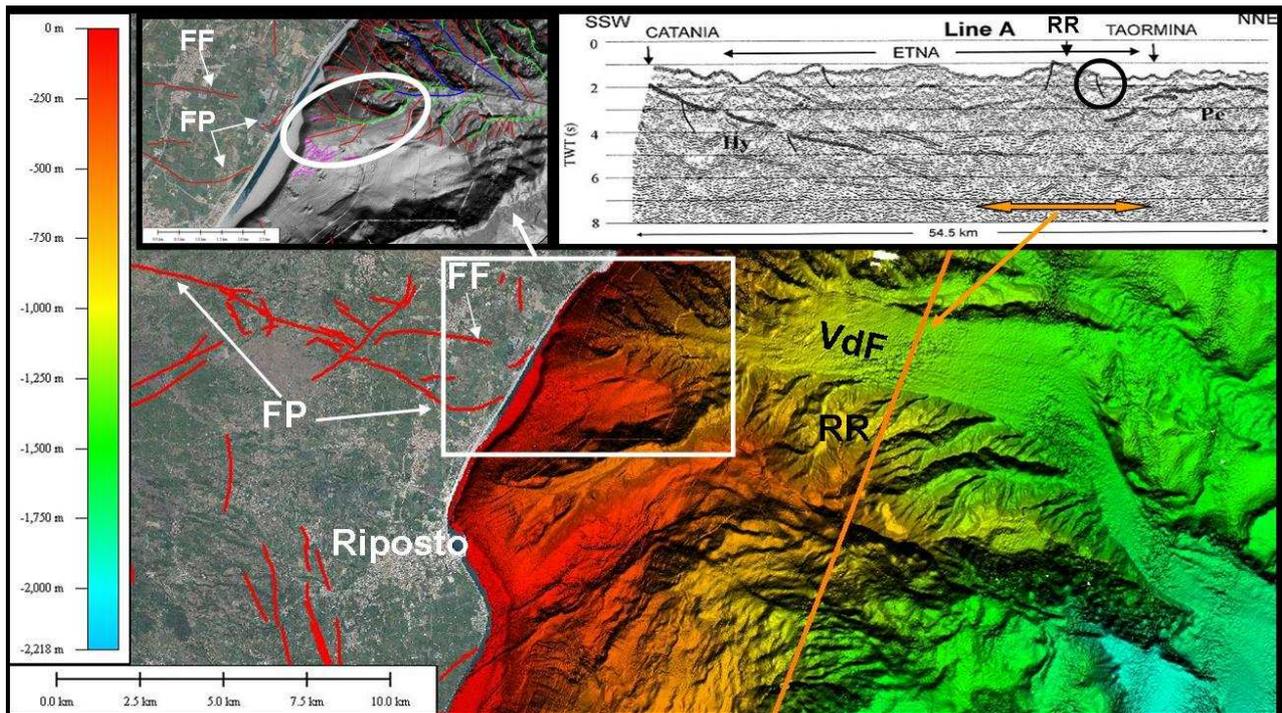


Fig. 5.17 Correlazione tra la Valle di Fiumefreddo (VdF) e le faglie costiere della Pernicana (FP) e di Fiumefreddo (FF); in alto a sinistra particolare della porzione meridionale della testata della valle dove si nota l'allineamento di un'asta del reticolo con le faglie presenti nell'offshore poco profondo (in violetto) e con quelle della costa (in rosso); in alto a destra un profilo sismico (Nicolich et al, 2000) in cui viene evidenziata la presenza di un lineamento tettonico che borda il margine settentrionale del Ridge di Riposto (RR).

Sfortunatamente le linee sismiche Sub Bottom Profile acquisite in corrispondenza di tale lineamento non forniscono evidenze sismo-stratigrafiche dirette in quanto una tale scarpata produce un notevole rumore sismico che disturba il segnale non permettendo di individuare i riflettori acustici.

Evidenze di un controllo strutturale si hanno anche nella porzione meridionale della testata della valle dove un canale orientato N65° appare allineato con la terminazione orientale della faglia della Pernicana (fig. 5.17).

Inquadrando la Valle di Fiumefreddo all'interno di un contesto regionale si osserva che essa si trova in corrispondenza della Linea dell'Alcantara un fascio di faglie orientato circa NO-SE ritenuto parte del Sistema Sud Tirrenico (fig.1.1).

Il Canyon di Catania rappresenta, di gran lunga, la più grande struttura erosiva dell'intera area investigata interessando la scarpata continentale a largo di Catania in tutta la sua ampiezza. La sua presenza è presumibilmente da ricollegare alla paleo-foce del Simeto, che prima dell'espansione dell'edificio vulcanico etneo si trovava più a nord rispetto all'attuale posizione. La testata del canyon si spinge fino al sottocosta in corrispondenza della località Cannizzaro dove erode sensibilmente il terrazzo deposizionale sommerso ed

il fronte subacqueo della colata di Cannizzaro (15-3,9 ka) mostrando così evidenze di erosione attiva. La notevole attività erosiva di questo canyon e la sua interazione con la costa sono testimoniate dalla presenza di una baia larga circa 1 km situata sempre in corrispondenza del litorale di Cannizzaro; essa si è formata in tempi recenti (<15 ka in quanto è stata coinvolta la stessa colata di Cannizzaro) a seguito dell'erosione operata dalla testata del canyon (fig. 5.18).

Le nicchie erosive della testata che incidono la piattaforma continentale appaiono contornate da altre morfologie circolari interpretate come delle paleo-nicchie di erosione, molto sviluppate sulla porzione meridionale della testata (fig. 5.18); ciò testimonia una precedente attività erosiva maggiormente sviluppata rispetto all'attuale che è poi stata seguita da una fase di mantellamento ad opera di depositi clastici recenti.

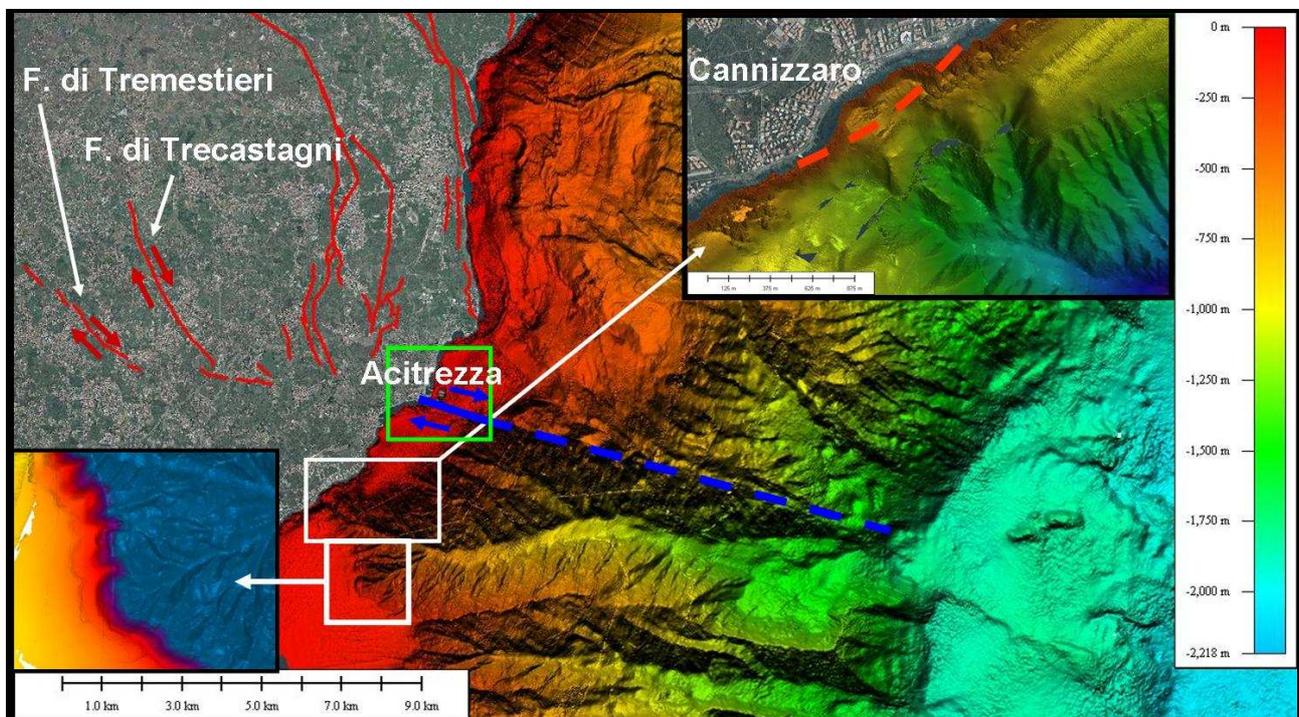


Fig. 5.18 Correlazione tra il lineamento che borda il fianco sinistro del Canyon di Catania con la faglia di Acitrezza che disloca le intrusioni vulcaniche ed il sistema di faglie Trecastagni-Tremestieri-Mascalucia. in alto a destra particolare della testata del canyon che interagisce con la costa ed in basso a sinistra particolare delle paleo-nicchie di erosione della testata.

I fianchi del canyon appaiono molto ripidi ed asimmetrici; il settore centrale del fianco nord, impostato sulla porzione meridionale del Plateau delle Timpe, si presenta più alto rispetto al corrispondente settore del fianco sud, che invece interessa la piattaforma continentale (fig. 3.). L'analisi morfometrica condotta all'interno del canyon ha evidenziato una certa asimmetria anche per quanto riguarda il livello di organizzazione delle strutture erosive che li incidono: piuttosto omogeneo ed organizzato il reticolo a sud, più irregolare quello nord. La geometria del reticolo è di tipo parallelo con direzioni di drenaggio preferenziali

orientate da ENE-OSO a NE-SO. Queste considerazioni permettono di affermare che il canyon di Catania si è impostato lungo una discontinuità importante evidenziata, nella porzione centrale del canyon stesso, da una diversa litologia tra il fianco nord (più coerente) e sud.

Questa discontinuità potrebbe essere di origine tettonica e quindi come evidenziato nel par. 5.1 il canyon potrebbe aver avuto un'evoluzione controllata da direttrici strutturali che ne avrebbe reso sinuoso l'andamento. Tale lineamento risulterebbe coincidente con il fianco nord del canyon.

Ciò è confermato da:

- l'estrema linearità della settore medio-basso dello stesso fianco nord
- il perfetto allineamento tra il fianco nord ed il sistema di faglie di Acitrezza (fig. 5.18 e fig.) la cui master fault si sviluppa sulla piattaforma continentale sovrastante mostrando un'orientazione circa E-O dislocando in destra un corpo intrusivo; tale lineamento sembra poi continuare in corrispondenza dello sbocco del canyon sulla piana batiale dove si osserva una lunga e ripida scarpata orientata NO-SE
- la possibile correlazione con il sistema di faglie Trecastagni-Tremestieri-Mascalucia che mostrano un cinematismo destro, compatibile con quello della faglia di Acitrezza (fig. 5.18)
- la presenza dell'unica asta immissaria di IV ordine orientata ENE-OSO che si sviluppa a partire dallo stesso corpo intrusivo a largo di Acitrezza (fig. 5.6)

Nel settore più profondo del canyon si nota la presenza di un'ampia nicchia erosiva la cui attività sembra essere molto intensa; in corrispondenza di tale nicchia si nota all'interno del thalweg una scarpata di oltre 50 m immergente verso sud che testimonia un'attività erosiva più intensa rispetto a quella dell'asta principale del canyon dovuta anche ad una differente acclività.

All'interno dell'area studiata è possibile identificare due alti morfologici che costituiscono le "spalle" del bulge: il Ridge di Riposto a nord ed il Plateau delle Timpe a sud.

Il Ridge di Riposto rappresenta il limite nord del bulge; si tratta di una vasta dorsale allungata in direzione E-O che si sviluppa nell'offshore dell'omonimo paese per oltre 20 km in lunghezza. I campionamenti (dragaggi) ed i profili simici realizzati nella porzione profonda del Ridge di Riposto hanno permesso di affermare, in accordo con Gabbianelli et al. (1995), che esso risulta costituito da una potente successione di argille pleistoceniche-oloceniche che poggiano su un substrato sedimentario tettonicamente deformato, mentre alla base della dorsale sono stati dragati terreni ascrivibili alle unità della catena peloritana

(filladi ed arenarie del Flysh di Capo d'Orlando; AA.VV., 1979). Sulla base di questi affioramenti il Ridge di Riposto rappresenterebbe il prolungamento in mare delle unità alloctone della Catena Appenninico-Maghrebide, che si sviluppa a terra con il medesimo trend (Gabbianelli et al., 1995; Coltelli et al., 1997; Bousquet et al., 1998). Infatti il Ridge di Riposto si ritrova in continuità con la Dorsale di Piedimonte, che rappresenta il fronte costiero più avanzato Catena Appenninico-Maghrebide.

Nella porzione più costiera il ridge appare disseccato da un profondo canyon, il Canyon di Riposto, il cui andamento appare parallelo a quella del rilevante sistema di faglie che disloca il ridge stesso. Come evidenziato nel paragrafo 5.1, il canyon potrebbe essersi impostato su di un lineamento tettonico preesistente e la brusca variazione di direzione, presente a circa – 550 m potrebbe essere dovuta a questo controllo tettonico. La testata del Canyon di Riposto si sviluppa in corrispondenza del sottocosta dove si manifesta con la presenza di numerose nicchie erosive, **che prima della realizzazioni di opportuni frangiflutti, hanno inciso il litorale posto immediatamente a nord del porto di Riposto (fig)...oppure...e che poi sono state riempite dal terrazzo deposizionale sommerso, che in questo settore appare ben sviluppato, testimoniando una sua intensa e recente attività. verificare con visione di preced foto aeree di riposto.**

All'interno del settore meridionale della testata l'erosione selettiva ha messo in evidenza una dorsale allungata in direzione NE-SO (parallelamente all'andamento del canyon) riconducibile presumibilmente ad un substrato litologicamente più competente. Su di essa sono presenti alcuni rilievi di forma pseudo-conica o allungata con altezze comprese tra 10 e 25 m; un profilo Sparker acquisito longitudinalmente ad uno di questi rilievi ha rivelato la presenza di un vulcano di fango, probabilmente ancora attivo (vista la sua notevole pendenza), testimoniata dalla risalita di fluidi che tronca e fa ricurvare un accrescimento di sedimenti alto più di 100 m costituito presumibilmente da fango.

Le forme di fondo osservate all'interno del thalweg sono state interpretate come "sand waves", simili a quelle descritte da Smith et al. (2005) all'interno del Canyon di Monterey (California). Esse si formano quando il materiale derivante dall'erosione costiera (sabbia e silt) viene convogliato nel thalweg e poi trasportato verso le porzioni più profonde della scarpata continentale dalle correnti di torbida; il meccanismo di trasporto sul fondo produce la formazione di un esteso e continuo campo di dune con geometria a mezzaluna, come quelle osservate all'interno del Canyon di Riposto.

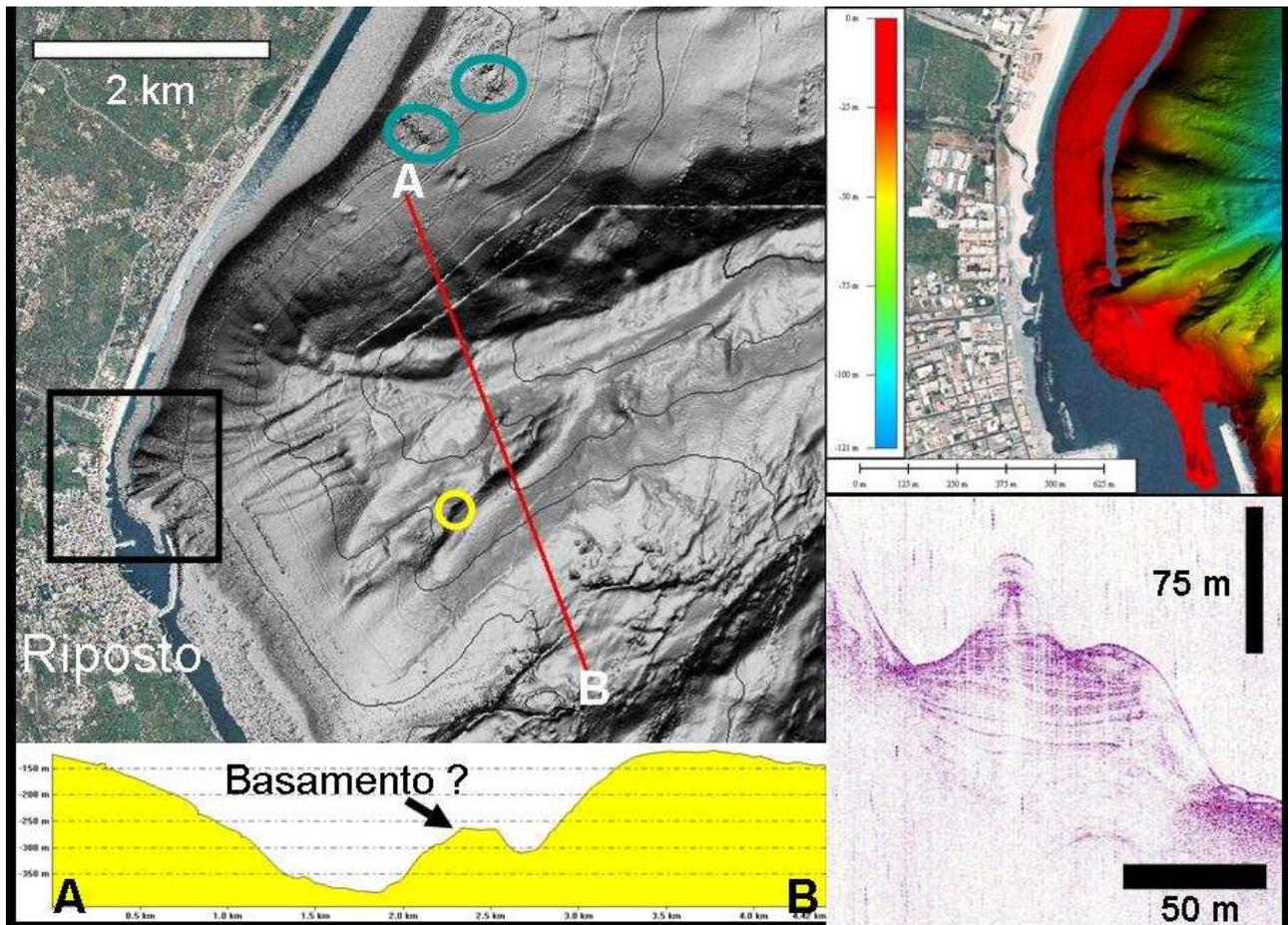


Fig. 5. La testata del Canyon di Riposto con evidenziata l'interazione tra le nicchie erosive e la zona portuale (in alto a destra) ed un vulcano di fango (in basso a destra) indagato tramite indagine sismica (Saprker) e posizionato (cerchio giallo) in corrispondenza di una dorsale (che potrebbe essere interpretato come un affioramento del basamento); i cerchi azzurri indicano altri affioramenti di vulcani di fango.

Il Canyon di Riposto disseca il Ridge di Riposto in due settori: la Dorsale di Fondachello a nord e la Secca di Riposto a sud. Sulla Dorsale di Fondachello la rottura di pendio morfologica localizzata ad una profondità di circa 150 m è stata interpretata come la piattaforma di abrasione tardo-pleistocenica. Questo assetto è confermato da un profilo Sub Bottom Profile E-O (pressappoco coincidente con il profilo Sparker di fig....) che evidenzia la discordanza stratigrafica tra la superficie d'abrasione wurmiana ed i sedimenti recenti caratterizzati da uno spessore limitato.

Tra le profondità di 70 e 120 m sono stati osservati una serie di rilievi a morfologia mammellonare disposti in gruppi di forma semicircolare o allungata; sulla base delle indagini sismiche e delle immagini effettuate con il ROV, essi sono stati interpretati come dei vulcani di fango.

Le evidenze legate a questa interpretazione sono le seguenti:

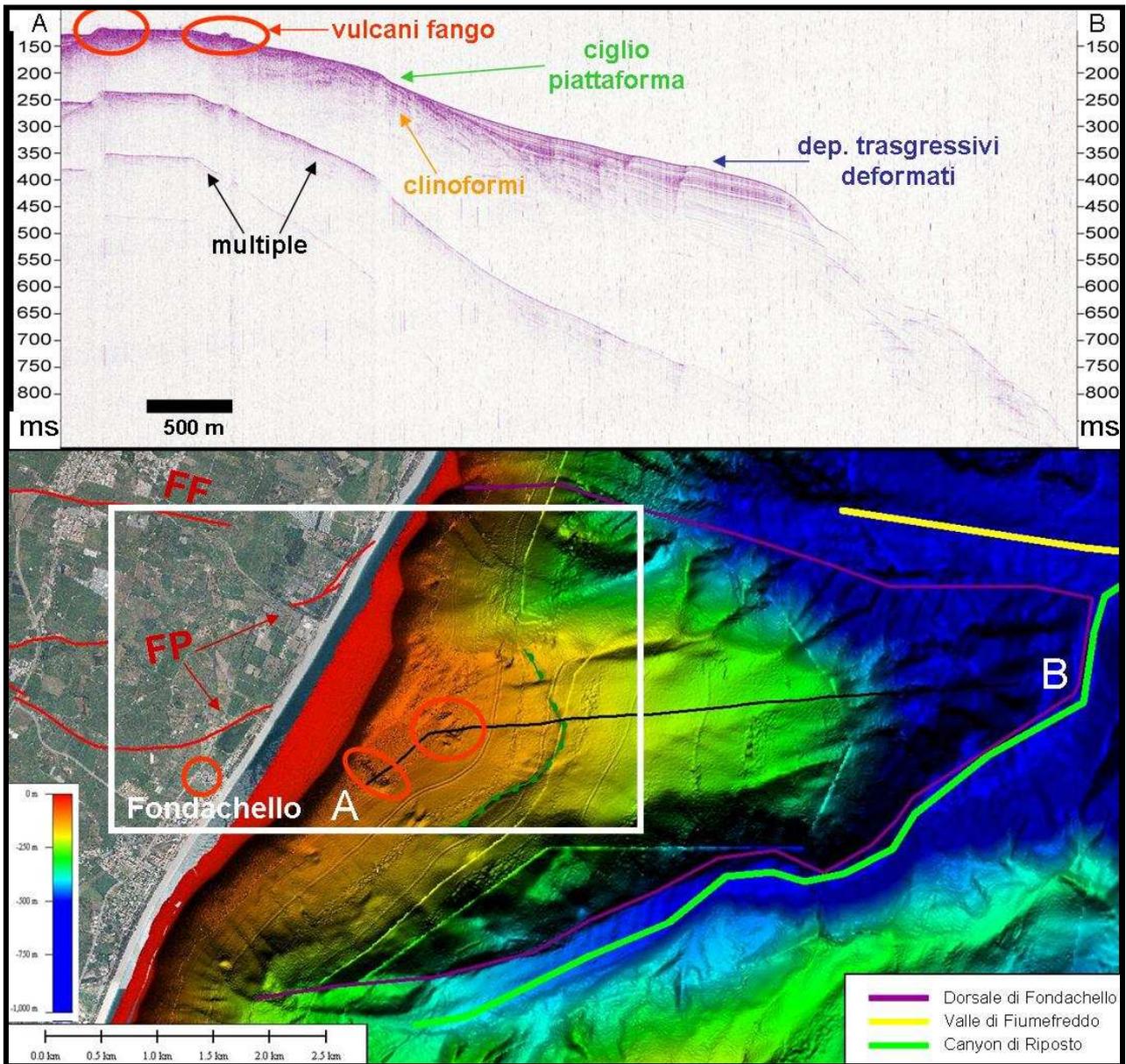


Fig.5. In alto profilo Sparker longitudinale alla Dorsale di Fondachello che evidenzia i vulcani di fango e la presenza del ciglio della superficie d'abrasione riconducibile all'ultimo periodo glaciale. In basso immagine multibeam della dorsale; in rosso le evidenze della presenza di vulcani di fango sia nell'offshore che lungo la costa. FF Faglia di Fiumefreddo; FP Faglia della Pernicana. Il riquadro in bianco indica la posizione della fig. 5.

1) I rilievi si trovano spesso associati ad una serie di faglie orientate circa NE-SO che potrebbero costituire le vie preferenziali di risalita dei fluidi, tali lineamenti rappresentano la prosecuzione in mare degli splay meridionali della faglia della Pernicana.

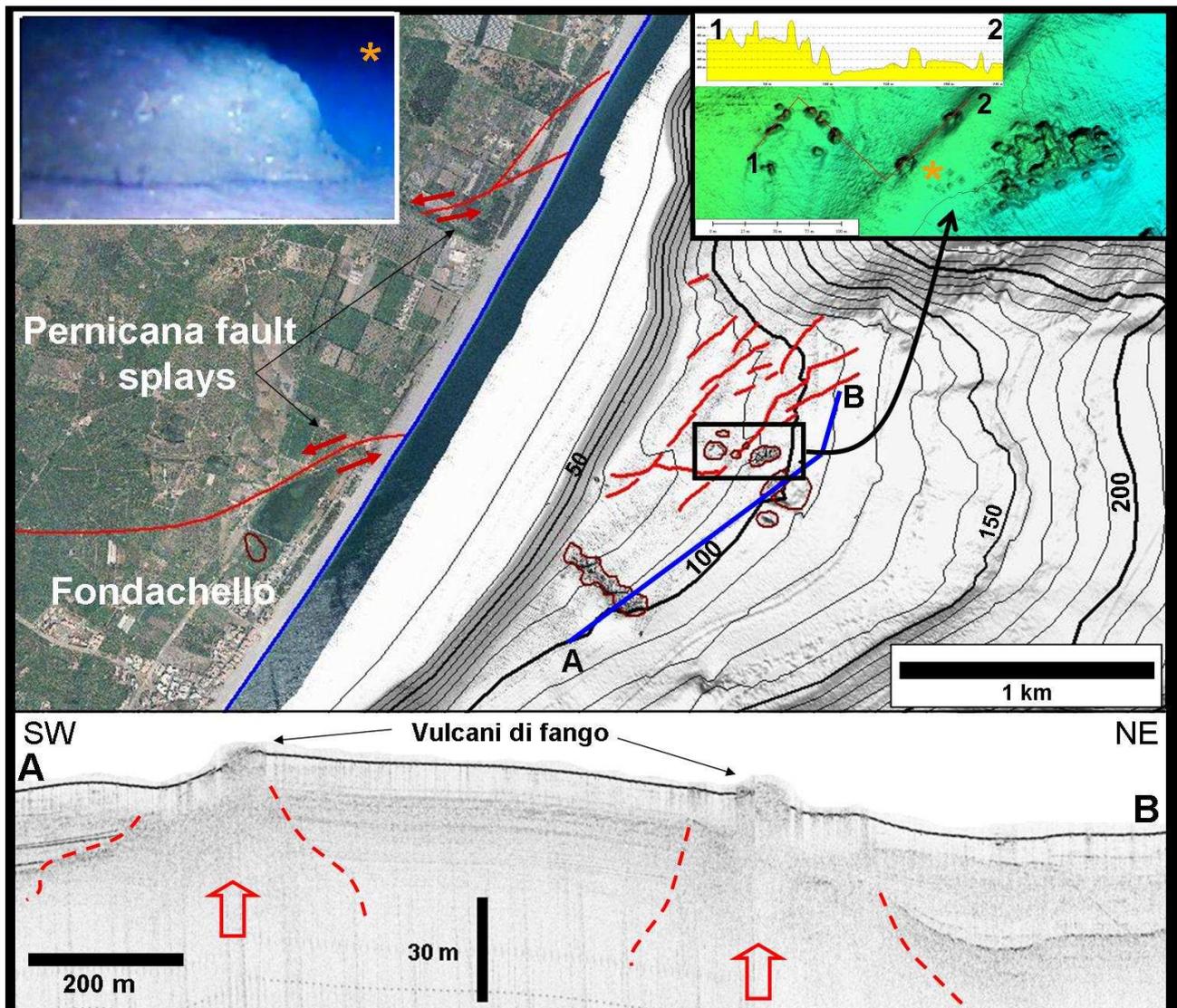


Fig. 5 Immagine multibeam dei vulcani di fango (in marrone) a largo di Fondachello con evidenziati i lineamenti tettonici sia subaerei che subacquei ad essi associati; in alto a destra zoom non interpretato di alcuni gruppi di vulcani di fango con profilo topografico ed a sinistra foto di uno di essi (asterisco arancio) acquisita tramite ROV. In basso Profilo Sub Bottom Profile con evidenziati i plume di fluidi che tagliano i riflettori piano-paralleli relativi alla sedimentazione recente.

- 2) L'esistenza di un vulcano di fango in prossimità del litorale di Fondachello a poco più di un km di distanza dai rilievi sommersi (fig. 5.), testimoniato dalla presenza di emissioni gassose, denominate "salse", con presenza di CH_4 , N_2 , CO_2 e He in tracce visibili in corrispondenza di un canale irriguo (D'Alessandro et al., 1996). Tale elemento, alto ≈ 4 m, si sarebbe formato in coincidenza con il terremoto del 1693 e sarebbe stato attivo fino al 1832, prima di essere smantellato dagli abitanti del luogo per scopi edili (Mercurio, 1847).
- 3) La morfologia mammellonare tipica dei vulcani di fango, come ad esempio quelli rilevati da Lykousis et al. (2009) a largo della Turchia (fig. 5.).
- 4) Una risposta sismica osservata nei profili chirp tipica delle aree con risalita di fluidi con **taglio** dei riflettori piano paralleli (fig. 5....); si confronti con la fig

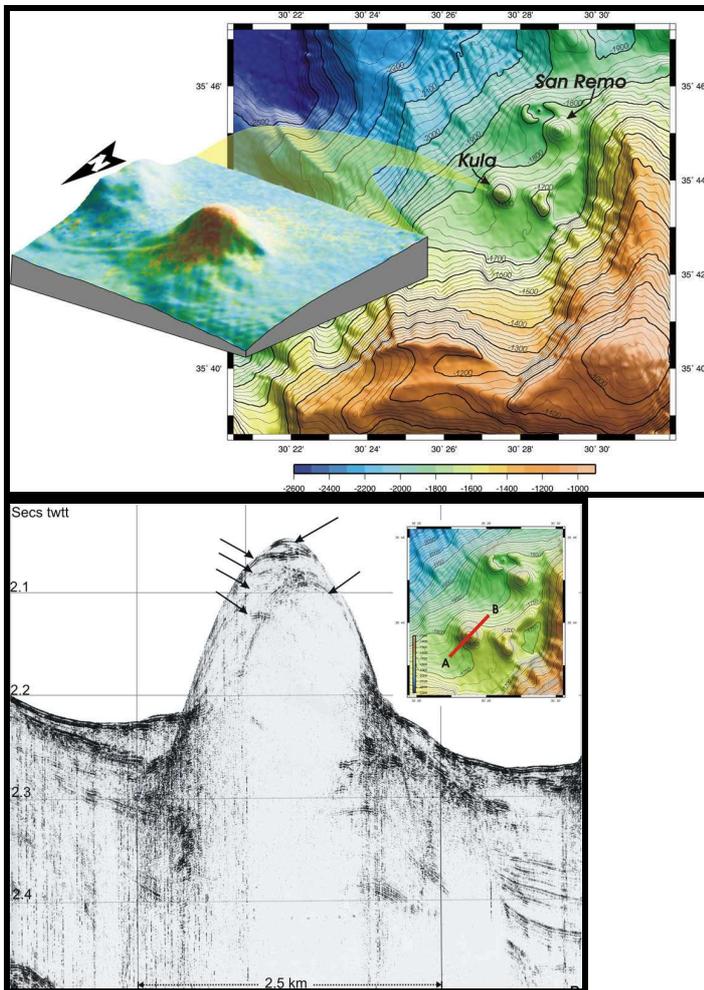


Fig. 5. Immagini multibeam (a sinistra) e sismica (a destra) di un vulcano di fango a largo della Turchia (Lykousis et al., 2009)

5) Il confronto delle immagini Side Scan Sonar acquisite in corrispondenza di questi rilievi con quelle di altri vulcani di fango di dimensioni comparabili rinvenuti a largo di Scicli (Holland et al., 2003) fig. 5....

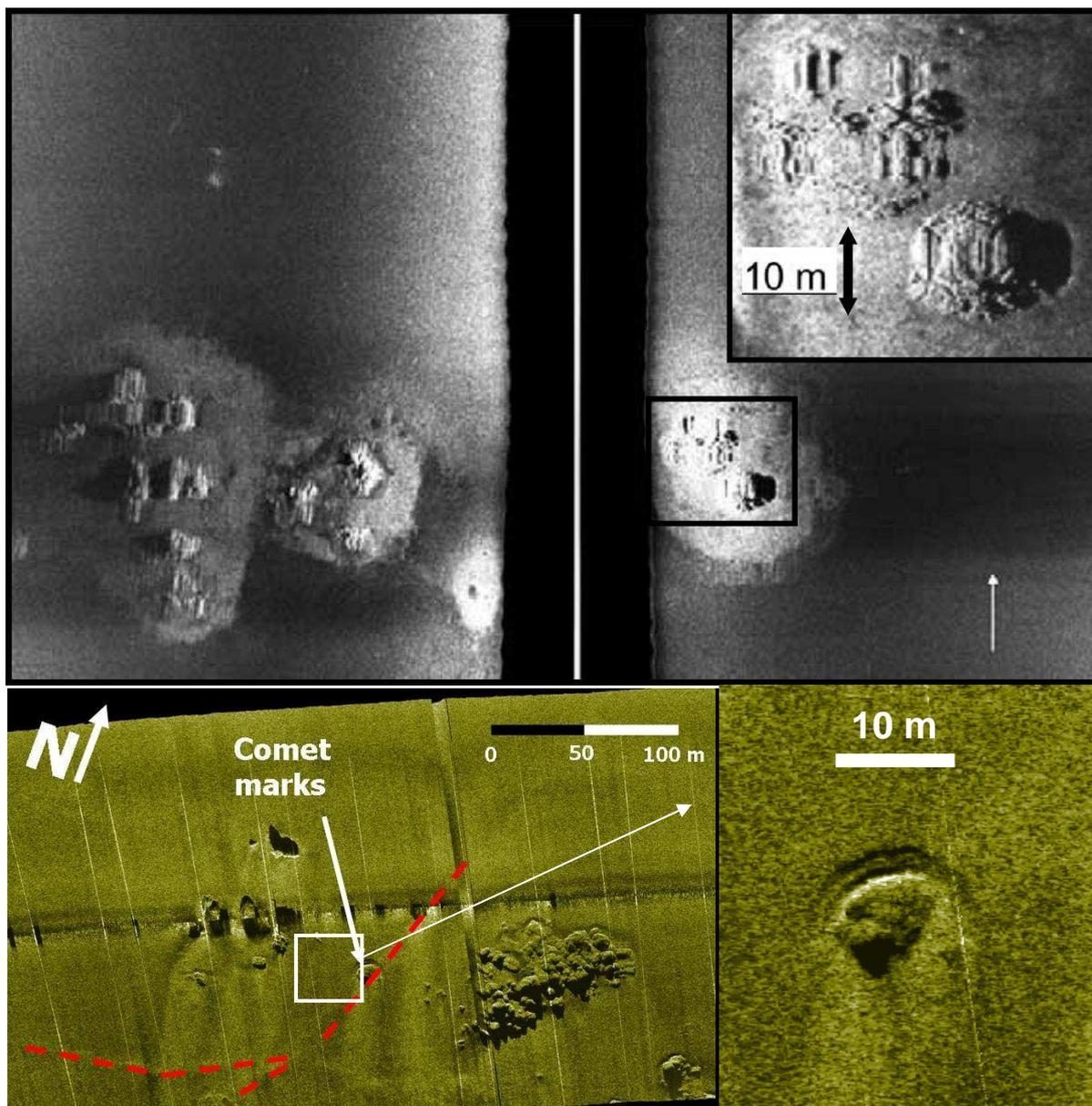


Fig. 5....Confronto di immagini Side Scan Sonar realizzate in corrispondenza di vulcani fango nell'offshore di Scicli (Holland et al., 2003) in alto ed a largo di Fondachello in basso. Il sedimento grossolano è rappresentato dalle zone a basso backscatter che si ritrovano a sud dei rilievi a conferma della provenienza da nord della corrente dominante; in rosso sono evidenziati i lineamenti tettonici associati a queste strutture.

Per quanto riguarda l'interpretazione del rilievo isolato posto a circa -60 m (fig.3.), l'ipotesi più plausibile, basata sui rilievi ROV, è che si tratti di una porzione di colata lavica o di una intrusione magmatica di tipo colonnare quasi interamente ricoperta dal terrazzo deposizionale sommerso, il cui elevato spessore non ne permette l'individuazione da parte delle indagini sismiche. Lungo la costa non ci sono evidenze di prodotti vulcanici, che tuttavia potrebbero trovarsi sotto i depositi di spiaggia.

I rilievi Side Scan Sonar hanno evidenziato, la presenza delle “code” di distribuzione del sedimento eroso allungate in direzione N- S sul lato sud dei rilievi a testimonianza della presenza di forti correnti provenienti da nord; gli elementi che presentano le “code” in direzione diversa, sembrano essere dovute a locali rifrazioni della corrente di fondo dovute a ostacoli vicini.

La Secca di Riposto costituisce il settore più alto del Ridge di Riposto essendo il top situato a circa 66 m di profondità. L’assetto della secca si presenta piuttosto articolato a causa della diffusa presenza di ampie strutture rilevate di forma semicircolare; queste strutture potrebbero essere interpretate come dovute a manifestazioni vulcaniche (in accordo con Patanè et al. 2009), sebbene non si riscontrano affioranti vulcanici nella corrispondente zona costiera. Alla base di queste strutture sono stati osservati, tramite immersioni in situ, un solco di battente ed un elevato accumulo di ciottoli (fig.3.) che testimoniano una fase di emersione della secca stessa con una conseguente erosione litorale e che collocano gli affioramenti vulcanici ad un’età precedente all’ultimo periodo glaciale. Una conferma di queste ipotesi proviene dai dragaggi effettuati sulla Secca di Riposto a profondità comprese tra 110 e 150 m che hanno campionato numerose rocce laviche costituite da ciottoli lavici massivi e da blocchi di scorie parzialmente incrostati. All’interno di questi ultimi è stata trovata un’associazione a molluschi (*Plagiocardium papillosum*, *Glycymeris glycymeris*, *Venerupis senegalensis*, *Venus casina*, *Pecten maximus*, *Timoclea ovata*, *Aequipecten opercularis*) molto bioerosa e abrasa il cui significato paleoecologico indica un paleofondale circalitorale superiore reofilo ad affinità fredda (riconducibile al Wurm); i molluschi risultavano inoltre incrostati da una biocenosi (serpulidi, briozoi, vermetidi, verruche, alche corallinacee) congruente con il significato dell’associazione. Alcuni molluschi non ancora sepolti risultavano esposti sul fondo a successiva colonizzazione da parte di incrostanti attuali (*Metavermilia multicristata*, *Filogranula gracilis*, *Semivermilia torulosa*, *Placostegus tridentatus*, *Filogranula calyculata*, *Serpula vermicularis*, ecc.) tipici di margine di piattaforma-epibatiale.

Le intrusioni vulcaniche sarebbero state favorite dalla presenza di importanti lineamenti tettonici orientati sia NE-SO (quelli più estesi) che E-O, che dislocano la Secca di Riposto e bordano il lato meridionale della stessa formando scarpate alte diverse decine di metri. Non a caso la Secca di Riposto ed un’altra secca, collocata circa 1 km più a NE di distanza da quest’ultima, si trovano in corrispondenza dell’incrocio tra questi due sistemi di faglie. A conferma della natura intrusiva della Secca di Riposto si vedano i profili sismici

Sparker effettuati longitudinalmente e trasversalmente alla struttura. Un'ulteriore evidenza della presenza di intrusioni vulcaniche è la mancanza di un reticolo di drenaggio ben sviluppato sulla Secca di Riposto, che invece caratterizza l'intero settore profondo del Ridge di Riposto; ciò testimonia la relativa giovane età della Secca di Riposto relazionata con quella del resto del ridge.

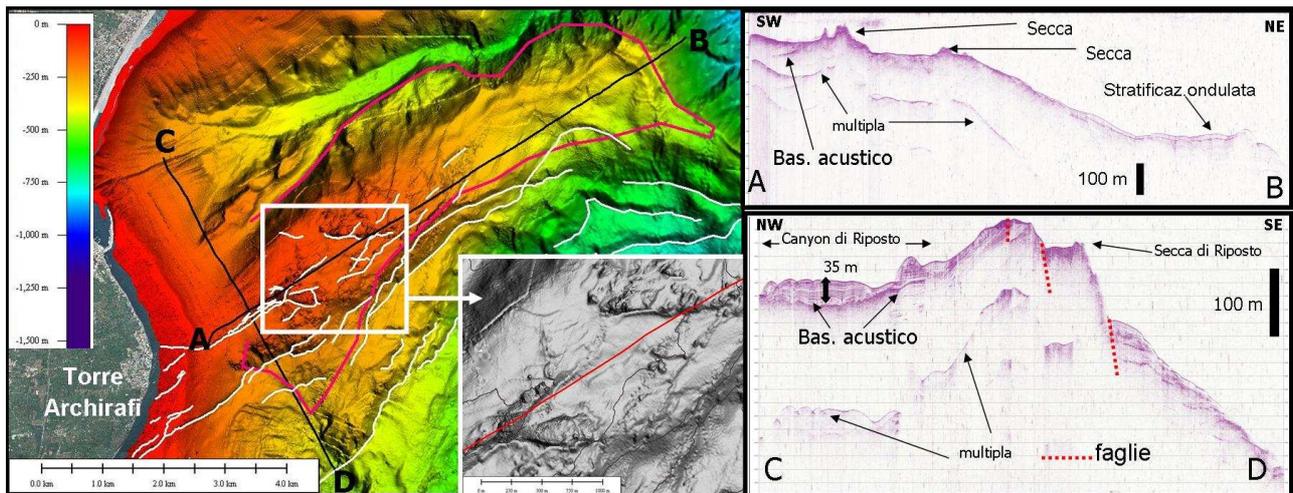


Fig. 5. Profili Sparker sulla Secca di Riposto

La spalla morfologica meridionale del bulge è costituita da un vasto promontorio sommerso, il Plateau delle Timpe, che si estende, circa parallelamente alla costa, lungo l'intero sviluppo della Timpa di Acireale ricoprendo un'area di circa 45 Km². Esso risulta intensamente dislocato da un disposte a gradinata con lineamenti ben definiti, paralleli gli uni agli altri ed orientati da NNO-SSE a NO-SE; nella porzione sotto costa essi i fronti sommersi delle colate laviche presenti e i terrazzi deposizionali ad essi associati dando origine a scarpate alte diverse decine di metri.

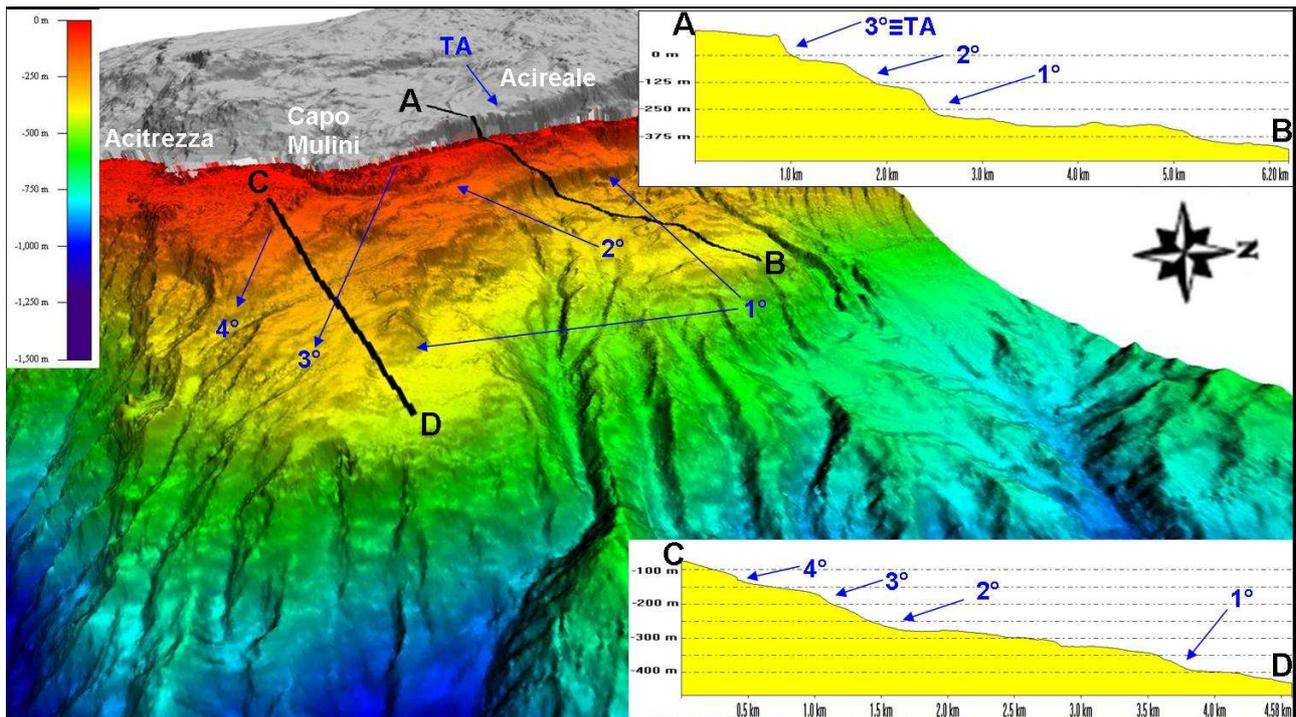


Fig. 5. Immagine 3D (esag. vert. 3x) del Vulcano delle Timpe con 2 profili circa ortogonali a costa che evidenziano l'assetto a gradinata della struttura dovuto al ribassamento da parte dei 4 fasci evidenziati in fig.3. (TA=Timpa di Acireale).

Tali lineamenti presentano una buona correlazione col sistema di faglie noto in letteratura come "Sistema delle Timpe" che genera notevoli scarpate costiere (alte fino a 200 m) ed è ritenuto responsabile della sismicità recente della costa ionica etnea (Azzaro, 1999).

Il plateau appare disseccato in due settori dal Canyon di Acireale che, come confermato dall'analisi morfometrica (paragrafo 5.1), si sarebbe impostato su un lineamento preesistente parallelo a quelli che dislocano la parte meridionale del plateau stesso.

Il Plateau delle Timpe è stato interpretato come il relitto di un antico edificio vulcanico (tipo vulcano a scudo), denominato Vulcano delle "Timpe" riconducibile all'omonima fase (120-225 ka) o ad una precedente età. A sostegno di tale ipotesi esistono diverse evidenze geologiche:

- 1) la morfologia piuttosto piatta, tipica dei primi stadi dei vulcani a scudo tholeiitici
- 2) la mancanza di canyon ben sviluppati nella porzione superiore della struttura che indicherebbe un'età relativamente giovane del plateau; le uniche strutture erosive sono rappresentate dai poco sviluppati canyon di S. Tecla e S. Maria La Scala che comunque si trovano in corrispondenza del margine settentrionale (al confine con il deposito sommerso del Chiancone) e dalla porzione più alta del Canyon di Acireale, che a differenza del settore profondo, qui appare poco approfondito.
- 3) una chiara differenza di litologia riscontrata nel Canyon di Catania tra il bordo destro e sinistro (che coincide col settore sud del plateau) e lungo quest'ultimo tra la porzione

centrale e quelle immediatamente superiore ed inferiore, come evidenziato dall'analisi morfometrica del canyon stesso (paragrafo 5.1). Una diversa risposta all'erosione è stata osservata anche tra la parte sommitale ed il basso versante orientale del plateau; la prima sembra essere costituita da un materiale competente, che permette la formazione di ripide scarpate in prossimità delle discontinuità presenti, mentre il secondo presenta, al di sotto del ciglio, strutture canalizzate che proseguono lungo la scarpata e numerose nicchie erosive sub-circolari.

4) l'individuazione, per mezzo di profili Sub Bottom Profile (vedi paragrafo 5.2) e Sparker (fig. 5.) di una vasta area acusticamente impedita a largo del settore compreso tra Acireale e Capo Mulini interpretata come un basamento duro.

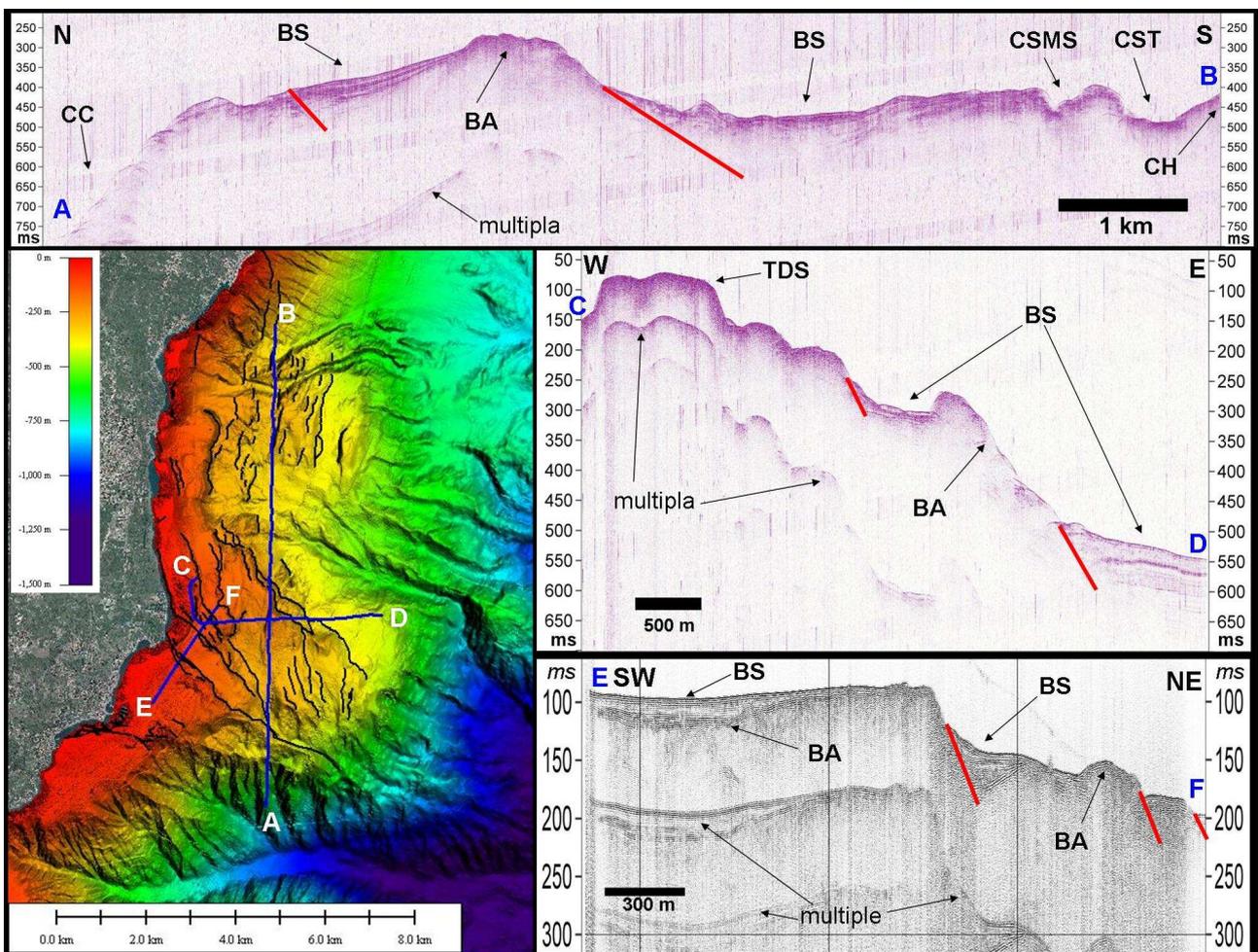


Fig. 5. Profili Sparker a largo della Timpa di Acireale; CC= Canyon di Catania; CSMS= Canyon di S. Maria La Scala; CST= Canyon di S. Tecla; CH= fan sommerso del Chiancone; BS= bacino sedimentario; BA= basamento acustico; TDS= terrazzo deposizionale sommerso; in rosso sono evidenziate le faglie.

5) l'affioramento alla base della Timpa di Acireale di un'ampia successione di colate vulcaniche antiche (datate 225 – 120 ka, Gillot et al., 1994) immergenti verso ovest, che

rappresenterebbe la porzione del fianco occidentale di tale edificio preservata dallo smantellamento (in accordo con Corsaro et al., 2002);

6) l'affioramento, sempre alla base della Timpa, di prodotti lavici caratterizzati da fatturazione colonnare ed interpretati come i resti di antiche fessure eruttive orientate circa -S e ricollegabili allo stesso edificio vulcanico (Corsaro et al., 2002) e la presenza di alcuni dicchi intrusive orientati ENE e ONO tra Timpa di Don Masi e Capo Mulini (La Delfa, 1999);

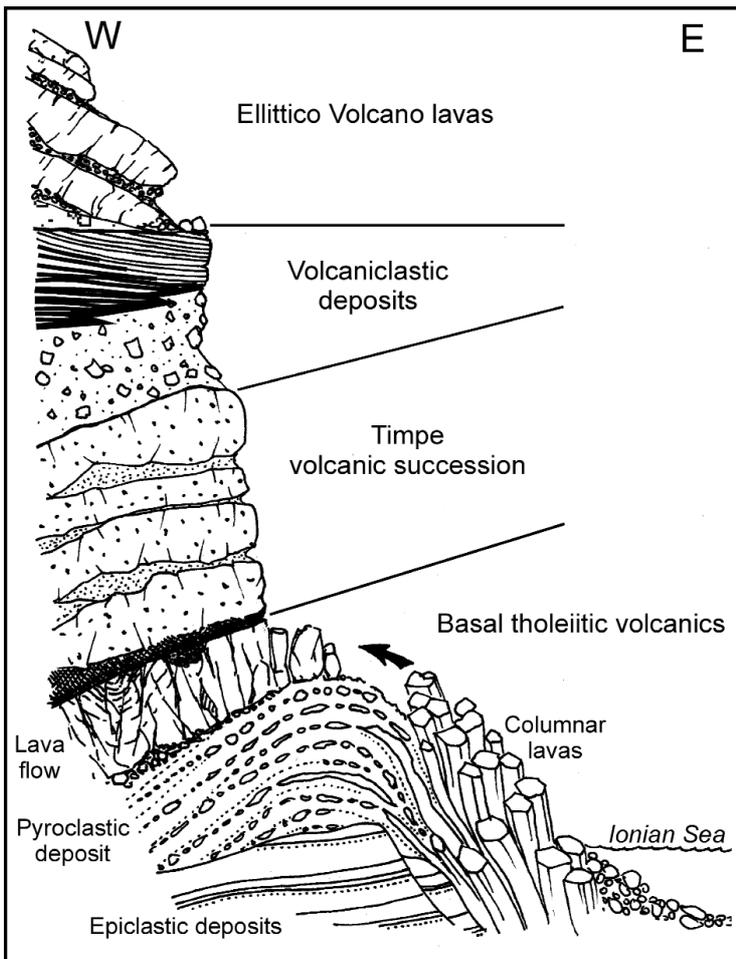


Fig. 5. Successione schematica con le unità litostratigrafiche affioranti sulla Timpa di Acireale (Corsaro et al., 2002)

7) un dragaggio (KD 11) effettuato a largo di Capo Molini che ad una profondità di 100 m ha prelevato 2 clasti incrostati di origine vulcanica con spigoli vivi e frattura al taglio lucida e vetrosa senza vescicole (frammento di pillow). Ulteriori dragaggi (DR4 e DR4TER) eseguiti a largo di Acireale durante la Crociera Etna 1997, alla base del plateau, hanno messo in evidenza la presenza di lave a pillow ad affinità subalcalina ed abbondanti clasti risultanti da fratturazione colonnare in posto ad una profondità compresa tra 700 e 1000 m (Coltelli et al., 1997);

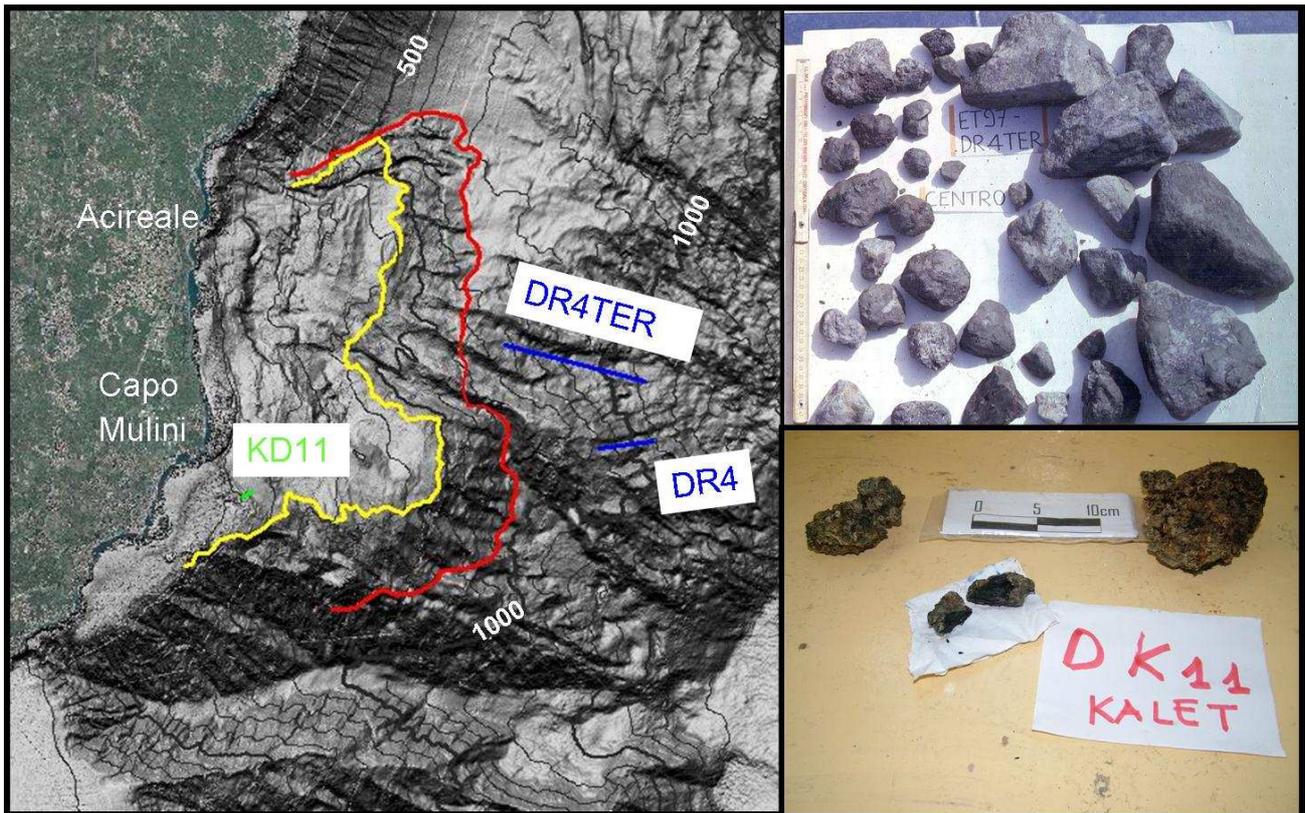


Fig.5.... Ciglio del Vulcano delle Timpe (giallo) e limite di base (rosso); a destra dragaggi realizzati durante la campagna Crociera Etna 1997 (in alto) alla base del Vulcano delle Timpe e durante la campagna KalEt (in basso).

Sulla base delle considerazioni esposte nel punto 3 si è cercato di individuare il limite verticale tra il Vulcano delle Timpe e la scarpata continentale, su cui si è impostato.

Esso si segue con sufficiente continuità lungo quasi tutta la scarpata orientale del plateau, a partire dalla base del Canyon di S.Tecla (a circa -700 m) fino al settore meridionale dove lo si osserva a profondità di circa 900 m tra il canyon di Acireale e il canyon di Catania mentre se ne perde la traccia a largo di Acitrezza.

L'andamento del limite, orientato lungo il versante orientale circa NNO-SSE, risulta piuttosto irregolare, con arretramenti verso costa in corrispondenza delle incisioni canalizzate: si osservano, infatti, delle deviazioni circa ENE-OSO sul margine meridionale del Canyon di Acireale e su quello settentrionale del Canyon di Catania. Sulla base delle profondità di questo limite e del ciglio del plateau si è stimato uno spessore variabile tra 150 m nel settore nord e 350 in quello sud. Questi valori sono delle stime effettuate su analisi morfologiche; in effetti, considerando i dragaggi DR4 e DR4TER attendibili il limite basale del Vulcano delle Timpe dovrebbe essere più basso e di conseguenza lo spessore risultare maggiore di quanto stimato; tuttavia, è plausibile supporre che i campioni effettuati possano provenire da porzioni meno profonde del plateau ed essere stati

trasportati fino alla posizione di campionamento da una delle tante strutture erosive che caratterizzano il versante orientale del plateau stesso.

In accordo con Corsaro et al. (2002) e Branca et al. (2008) l'edificio vulcanico si estenderebbe in ambiente subaereo fino alla "Timpa di Moscarello" dove è stata ritrovata una successione vulcanica che mostra stessa età e composizione della successione della Timpa di Acireale (Busa', 1999).

Sebbene non ci siano evidenze dirette l'asse d'intrusione magmatica del Vulcano delle Timpe potrebbe estendersi verso sud ed essere connesso con gli affioramenti vulcanici presenti tra Acitrezza ed Acicastello.

Infatti, nel settore compreso tra Acitrezza e Capo Mulini i dati multibeam ed i profili Sub Bottom Profile hanno messo in evidenza la presenza di alcuni rilievi morfologici di probabile natura intrusiva in corrispondenza dello stesso lineamento tettonico che borda la porzione emersa della Timpa di Acireale. Essi si estendono complessivamente per circa 0,5 km² ed appaiono parzialmente ricoperti dai depositi recenti della piattaforma.

L'area compresa tra Acitrezza ed Acicastello rappresenta un settore cruciale per la comprensione dell'evoluzione del magmatismo etneo. Infatti in quest'area affiorano i più antichi prodotti dell'Etna datati a circa mezzo milione di anni fa (Gillot et al, 1994), costituiti dall'Arcipelago dei Ciclopi e dalla Rupe di Acicastello; essi rappresentano i prodotti rispettivamente di un'attività intrusiva e di eruzioni sottomarine entrambe di affinità tholeiitica (Corsaro and Cristofolini, 2000), ad oggi affioranti a seguito del sollevamento regionale testimoniato dalla presenza delle argille marine del Pleistocene inferiore a circa 300 m sul l.d.m. in corrispondenza delle "Colline di Acitrezza" (Di Stefano & Branca, 2002). Il rilevamento geologico subacqueo effettuato all'interno dell'Area Marina Protetta Isole dei Ciclopi ha permesso di definire dettagliatamente le intrusioni subacquee presenti nell'offshore di Acitrezza; in particolare è stata evidenziata la presenza, a largo dell'Isola Lachea, di un rilievo morfologico di considerevoli dimensioni localmente chiamato "Secca dei Saurari" (fig. 7). Essa appare dislocata in orizzontale di circa 250 m da un lineamento tettonico che mostra un evidente cinematisimo di tipo trascorrente destro; questo lineamento costituisce la master fault del Sistema di Faglie di Acitrezza, la cui prosecuzione lungo il bordo settentrionale del Canyon di Catania è stata osservata fino alla piana batiale.

L'assetto morfologico della Secca dei Saurari indagato mediante i dati multibeam e tramite indagini ROV e l'analisi dei dati sismici Sub Bottom Profile permettono di interpretare la secca come un'altra intrusione subvulcanica riconducibile e molto probabilmente coeva a

quelle che hanno dato vita ai vicini "Faraglioni", ma non affiorante perché posta a maggiore profondità.

Il lineamento tettonico, responsabile della dislocazione della "Secca dei Saurari", genera, nella porzione sotto costa tra Acitrezza ed Acicastello, una serie di splay orientati da NO-SE a ENE-OSO.

Il Sistema di Faglie di Acitrezza mostra nell'insieme una geometria tipo flower; esso risulta correlabile con il sistema di faglie Trecastagni-Mascalucia (Acocella e Neri, 2005) che mostra un cinematismo destro compatibile con quello che disloca l'offshore di Acitrezza, nonostante la predominante litologia argillosa dell'entroterra non ne permetta una sicura verifica. Gli splay orientali del sistema di faglie (quelli che dislocano le isole ciclopi) si raccordano con la direzione del sistema di fratture al suolo che tra i mesi di Aprile e Maggio 2009 ha interessato l'abitato di Acitrezza ed ha provocato lo spostamento (verso est) dell'isola Lachea di circa 4-5 cm. (Bonforte et al., 2009; Azzaro et al., 2009)

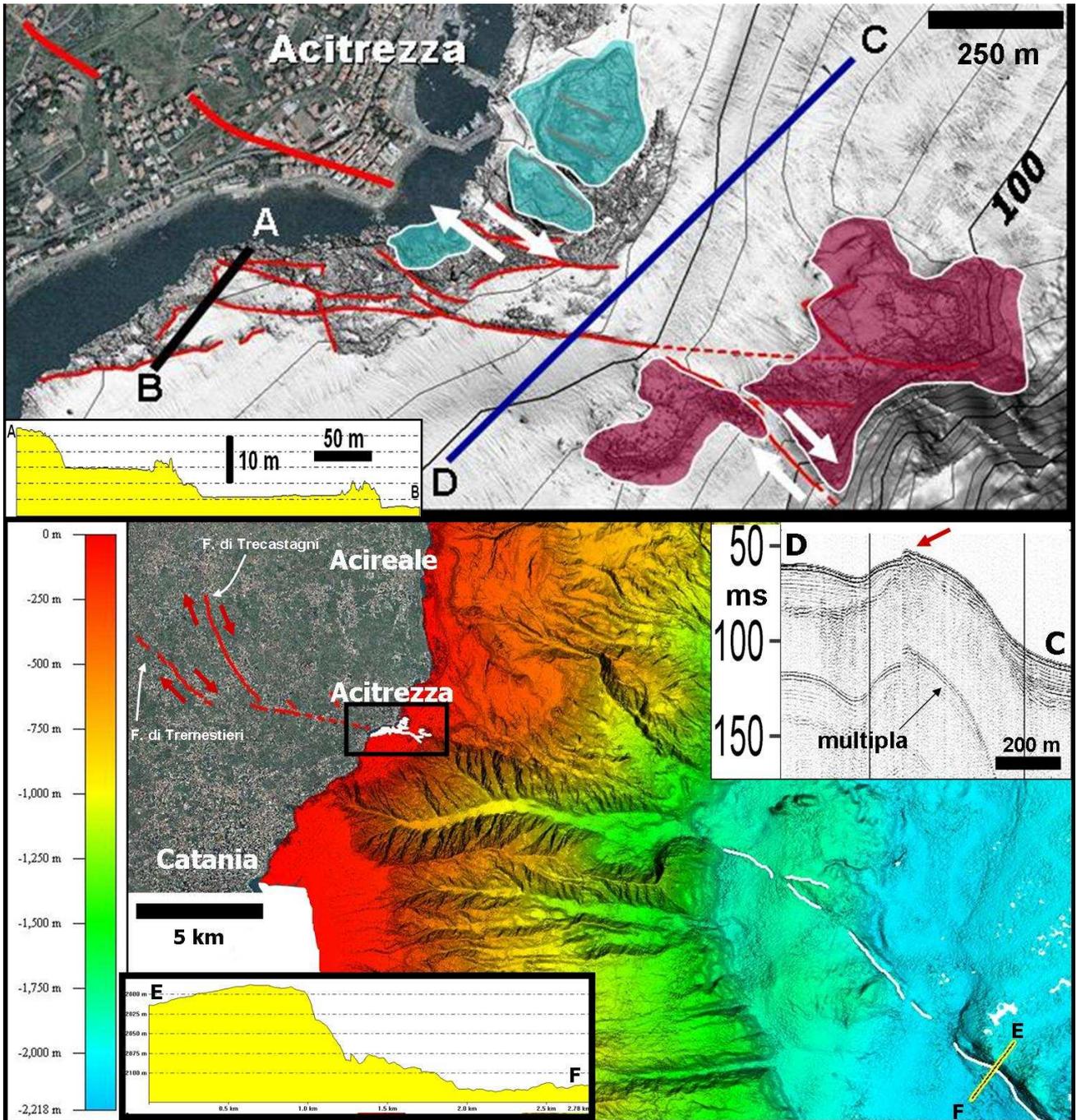


Fig. 5. Correlazione tra la faglia di Acitrezza e il sistema di faglie di **Tremestieri-Trecastagni**. In alto particolare della faglia di Acitrezza con dislocazione dei Cicli; AB e Cd rappresentano rispettivamente un profilo topografico ortogonale agli spaly ed un profilo Sparker ortogonale alla master fault (freccia rossa all'interno del riquadro a destra). La prosecuzione di questo lineamento in ambiente subareo proviene dal rapporto "Fratturazione al suolo nella zona di Aci Trezza" di Azzaro et al., 2009 del Maggio 2009. In basso a sinistra profilo topografico ortogonale ad una scarpata lungo la presunta prosecuzione della faglia di Acitrezza sulla piana batiale.

Gli splay orientati NO-SE hanno dislocato e frammentato in più parti il laccolite delle Isole dei Cicli dando così vita, unitamente all'azione dell'erosione marina, ai faraglioni ed ai numerosi scogli che formano l'arcipelago. La stessa Isola Lachea si presenta dislocata da

piccole faglie aventi la medesima orientazione che danno origine ad una serie di strette insenature e numerosi anfratti osservabili nella porzione emersa sul lato est dell'isola.



Fig. 5. Foto aerea dell'arcipelago dei Ciclopi (Acitrezza) con ricostruzione di alcuni lineamenti che interessano le isole (linee bianche) tra cui quello principale che disloca in destra il gruppo di isole S. Maria-Lachea rispetto ai faraglioni Di Mezzo-Uccelli. La prosecuzione di questo lineamento in ambiente subareo proviene dal rapporto "Fratturazione al suolo nella zona di Aci Trezza" di Azzaro et al., 2009 del Maggio 2009.

L'attuale geometria arcuata dell'arcipelago è quindi da imputare alle dislocazioni (che mostrano anch'esse cinematismi destri compatibili con quelli analizzati in precedenza) del Sistema di faglie di Acitrezza; i faraglioni meridionali (Di Mezzo e degli Uccelli) appaiono, infatti, dislocati di circa 200 m in destra rispetto alle altre due isole (l'Isola Lachea ed il Faraglione di S. Maria) sulla base dell'esistenza di un unico laccolite il cui asse maggiore era orientato NE-SO. La massa magmatica intrusiva sarebbe, pertanto, più estesa di quanto supposto prima da Corsaro e Cristofolini (1997).

Questa interpretazione è confermata dal rilevamento, di basalti colonnari con sezioni di notevoli dimensioni (asse maggiore superiore ai 2 m). Essi si sono formati a seguito del lento raffreddamento della massa sub vulcanica al di sotto del fondale marino che ha consentito lo sviluppo di colonne con prismi di estesa sezione trasversale (pseudo esagonale) e fessurazioni sostanzialmente perpendicolari alla superficie di raffreddamento.

Attraverso una dettagliata indagine subacquea si è visto che le colonne caratterizzate da notevoli sezioni si trovano solo nel fondale interposto tra l'Isola Lachea ed il Faraglione di S. Maria mentre man mano che ci si allontana da quest'area esse appaiono sempre più

piccole. Pertanto si colloca in questa porzione il nucleo del laccolite che ha dato origine alle varie isole dove il raffreddamento della massa magmatica è avvenuto molto più lentamente rispetto alle porzioni esterne.

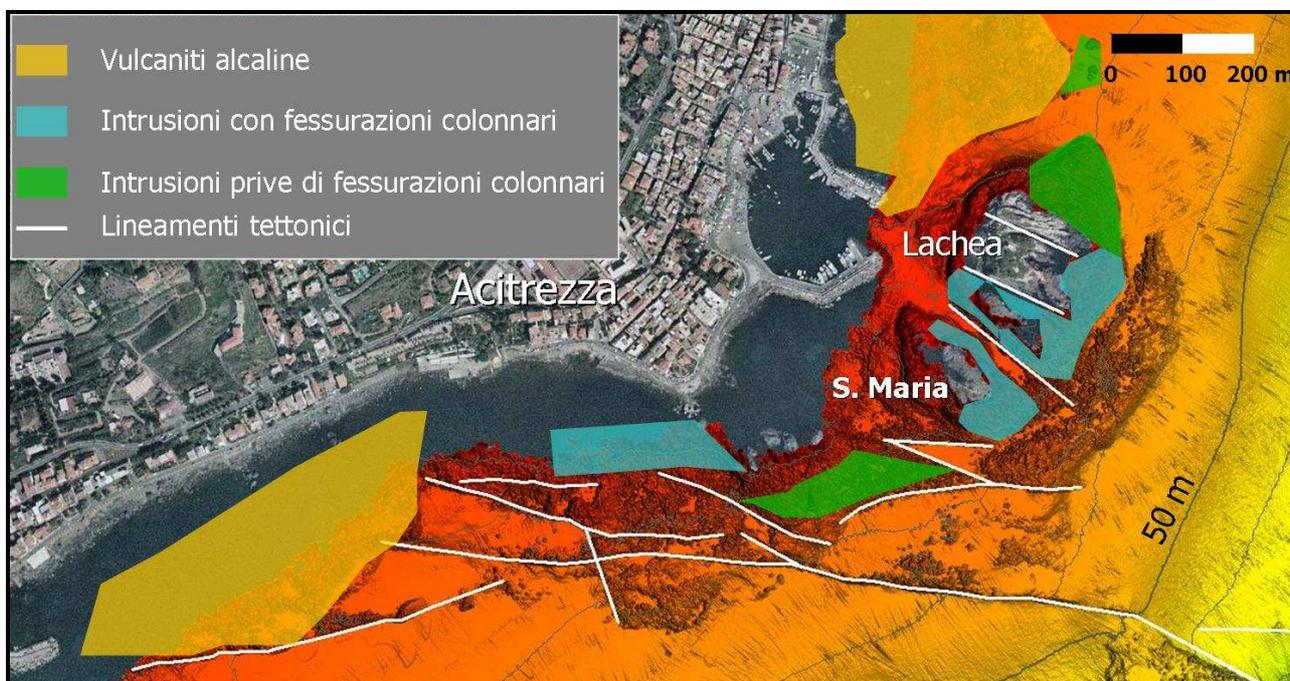


Fig. 5. Carta geologica relativa al rilevamento subacqueo eseguito all'interno dell'AMP "Isole Ciclopi".

I diversi rilievi ("Panettoni") osservati sia a nord dei Faraglioni che nei pressi della Rupe di Acicastello sono interpretati, in accordo con Corsaro e Cristofolini (1997), come delle apofisi (protuberanze apicali) dello stesso laccolite, anche se non ci sono dati sismici a disposizione per poterlo confermare a causa delle esigue profondità.

Gli spay meridionali interessano il fondale poco profondo compreso tra Acitrezza ed Acicastello dove dislocano le lave subacquee producendo scarpate alte alcuni metri. Numerose immersioni effettuate lungo queste porzioni della faglia hanno permesso di prelevare dei campioni rocciosi di queste scarpate che confrontati con quelli affioranti lungo la costa hanno mostrato caratteristiche petrografiche comparabili.

Alla base delle scarpate degli spay occidentali della faglia di Acitrezza, sono state osservate delle particolari forme di fondo (descritte nel paragrafo 3.2.4), che si presentano numerose pure a largo di Praiola.

La presenza di queste forme di fondo è stata collegata all'azione modellatrice ed erosiva di correnti di fondo altamente dense che, organizzate in filetti fluidi più o meno estesi, riescono ad erodere il fondale sabbioso; quindi le forme di fondo rappresenterebbero le porzioni risparmiate da questo processo.

Il fatto poi di ritrovare questi elementi morfologici in concentrazione notevole sul lato ribassato di alcune delle numerose faglie che dislocano il fondale etneo, conduce all'ipotesi della presenza, in corrispondenza dei rigetti verticali di tali faglie, di un elevato gradiente idraulico che fornirebbe, pertanto, un alto potere erosivo a tali correnti.

La porzione centrale dell'area studiata è caratterizzata dalla presenza di un ampio bacino a forma di imbuto (la Valle di Archirafi) che appare confinato tra il Ridge di Riposto ed il struttura ad anfiteatro a nord ed il Vulcano delle Timpe a sud.

Il settore più costiero di questa depressione è occupata da un corpo deposizionale di forma lobata interpretato come il proseguimento subacqueo del fan vulcanoclastico del Chiancone. Il deposito del Chiancone, datato a circa 7,5 ka (Calvari e GropPELLI, 1996), rappresenta un ampio fan deposizionale correlato con il collasso laterale del fianco orientale dell'Etna che ha formato la Valle del Bove, considerata l'area sorgente del deposito. Esso è costituito da uno spesso mud flow basale relativo ad uno o più eventi eruttivi ricoperto da un'alternanza di strati grossolani e fini, con uno spessore massimo di 30 m, interpretati come il prodotto di rimaneggiamento fluviale dei depositi detritici relativi al collasso (Calvari and GropPELLI, 1996). Lo spessore massimo stimato dell'intero deposito subaereo è di 300-400 m (Cassinis et al., 1970; Ferrara, 1975) mentre il volume raggiungerebbe un valore di 12 km³ (Calvari and GropPELLI, 1996).

Osservando l'intero deposito, sia la porzione subaerea che quella sommersa, si nota che la sua ampiezza massima è circa 3,5 km più a sud rispetto a Torre Archirafi che corrisponde alla punta del fan subaereo; ciò implica che l'asse di trasporto del deposito (dalla Valle del Bove verso la costa) appare ruotata di qualche grado in senso orario rispetto a quanto supposto prima di ora. Al contrario, in corrispondenza della massima ampiezza del deposito subaereo, quello sommerso raggiunge il suo minimo a causa della presenza della Secca di Riposto, la cui porzione più costiera risulta parzialmente ricoperta dal deposito.

Proprio nel settore dove il Chiancone si sovrappone alla Secca di Riposto, è stata osservata una facies ad hummocky con blocchi delle dimensioni variabili tra 5 e 20 m parzialmente mantellati dalla sedimentazione recente; le interpretazioni sull'origine di questi blocchi sono due: 1) si tratterebbe della facies ad hummocky del debris avalanche innescato dal collasso del fianco laterale dell'Etna; 2) sarebbero degli elementi da ricondurre alle manifestazioni vulcaniche presenti sulla Secca di Riposto, successivamente ricoperte dai depositi olocenici e/o dal debris flow della Valle del Bove.

Immagini batimetriche multibeam e linee Side Scan Sonar hanno permesso di individuare nella porzione più costiera del deposito sommerso del Chiancone il contatto laterale tra una facies a granulometria fine ed una facies conglomeratica che si esplica in corrispondenza di una notevole scarpata di faglia. Un profilo Sparker parallelo a costa (CD di fig. 5.) individua un riflettore acustico che potrebbe essere riconducibile al livello conglomeratico che nella porzione settentrionale coincide col fondo mentre in quella meridionale è coperto da circa 18 m di sedimenti che corrispondono al rigetto topografico cumulativo prodotto da 3 faglie e misurato lungo il profilo. Analizzando la successione stratigrafica degli affioranti subaerei del Chiancone si evince che il livello conglomeratico rappresenta la facies alluvionale di tetto su cui giace un sottile livello di suolo. Allo stesso modo nel settore sommerso costiero il livello conglomeratico è ricoperto da un deposito costituito da una facies a granulometria fine prodotta dal deposito attuale ed accumulatasi in abbondanza sul lato ribassato dalle faglia.

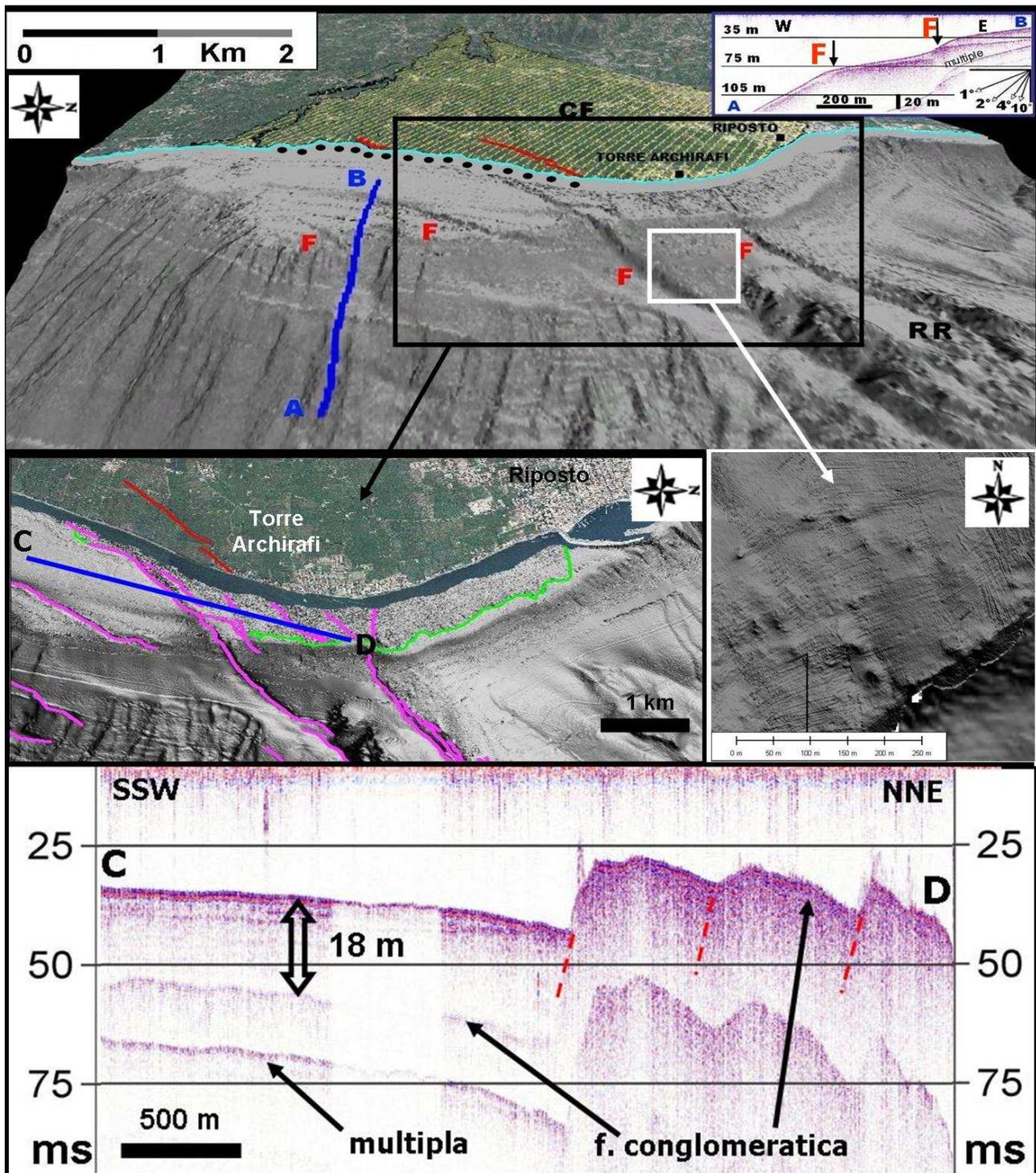


Fig. 5. Immagine 3D del fan alluvionale del Chiancone (CF) ampiamente dislocato da un sistema di faglie connesse con il Ridge di Riposto (RR) i cui rigetti sono visibili in due profili Sparker di cui uno ortogonale a costa (AB) e l'altro (CD) circa parallelo a costa. Quest'ultimo individua il livello conglomeratico, il cui limite è evidenziato in verde nel riquadro nero, che appare rigettato da 3 faglie. Il riquadro bianco mostra i blocchi parzialmente sepolti che caratterizzano il settore di raccordo tra il deposito sommerso del Chiancone e il Ridge di Riposto.

La porzione distale del deposito sommerso è caratterizzata dalla presenza di una serie di strutture erosive-deposizionali (paragrafo 3.2.3) che incidono il ciglio del deposito formando alla base dei corpi lobati che si spingono fino a circa 650 m di profondità (che rappresenta il limite batimetrico del deposito).

Sulla base della continuità laterale di queste strutture è possibile collocare il limite costiero del deposito a S. Tecla (in accordo con Del Negro e Napoli, 2002) e non più a Pozzillo come riportato in altri articoli precedenti (Gabbianelli et al., 1995 e Bousquet et al. 1998); il tratto subaereo compreso tra Pozzillo e S. Tecla appare infatti ricoperto da diverse colate laviche (colate di Pozzillo, Vallone Pozzillo, M. Illice and Milicuccio) riconducibili al Mongibello (ultimi 15 ka). A sostegno di tale ipotesi occorre segnalare la presenza di un affioramento del Chiancone nei pressi dell'abitato di Guardia; congiungendo in modo rettilineo tale affioramento con la Valle del Bove (considerata l'area sorgente del deposito vulcanoclastico) è possibile collocare il limite meridionale del Chiancone tra Stazzo e S. Tecla.

Sulla base di questi dati si è calcolata una superficie totale del deposito di circa 35 km² ed ipotizzando, sulla scorta dei rilievi magnetici di Del Negro et al. (2002), uno spessore medio di 100 m, è possibile stimare un volume complessivo della porzione sommersa del Chiancone di circa 3,5 km³.

Una tra le più sviluppate strutture erosive che incidono il ciglio del Chiancone è il canyon di Pozzillo, il cui andamento discordante rispetto agli altri elementi erosivi è da imputare al controllo tettonico operato da una faglia la cui traccia è osservabile a largo di Stazzo.

Nel settore sotto costa il deposito risulta ampiamente disseccato da un sistema di faglie disposto en-échelon (fig.). Tali faglie, orientate da NE-SO a NNE-SSO, rigettano il deposito del Chiancone ed il terrazzo deposizionale sommerso ad esso associato, generando scarpate di faglia con altezze variabili da pochi metri ad alcune decine di metri. La morfologia piuttosto "fresca" di queste scarpate, osservata tramite immersioni, e la giovane età del deposito permettono di interpretare queste strutture come dovute ad una intensa attività recente.

Queste scarpate si trovano in continuità con le faglie che dislocano la Secca di Riposto. Dall'osservazione della morfologia costiera di quest'area, si rileva come la linea di costa presenti un andamento piuttosto irregolare, caratterizzato da rientranze e numerosi cambiamenti di orientazione; si ipotizza che la causa di questa irregolarità sia da ricondurre all'azione delle varie faglie presenti in questa zona. In particolare nel tratto compreso tra Riposto e Torre Archirafi le isoipse sembrano avere mantenuto un trend relativo al limite del fan deposizionale in quanto in questo settore non si osservano scarpate di faglia. Nel settore meridionale la presenza delle numerose scarpate di faglia che dislocano ampiamente il Chiancone hanno provocato l'arretramento della linea di costa e quindi modificato la geometria dell'intero deposito finì alla forma attuale.

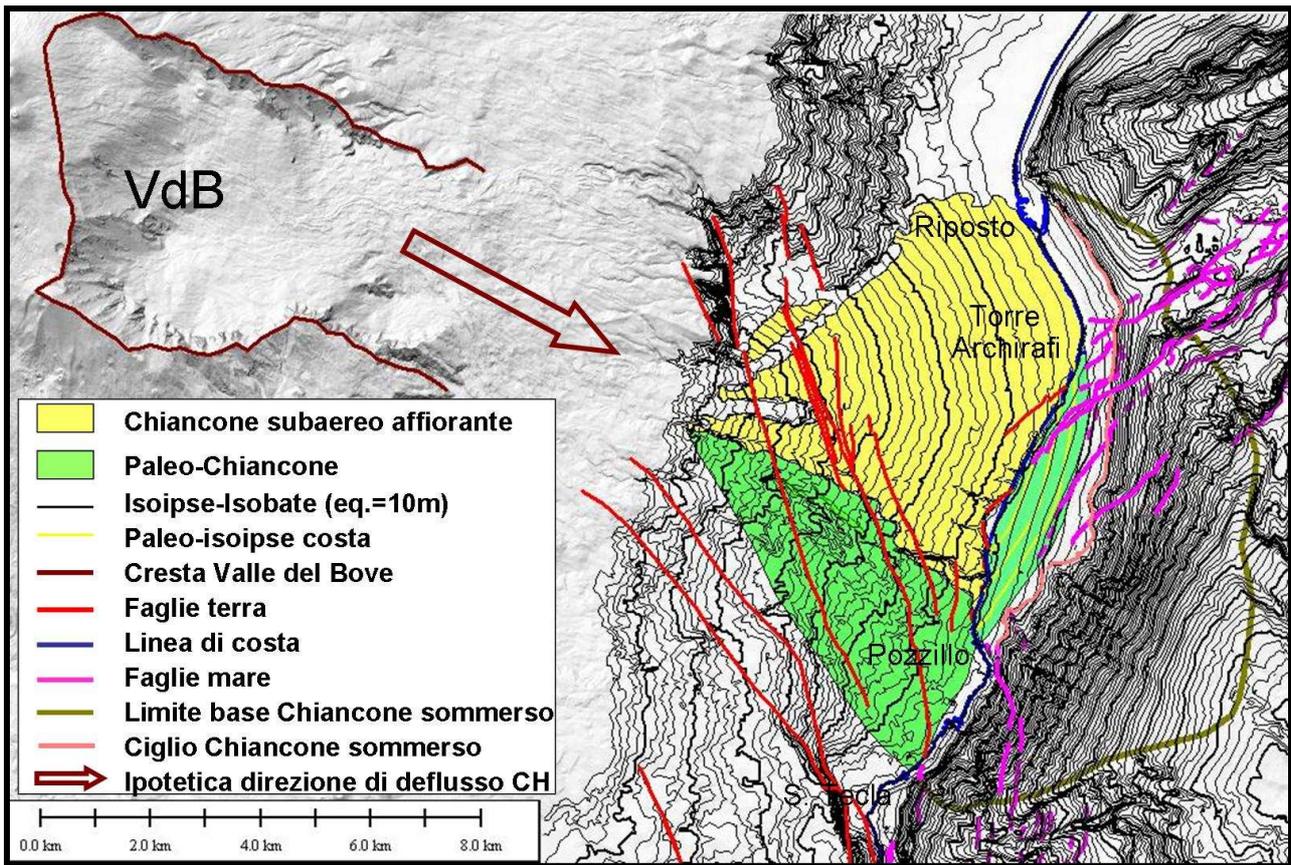


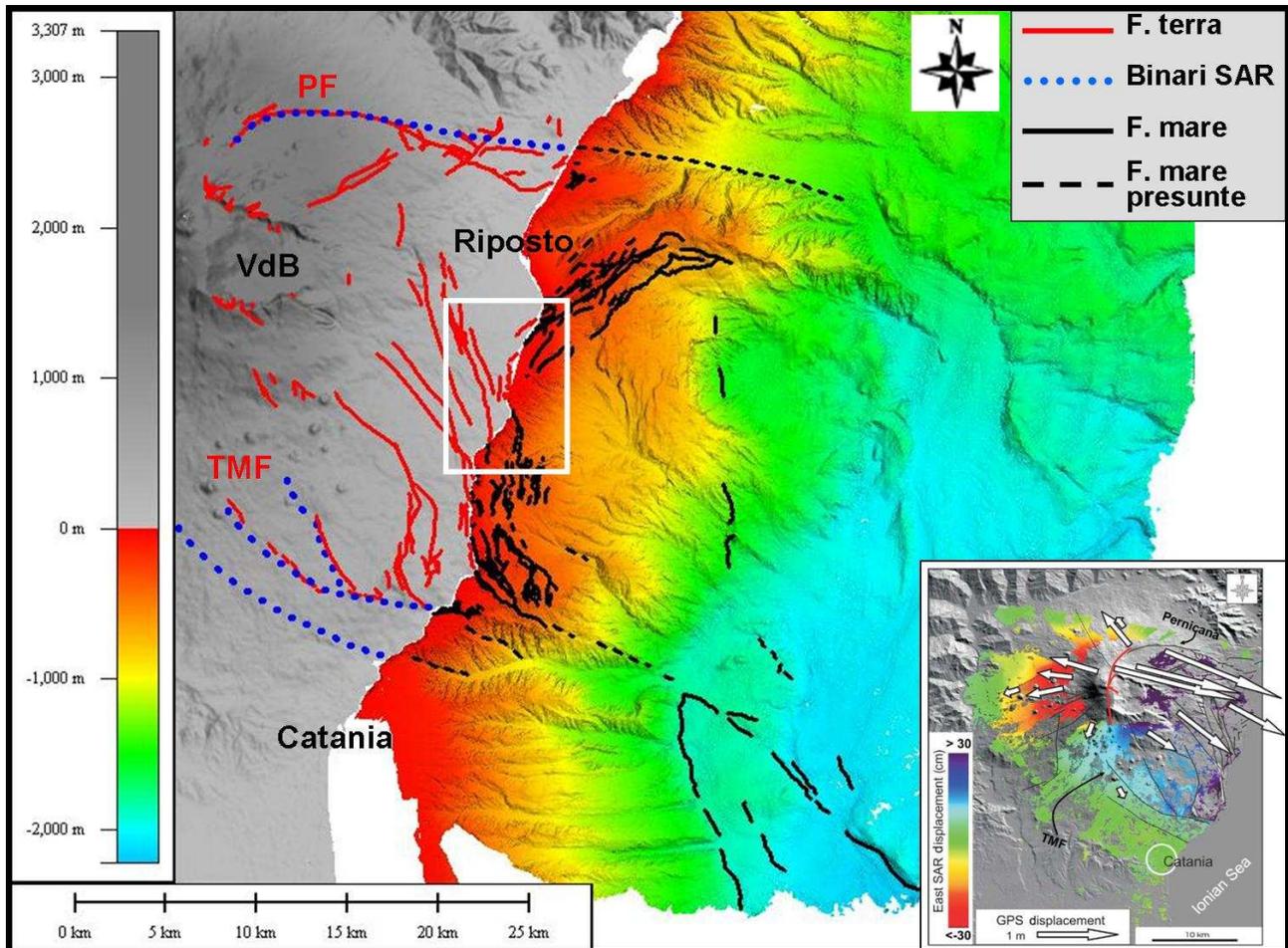
Fig. 5. Ipotetica ricostruzione del Chiancone prima della copertura delle colate laviche nel settore meridionale e prima della dislocazione delle faglie costiere nel settore sommerso poco profondo.

Il rigetto verticale cumulativo prodotto da questo sistema di faglie, calcolato anche per mezzo delle dislocazioni del ciglio del terrazzo deposizionale sommerso, è stato stimato in circa 60-70 m che implica un tasso di dislocazione verticale di circa 8-9 mm/a. Questo valore risulta in assoluto disaccordo con il sollevamento di circa 1 mm/a dovuto a dinamiche regionali(Firth et al., 1996; Monaco....), mentre è comparabile con il tasso di deformazione verticale misurato lungo la costa etnea di circa 10 mm/a (Bonforte and Puglisi, 2006; Bonforte et al., in stampa). Nel complesso si osserva una perfetta correlazione tra questi lineamenti strutturali e quelli che dislocano il deposito subaereo che comunque mostrano un grado minore di preservazione rispetto a quelli sommersi.

5.4 ASSETTO MORFO-STRUTTURALE DELL'OFFSHORE ETNEO

Osservando nel loro insieme, tutti i lineamenti tettonici che interessano i vari domini fisiografici si nota che essi che si raccordano l'un l'altro con buona continuità a formare un vasto sistema semicircolare caratterizzato da una forma ad anfiteatro aperta verso est.; Tale sistema si manifesta con una serie di lineamenti circa-concentrici che nel complesso mostrano una disposizione a gradinata. Esso interessa gran parte della scarpata

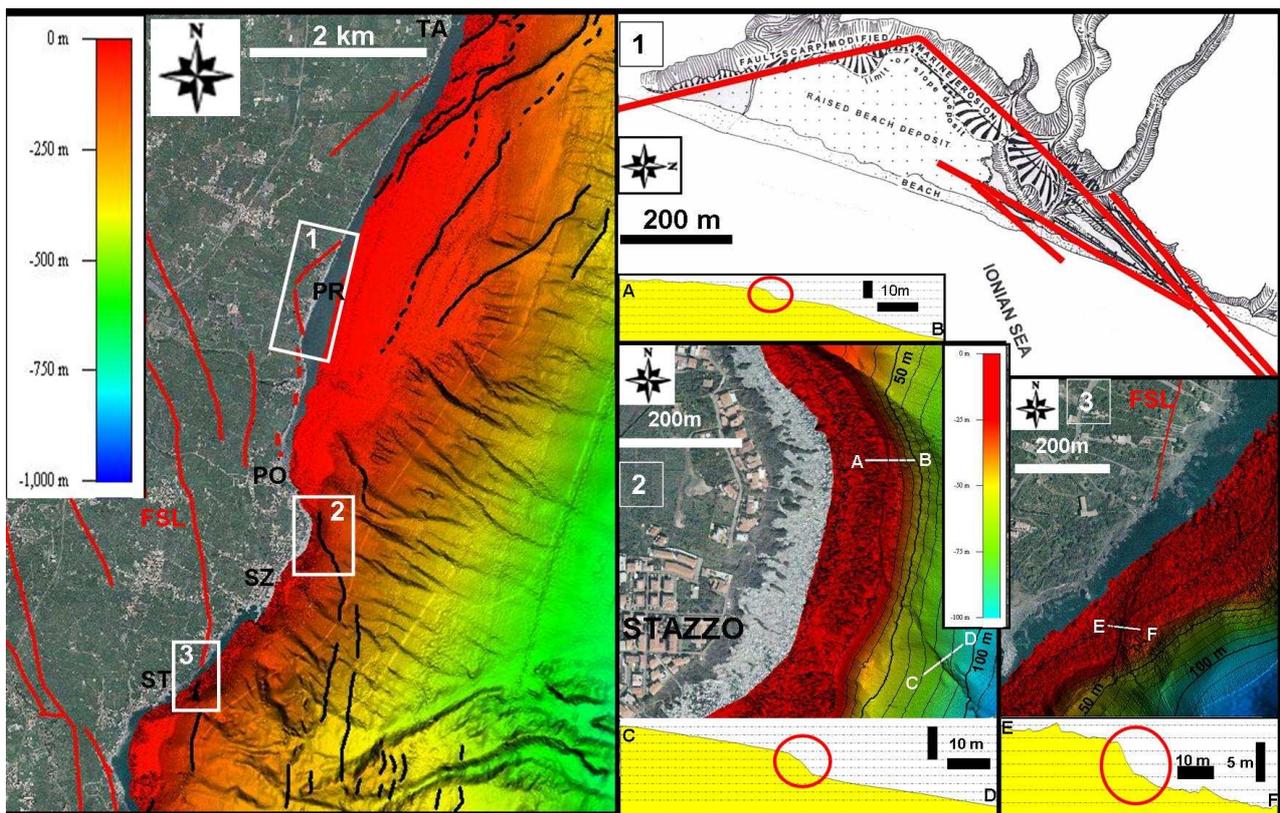
continentale dalla costa fino ad oltre 800-900 m di profondità con un diametro massimo di circa 23 km e coinvolge pure i settori costieri del fianco orientale etneo nel tratto compreso tra Torre Archirafi e Capo Mulini.



Si osserva infatti che il sistema di faglie che disloca con direzione NE-SO la porzione meridionale del ridge di Riposto prosegue con medesima orientazione nel sottocosta dove interessa il fan vulcanoclastico del Chiancone; questi lineamenti mostrano una perfetta correlazione con quelli presenti lungo la costa nel tratto compreso tra Torre Archirafi e Pozzillo. Nel settore meridionale del deposito essi appaiono ruotare assumendo una direzione NNO-SSE fino a connettersi alle faglie sia subaeree che sommerse ritenute facenti parte del Sistema di faglie delle Timpe. Si è stimato un rigetto cumulativo del sistema di faglie che disloca il Chiancone di circa 60-70 m, che, tenendo conto del sollevamento regionale in atto di 0,6 - 0,8 mm/a (Di Stefano & Branca, 2002, Catalano et al., 2004), porterebbe ad una dislocazione verticale di circa 1 cm/a.

Proprio in corrispondenza di questo settore costiero e precisamente in località Praiola, si ha una delle migliori evidenze della presenza di questo sistema semicircolare e del raccordo tra il sistema di faglie del Ridge di Riposto-Chiancone e quello delle Timpe. Le due scarpate di faglia che formano la rientranza della falesia costiera di Praiola, da

sempre considerate come l'espressione dell'incrocio tra il Sistema Messina-Fiumefreddo di Ghisetti (1979) (o Scarpata Etna-Messina di Lentini et al., 1996) con quello delle Timpe (Lanzafame et al., 1996), altro non è che uno dei tanti tratti curvilinei e concentrici tra loro del margine occidentale di questo grande sistema semicircolare. Nel proseguimento in mare della scarpata meridionale di Praiola la faglia disloca il fronte sommerso della prosecuzione in mare della Colata di Monte Ilice (datata 1040 ± 20 da Tanguy et al. 2003), producendo un rigetto verticale di circa 5 m che porterebbe ad un tasso di dislocazione di circa 0,5-0,6 cm/h compatibili con quelli misurati dal SAR.



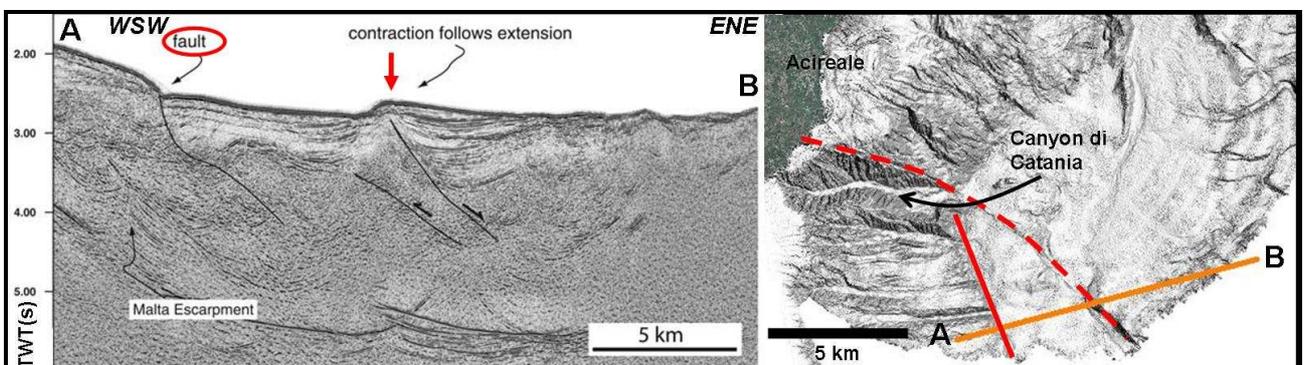
Spostandosi verso sud le dislocazioni interessano il Vulcano delle Timpe. Nel settore settentrionale di quest'ultimo i lineamenti tettonici assumono un andamento NNO-SSE (parallelo a costa) che ben si correla con la direzione delle faglie e delle numerose fratture al suolo (f. di S. Leonardello, fratturazione nella zona del S. Tecla Palace Hotel) che dislocano il settore costiero compreso tra Stazzo e S. Maria La Scala. Tale sistema di faglie in corrispondenza di Capo Molini ruota in senso antiorario fino a diventare NO-SE mostrando un cambio di direzione dei lineamenti sempre più a nord man mano che aumenta la profondità. Nel settore meridionale tutti i lineamenti convergono allineandosi lungo il fianco sinistro del Canyon di Catania.

Le dislocazioni conferiscono all'intero promontorio un assetto a gradinata con presenza delle maggiori scarpate osservate nell'area dovute presumibilmente alla maggiore età

della struttura se confrontata ad esempio con quella del Chiancone. Il rigetto cumulativo stimabile sul Vulcano delle Timpe è infatti dell'ordine di 250 m per quanto riguarda la porzione sommersa a cui occorre aggiungerne altrettanti, o forse più, per la parte subaerea. Tenendo conto di un range d'età non inferiore a 120-130 ka (sulla base delle datazioni delle vulcaniti geometricamente più alte appartenenti al Sistema Timpe, Branca et al. 2008) e del tasso di sollevamento regionale dell'area di 0,6-0,8 mm/a (Di Stefano & Branca, 2002, Catalano et al., 2004), si avrebbe un tasso di dislocazione verticale non inferiore ai 5 mm/a.

L'andamento arcuato di questo sistema di faglie in corrispondenza del Vulcano delle Timpe permette di reinterpretare il sistema di faglie delle Timpe come la parte più occidentale di tale sistema e non come la diretta prosecuzione subaerea della Scarpata Ibleo Maltese come sostenuto fino ad oggi in letteratura (Cristofolini et al., 1979; Lo Giudice and Rasà, 1986; Monaco et al., 1997; Lanzafame and Bousquet, 1997). Evidenze della presenza della Scarpata Ibleo Maltese sono osservabili nella porzione meridionale dell'area studiata in corrispondenza della zona di raccordo tra la scarpata continentale e la piana batiale dove si registrano scarpate dell'ordine di 200 m orientate NNO-SSE; tale zona, infatti, appare eccessivamente ripida per essere imputata al rialzo continentale presente tra la scarpata continentale e la piana batiale nella maggior parte dei margini continentali oceanici. Questa interpretazione trova conferme nei profili sismici di Argnani and Bonazzi (2005). Tuttavia non si nega una certa influenza delle deformazioni legate alla Scarpata Ibleo Maltese sull'assetto strutturale dell'offshore etneo.

Altra evidenza della presenza della Scarpata Ibleo Maltese si trova a circa 1300 m di profondità dove si osserva una scarpata orientata NNO-SSE che poi sembra proseguire fino alla grande nicchia.



E' importante osservare come i singoli sistemi di faglia che formano il sistema semicircolare presentino dislocazioni cinematicamente conformi tra loro nonostante interessino domini litologicamente differenti: il Ridge di Riposto (composto dalle unità

deposizionali della catena), il Chiancone (costituito da un deposito vulcanoclastico recente) ed il Plateau delle Timpe (interpretato come un vecchio vulcano a scudo)

I valori delle dislocazioni risultano inoltre compatibili con i tassi di deformazione misurati nel basso fianco orientale dell'Etna; sono stati calcolati infatti offset verticali di poco meno di 1 cm/a perfettamente compatibili con i dati SAR relativi alla fascia costiera del fianco orientale etneo.

Dai risultati ottenuti dall'analisi morfometrica (paragrafo 5.1) si può ipotizzare che il margine settentrionale del sistema semicircolare si estenda verso nord fino ad interessare il Canyon di Riposto, il cui andamento appare fortemente controllato da fattori tettonici.

Osservando nel complesso l'assetto strutturale dell'offshore etneo, si nota una disposizione piuttosto simmetrica dei vari lineamenti presenti. L'intero sistema semicircolare appare, infatti, confinato tra le due maggiori strutture erosive dell'area e cioè la Valle di Fiumefreddo a nord ed il Canyon di Catania a sud che rappresentano pure i limiti del vasto bulge che interessa l'intero margine continentale etneo.

Entrambe le strutture erosive sono caratterizzate da un fianco estremamente rettilineo e precisamente: il fianco destro della Valle di Fiumefreddo orientato circa N102° e quello sinistro del Canyon di Catania orientato circa N111°.

Sebbene non ci siano evidenze dirette della presenza di lineamenti tettonici in corrispondenza di questi fianchi, l'analisi morfometrica condotta su questi elementi indica una possibile evoluzione controllata da direttrici strutturali. Inoltre, in corrispondenza della fascia costiera del fianco destro della Valle di Fiumefreddo e di quello sinistro del Canyon di Catania sono presenti due sistemi di faglie a cui sono associate rispettivamente, risalite di fluidi con evidenza della presenza di vulcani di fango e le intrusioni magmatiche relative ai primi stadi del vulcanismo etneo. Questi due sistemi di faglie sono in stretta correlazione con due dei più attivi sistemi di faglia dell'area etnea: il primo con il sistema di faglie della Pernicana-Fiumefreddo, caratterizzato da un cinematismo sinistro ed associato a frequenti fenomeni di creep asismico (Acocella and Neri, 2005); il secondo con il sistema di faglie Trecastagni-Mascalucia contraddistinto da cinematismi destri e creep asismico. Questi due sistemi di faglia sono ritenuti i binari, rispettivamente settentrionale e meridionale, del fenomeno di scivolamento che interessa il fianco orientale dell'Etna, come evidenziato dai dati SAR (Froger et al., 2001; Lundgreen et al., 2004; Bonforte et al., 2010) e da indagini di superficie (Acocella e Neri, 2005; Azzaro, 2004).

Alla luce di questi dati è possibile far coincidere il fianco destro della Valle di Fiumefreddo e quello sinistro del Canyon di Catania con due lineamenti strutturali orientati rispettivamente N102° e N111°, che interessano trasversalmente l'intero margine continentale etneo. Si tratterebbe di lineamenti tettonici di rilevanza regionale, la cui origine è, presumibilmente, da collegare all'evoluzione geodinamica del Sistema Sud-Tirrenico; questo è caratterizzato da un sistema di faglie trascorrenti destre disposte en-échelon e orientate NO-SE (Finetti et al., 1996), che si estende dal tirreno fino alla Ionio interessando l'area etnea.

La presenza di tali lineamenti è testimoniata da numerosi profili sismici eseguiti da Sartori et al. (1991) e Nicolich et al. (2000) per quanto riguarda il lineamento nord e Argnani e Bonazzi (2005) per quello sud. Altre evidenze dell'esistenza di quest'ultimo sono rappresentate da: 1) la dislocazione della Secca dei Saurari e dei faraglioni dei Ciclopi nell'area di Acitrezza nella prosecuzione in acque basse del lineamento N111° con un evidente cinematismo destro (compatibile col sistema di faglie Trecastagni-Mascalucia); 2) la prosecuzione del lineamento anche in corrispondenza della piana batiale dove i dati batimetrici evidenziano la presenza di una notevole scarpata allineata con il fianco settentrionale del Canyon di Catania.

I due lineamenti rappresentano, pertanto, le linee di debolezza che hanno permesso la formazione del bulge (Chiocci et al., in press.) e che guidano la deformazione laterale che coinvolge il fianco orientale emerso dell'Etna.

Nonostante non ci siano evidenze dirette, appare plausibile estendere il limite sud del sistema sub circolare fino a Catania ed esattamente fino a dove la testata del Canyon di Catania interagisce con la costa. Ciò viene supposto sulla base dell'anomalo andamento del Canyon di Catania, la cui sinuosità, come già scritto in precedenza, permette di ipotizzare un controllo tettonico; se si confronta, infatti, l'andamento del Canyon di Catania con quello piuttosto rettilineo dei canyon situati più a sud ci si accorge che esso subisce diverse variazioni di direzione (fig. 5. 11); così come osservato in molti altri canyon dell'area esaminata (C. di Riposto, C. di Pozzillo, C. di Acireale) dove in corrispondenza di un cambio di direzione si individua una discontinuità che in qualche modo guida la direzione del canyon stesso, anche nel Canyon di Catania ad ogni cambio di direzione potrebbe coincidere un lineamento tettonico. La direzione dei lineamenti è circa parallela a quella delle scarpate che dislocano la porzione meridionale del Vulcano delle Timpe e cioè

NO-SE nel primo tratto e poi circa E-O in quello più profondo. Questi lineamenti, come avviene per tutti gli altri, convergono in corrispondenza della sbocca del Canyon di Catania sulla piana batiale. Queste ipotesi trovano conferma nei dati SAR (Froger et al., 2001; Lundgreen et al., 2004; Bonforte et al., 2010) secondo i quali il margine meridionale del fenomeno di scivolamento del fianco orientale dell'Etna si esplica all'interno di un fascio di lineamenti: uno coincidente con la faglia di Acitrezza e l'altro con il Canyon di Catania.

L'analisi batimetrica condotta nell'area ha evidenziato che la porzione posta più a sud del Canyon di Catania appare priva di lineamenti tettonici.

All'interno del sistema semicircolare si osservano numerose evidenze di fenomenologie d'instabilità gravitativa remote e recenti. Queste si esplicano soprattutto nella porzione settentrionale dell'area studiata in corrispondenza della struttura ad anfiteatro. Questo costituisce una porzione estesa oltre 100 km² che coinvolge quasi per intero la scarpata continentale (da circa 300 m di profondità fino alla piana batiale). In contraddizione a quanto sostenuto da Patanè et al. (2009), che interpreta tale settore come una vasta caldera da associare ad un vasto edificio vulcanico (esteso dal Ridge di Riposto fino ad Acitrezza), si vuole sottolineare che si tratta, invece, di una vasta un'area aperta verso est che delimita un tratto della scarpata continentale soggetta a forte instabilità. A conferma di quanto detto si pongono i numerosi campionamenti di pelite effettuati all'interno della struttura ad anfiteatro sia in prossimità delle dorsali che della nicchia di distacco semicircolare.

Alla base di questo settore si nota la presenza di un'ampia nicchia di distacco di forma sub circolare con un volume mancante stimato in circa 4 km³; essa è impostata presumibilmente lungo un lineamento tettonico orientato NNO-SSE, la cui presenza è visibile sia a nord che a sud ed è da correlare, come accennato in precedenza, alla Scarpata Ibleo Maltese. I numerosi rilievi morfologicamente irregolari che si ritrovano sulla piana batiale proprio davanti a questa nicchia rappresenterebbero il deposito di landslide prodotto dal collasso a cui è associata la nicchia. Essi ricoprono una superficie di circa 50 km² che bene si combina con i dati emersi dall'analisi sismo-stratigrafica dei dati Sub Bottom Profile (paragrafo 5.2) che ha rilevato la presenza di una morfologia ad hammochy. A riprova di quanto detto si veda il profilo sismico tratto da Pareschi et al., 2006, in cui si rileva un ampio deposito di landslide.

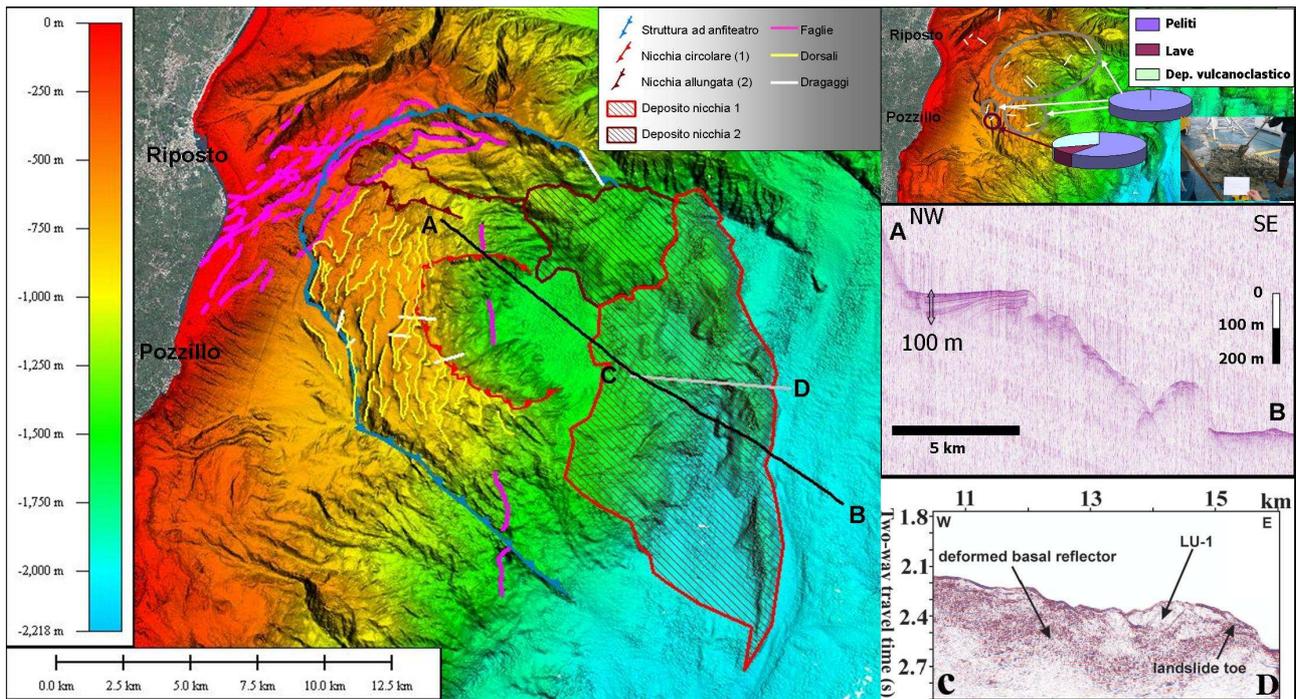


Fig. 5. Immagine multibeam della struttura ad anfiteatro con all'interno le dorsali curvilinee e le nicchie di distacco ed alla base i depositi relativi a queste ultime. A destra in alto i dragaggi effettuati, al centro un profilo Sparker lungo la nicchia circolare ed in basso un profilo sismico da Pareschi et al. (2006) che evidenzia un deposito di landslide.

La nicchia appare visibilmente contornata da una serie di dorsali strette ed allungate disposte parallelamente al pendio con un andamento piuttosto irregolare e spesso, ma non sempre, caratterizzate da un assetto in contropendenza. In accordo con una serie di pubblicazioni realizzate sulla nicchia del landslide di Storegga (situata nell'offshore della Norvegia e ritenuta la frana più grande del mondo sia in ambiente emerso che sommerso), tali strutture sono connesse a fenomenologie di creep e sono indicative di una notevole instabilità retrograda. In particolare esse vengono interpretate come dovute ad un processo noto come lateral spreading: un fenomeno osservato nella nicchia di distacco di molti landslide, in cui uno strato di sedimenti sovrapposto ad un livello deformato di materiale più fine è sottoposto ad estensione laterale (Micallef et al. 2007).

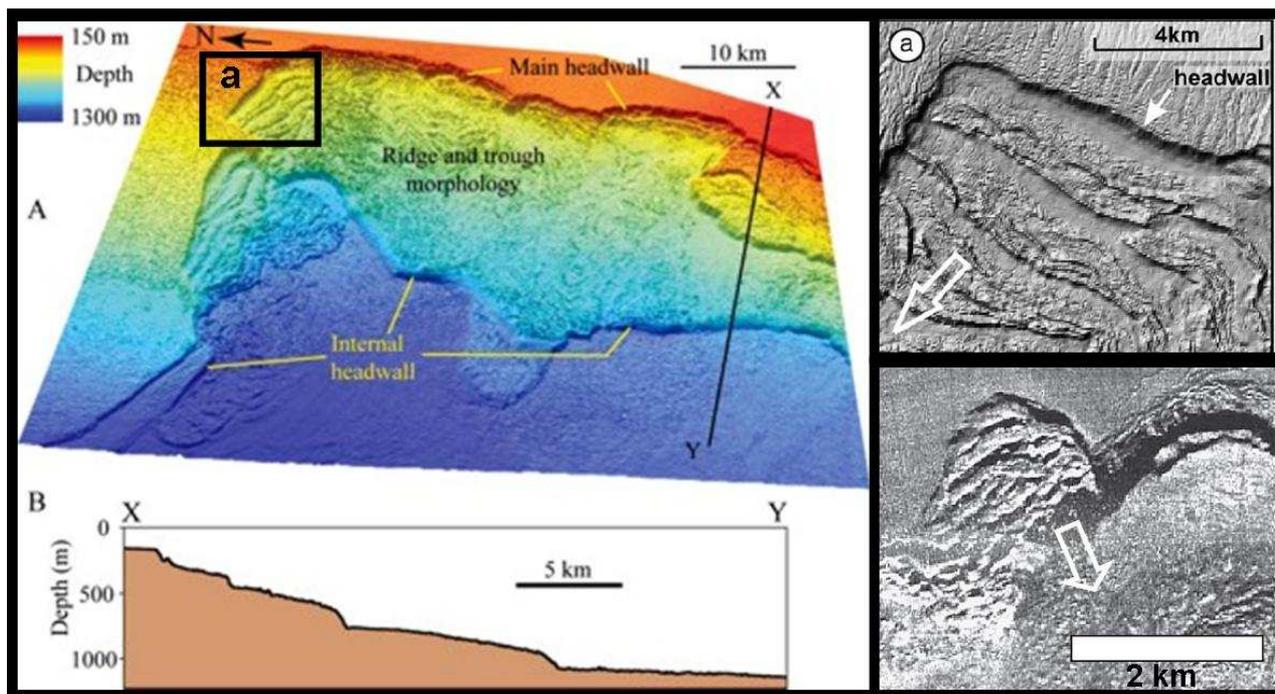


Fig. 5. Settore nord della testata dello Storegga slide caratterizzato dalla presenza di una morfologia a dorsali e valli simile a quella osservata nella porzione alta della struttura ad anfiteatro. A destra due particolari della nicchia: in alto un settore con forma squadrata (Micaleff et al., 2008), in basso a forma di anfiteatro osservata nella porzione meridionale della nicchia.

Nel caso dell'offshore etneo l'estensione è diretta verso est a causa del collasso della base della scarpata.

La presenza di tali elementi viene interrotta sul lato settentrionale della struttura ad anfiteatro da un'altra nicchia di distacco la cui forma appare totalmente diversa da quella precedentemente descritta.

Si tratta di una nicchia molto allungata che si estende longitudinalmente per l'intero settore instabile con un volume stimato in circa 1 km^3 . Il deposito alla fine di tale nicchia appare sovrapporsi a quello della nicchia semicircolare e ricopre una superficie stimata in circa $35\text{-}40 \text{ km}^2$.

Questo dato unito alla troncatura delle dorsali deformate indica che la sua formazione è successiva a quella della nicchia semicircolare. Altre nicchie di piccole dimensioni sono presenti sul lato settentrionale della struttura ad anfiteatro.

L'instabilità gravitativa si è poi propagata in modo retrogressivo verso ovest interessando le porzioni costiere del Ridge di Riposto fino ad interagire con il fianco orientale emerso dell'Etna innescando il tanto dibattuto collasso della Valle del Bove. Il deposito derivante da tale collasso, che presumibilmente si è esplicito in più di un evento franoso, si è messo in posto in parte sull'entroterra (costituito dal deposito di debris-avalanche della sequenza del Lahar di Milo) ed in parte sull'offshore poco profondo, ricoprendo probabilmente, con la sua facies distale ad hammocky, il settore costiero del Ridge di Riposto. Il continuo

rimaneggiamento fluviale del corpo di frana subaereo ha poi dato origine al Chiancone, che per circa $\frac{3}{4}$ del suo volume giace sulla costa e per il rimanente $\frac{1}{4}$ sull'offshore. Tale deposito ha registrato e continua a registrare le deformazioni legate all'instabilità del settore sottostante testimoniato dalla presenza delle numerose faglie attive disposte en-echelon. La successiva ed intensa attività erosiva dei numerosi gullies presenti nelle propagini più profonde del Chiancone, hanno smantellato e continuano a smantellare il deposito che viene trasportato all'interno della Valle di Archirafi producendo un'intensa erosione della porzione meridionale della struttura ad anfiteatro (testimoniata dalla posizione rilevata di quest'ultima rispetto alla Valle di Archirafi) (fig. 5.); successivamente viene incanalato all'interno dello stretto canyon posto alla fine della valle ed infine abbandonato in prossimità dello sbocco di quest'ultimo sulla piana batiale; qui i dati multibeam mettono in evidenza la presenza di un deposito tipo debris flow che si estende per circa 35 km².

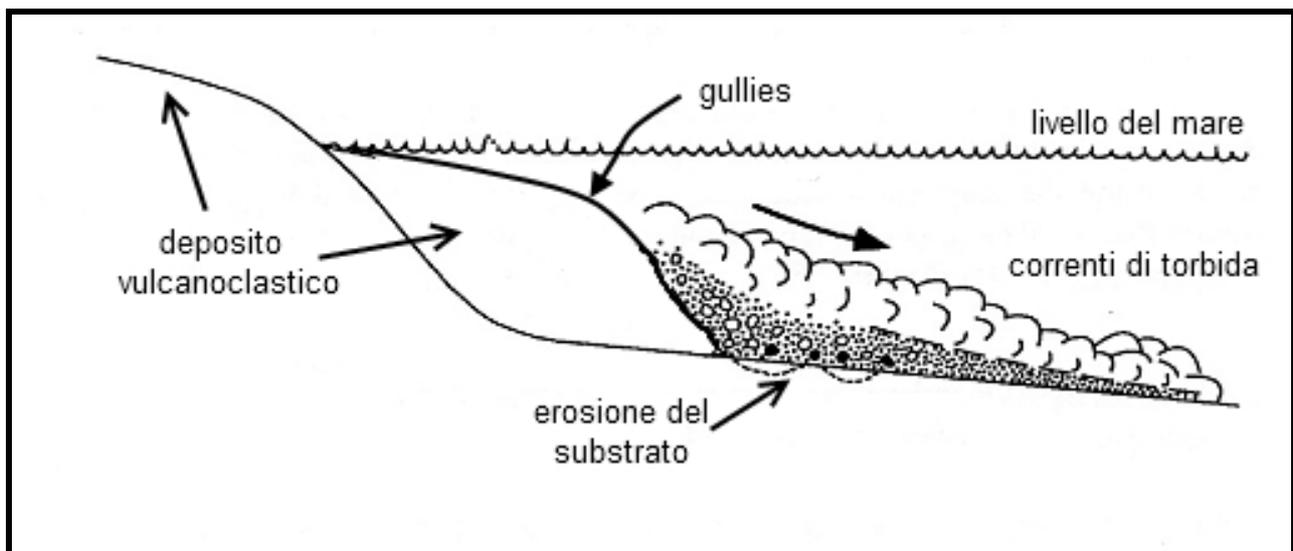


Fig.5. Modello schematico dell'erosione della porzione profonda del Chiancone e conseguente formazione di correnti di torbida che erodono il substrato.

Alla luce di quanto esposto è opportuno, in questa sede, replicare a Pareschi et al. (2006) e ridimensionare il vasto deposito di landslide (NDEP) connesso, secondo gli autori, alla formazione della Valle del Bove ed esteso su tutta la scarpata continentale e parte della piana batiale dell'offshore etneo (fig. 5.).

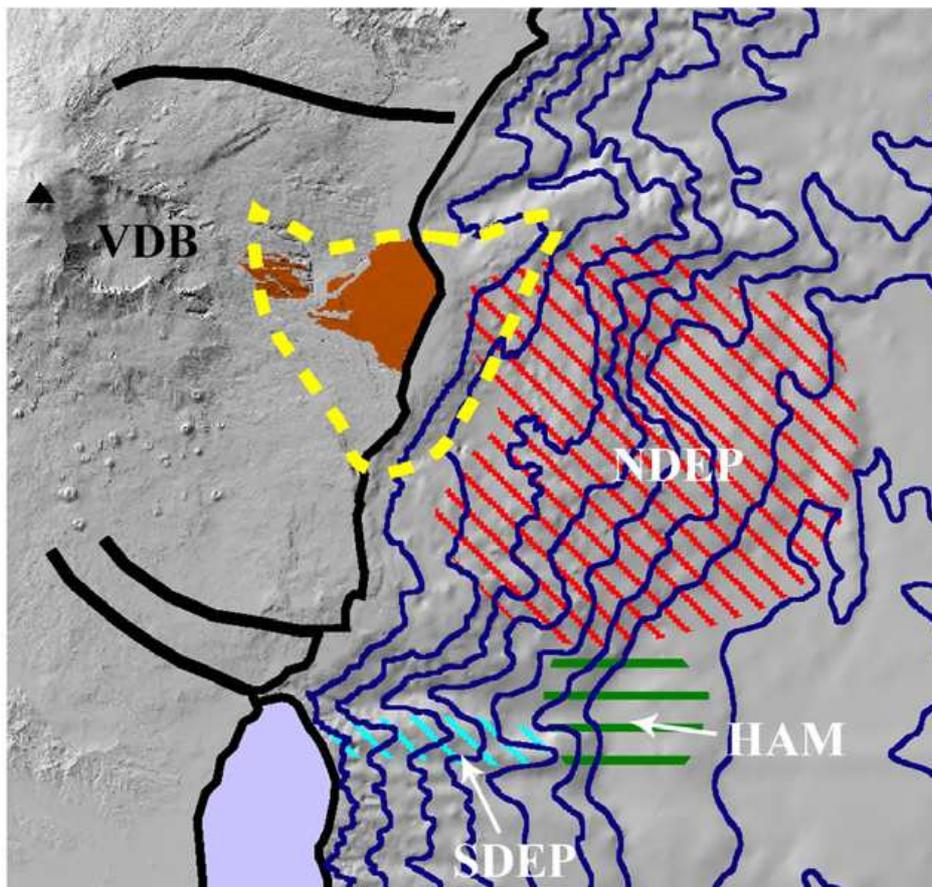
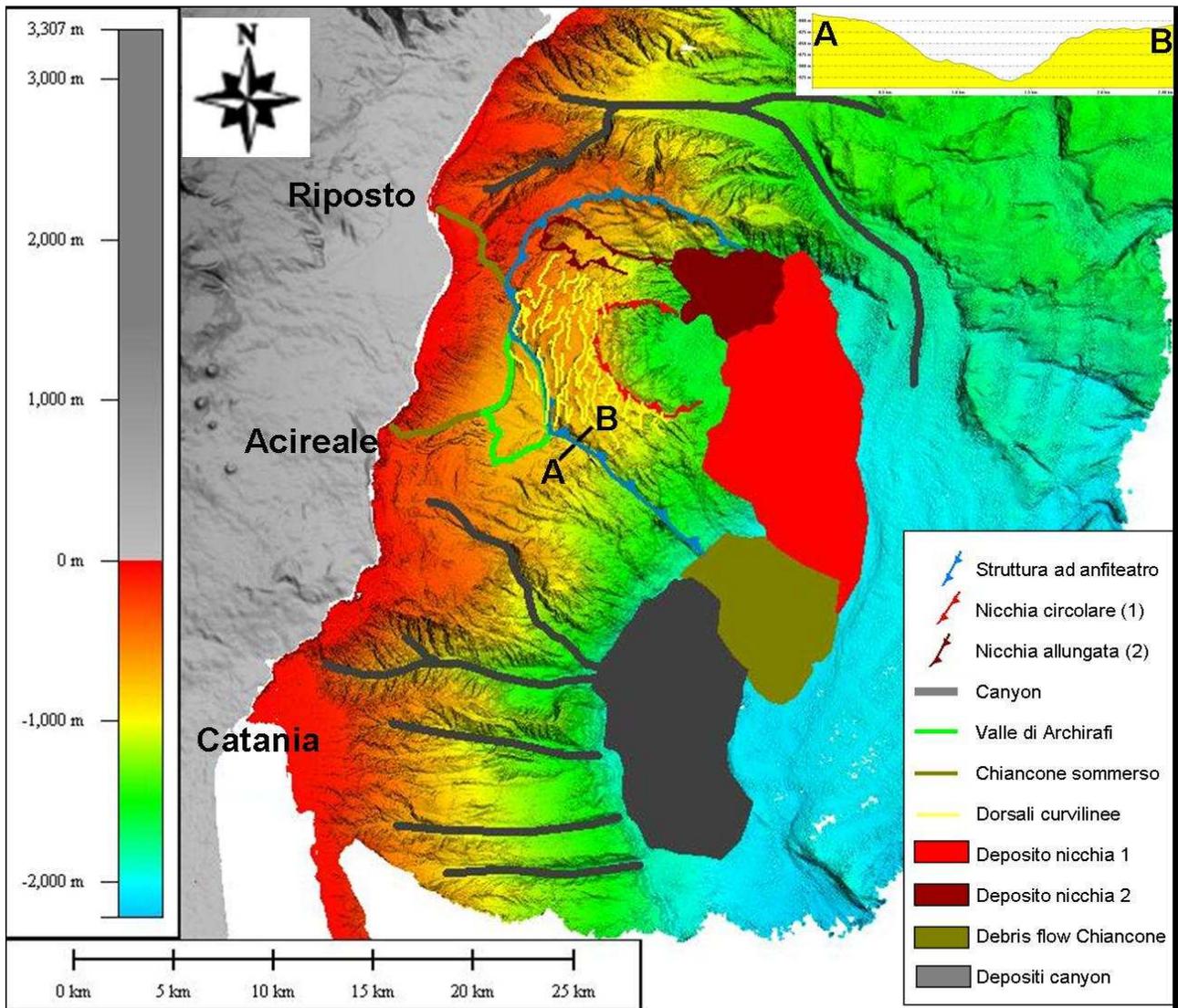


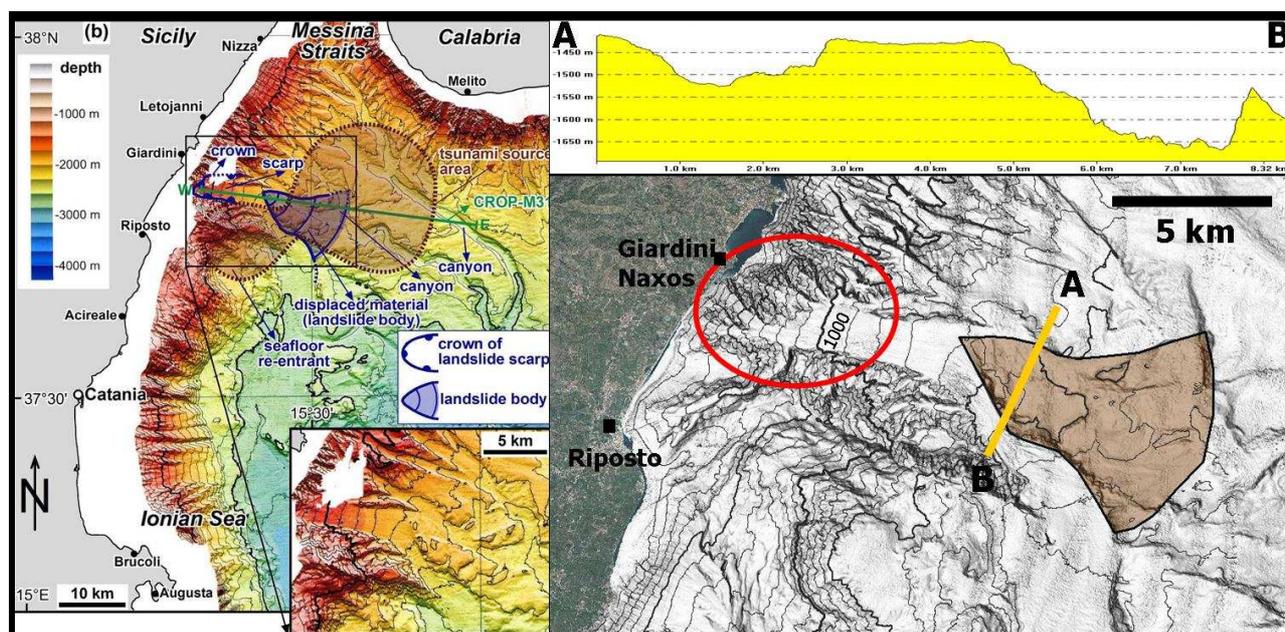
Fig. 5. Mappa dei depositi di landslide rilevati da Pareschi et al. (2006).
 VDB: Valle del Bove.
 NDEP: deposito di landslide connesso al collasso olocenico della VDB.
 HAM: minore deposito di landslide alla sbocco del Canyon di Catania.
 SDEP: deposito di landslide precedente.

In contrapposizione a questa interpretazione, si vuole sottolineare che i depositi di landslide presenti alla base della scarpata continentale, derivano da collassi della porzione bassa della scarpata stessa (come supposto anche da Borgia et al., 1992) e non dal collasso della Valle del Bove, il cui deposito risulta invece osservabile nelle porzioni costiere dell'offshore ed in minima parte alla sbocco della Valle di Archirafi sottoforma di debris flow. Il deposito HAM, che risulta maggiormente esteso in direzione sud, deriva dall'accumulo del materiale trasportato dai canyon di Acireale, di Catania e da quelli che interessano la scarpata continentale a sud di Catania (fig. 5.5).



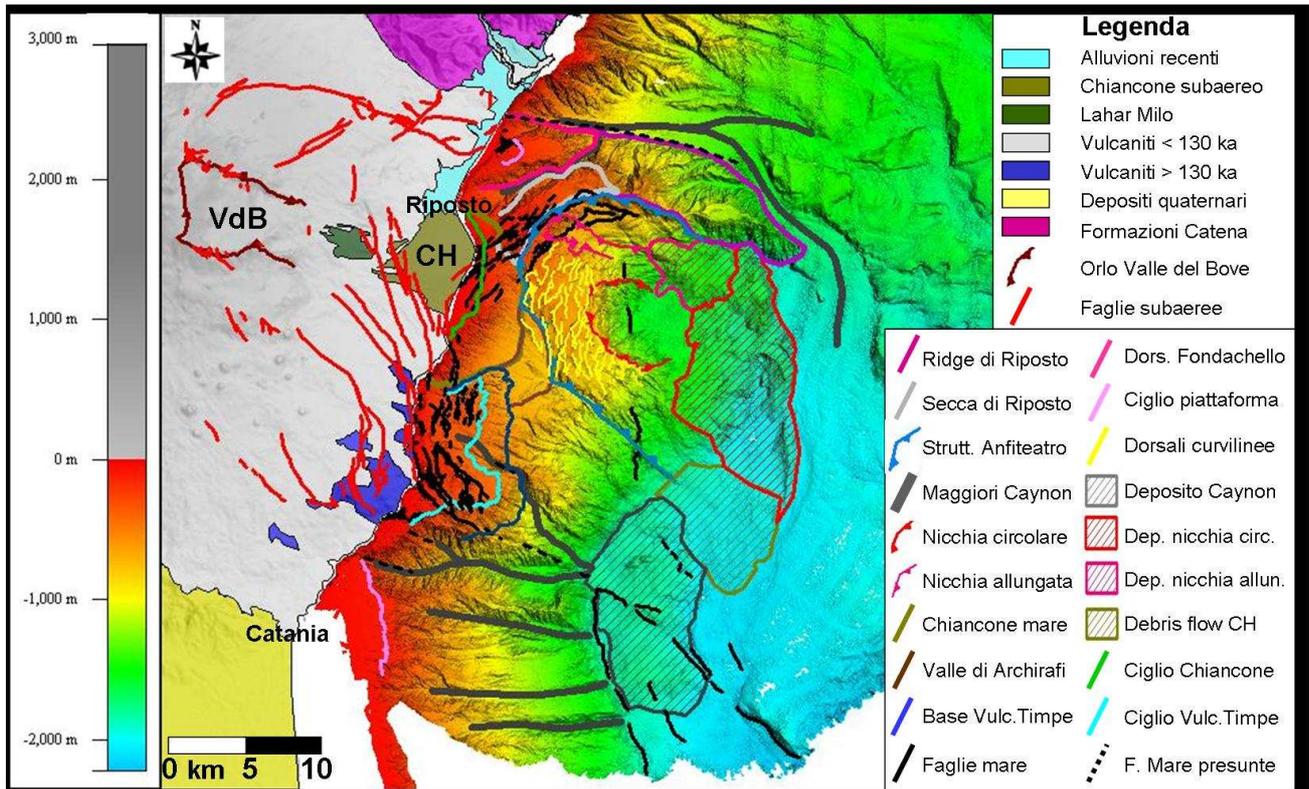
Per quanto riguarda il vasto deposito (20 km^3) localizzato in corrispondenza della parte distale della valle, interpretato da Billi et al., (2008) come relativo al landslide che avrebbe generato lo tsunami seguito al terremoto di Messina del 1908, i nuovi dati bati-morfologici permettono di affermare che non ci sono evidenze di una così recente megafrana sottomarina. Il deposito del supposto evento di instabilità, individuato da Billi et al. (2008) sulla base dei rilievi batimetrici a bassa risoluzione di Marani et al. (2004), appare (sulla base dei nuovi dati multibeam ad alta risoluzione), infatti, profondamente inciso da alcuni canyon ben sviluppati; due sono orientati circa E-O e tra questi quello settentrionale incide il deposito di oltre 120 m, mentre l'altro ne borda il limite meridionale con dislivelli di circa 170 m, mostrando nell'insieme un approfondimento relativo differente; altri due, di minori dimensioni, sono orientati circa N-S con approfondimenti di 60-70 m. Questi dati indicano un'attività erosiva prolungata e continua e non possono essere relativi ad un evento accaduto soltanto un secolo fa. Inoltre, nella supposta zona di distacco della megafrana

posta a largo di Giardini Naxos e coperta solo parzialmente dai dati di Marani et al. (2004), non sono stati rilevati lineamenti riferibili a fenomeni di instabilità di grandi dimensioni.



Piuttosto, in accordo con Chiocci et al. (2008), la presenza di un fitto e maturo reticolo di canyon suggerisce processi erosivi continui e prolungati nel tempo. Infine, secondo Tinti et al. (2008), un così grande volume del deposito avrebbe dovuto produrre run-up molto maggiori (un ordine di grandezza più grandi) rispetto a quelli stimati nello tsunami del 1908. Tuttavia, in questa sede, non si esclude la presenza di un possibile deposito di landslide, però, molto più vecchio e con una forma diversa rispetto a quello ipotizzato da Billi et al. (2008). Quest'ultima non risulta facilmente identificabile, soprattutto nella porzione meridionale, in quanto il deposito si affianca ad altri corpi rilevati che potrebbero essere interpretati come dovuti a successiva rimobilizzazione dello stesso deposito (in accordo con Billi et al, 2008) oppure dei depositi di landslide che si trovano alla base della nicchia semicircolare (in questo caso la continuità sarebbe interrotta dalla presenza del vasto canyon che rappresenta la prosecuzione verso sud della Valle di Fiumefreddo). La mancanza di dati nelle porzioni più profonde non permette un'analisi più approfondita di queste strutture.

5.5 CARTA MORFO-STRUTTURALE INTEGRATA DEL MARGINE CONTINENTALE E DELLA FASCIA COSTIERA DELL'ETNA



6 CONCLUSIONI

L'edificio vulcanico etneo si colloca all'interno del complesso assetto geodinamico della Sicilia orientale dove il fronte della Catena Appenninico-Maghrebide si sovrappone all'Avampaese Ibleo (Lentini et al., 1996) e si sviluppa in prossimità del margine ionico siciliano. La porzione inferiore del fianco orientale del vulcano, interessata da un intenso fenomeno di scivolamento geostatico verso est, mostra, pertanto, una prosecuzione in ambiente sottomarino.

Scopo di questa tesi è indagare la porzione sommersa dell'Etna, finora decisamente poco conosciuta, e correlare le maggiori morfo-strutture presenti nell'offshore con quelle presenti sul basso versante orientale etneo. Ciò appare di fondamentale importanza per ricostruire l'evoluzione vulcano-tettonica del vulcano e per definire l'assetto geodinamico del margine continentale ionico etneo.

Notevole, in tal senso, è il contributo offerto dalla geologia marina nell'interpretazione dei dati morfologici e strutturali in considerazione del fatto che in l'ambiente subacqueo è un sistema conservativo ed i processi erosivi sono, complessivamente, meno intensi rispetto a quanto avviene in ambiente subaereo; ciò permette agli elementi geologici sommersi più importanti di preservarsi per tempi notevolmente maggiori rispetto a quelli subaerei. Inoltre, a differenza di quanto avviene in ambiente subaereo, non sono presenti fenomeni di antropizzazione che possono nascondere i lineamenti geologici presenti.

Tra il 2005 e il 2009, sono stati effettuate diverse campagne oceanografiche, durante le quali sono stati acquisiti dati batimetrici multibeam ad alta risoluzione, profili di sismica a riflessione monocanale (Sub Bottom Chirp e Sparker), Side Scan Sonar, immagini ROV (Remotely Operated Vehicle) ed eseguiti numerosi campionamenti del fondale marino costituiti da dragaggi, bennate e carotaggi. L'area investigata è stata di oltre 2000 km², estendendosi da Catania fino a Taormina e dal sotto-costa fino ad oltre 2000 m di profondità. L'acquisizione dei dati batimetrici è stata realizzata per mezzo di dispositivi multibeam sonar (ecoscandaglio multifascio) che costituiscono gli strumenti tecnologicamente più avanzati per l'acquisizione di batimetrie di dettaglio; essi hanno permesso la ricostruzione tridimensionale del fondale marino dell'area mai investigato fino ad ora con una così alta risoluzione. Tale analisi è stata integrata con osservazioni dirette (immersioni subacquee) nei primi 50 m di profondità.

Parallelamente sono stati eseguiti lungo la costa etneo dei rilievi geologico-strutturali allo scopo di mappare le numerose faglie, fratture, colate laviche e depositi vulcanoclastici presenti nel basso versante orientale etneo e correlarle con quelle presenti nell'offshore.

L'analisi morfo-batimetrica eseguita nell'offshore etneo ha rivelato un assetto molto articolato del margine continentale ionico proprio in corrispondenza dell'Etna a causa della coesistenza di processi deposizionali, fenomeni erosivi, instabilità gravitativa a grande e piccola scala e soprattutto di una tettonica molto intensa.

L'area in esame appare caratterizzata dalla presenza di un vasto bulge che si sviluppa sul settore di margine continentale direttamente antistante l'edificio del vulcano dalla costa fino alla piana batiale posta ad una profondità di circa 2000 m. Questo elemento si differenzia nettamente dalle porzioni adiacenti. A nord è, infatti, diviso da una scarpata continentale incisa da sistemi erosivi canalizzati disposti trasversalmente alle isobate, attraverso un ampio canale a fondo piatto, denominato Valle di Fiumefreddo che si estende in direzione circa E-O per oltre 15 km lungo tutta la scarpata. A sud il bulge è limitato dal Canyon di Catania che lo separa da un'ampia piattaforma continentale che appare tettonicamente indisturbata.

Queste due notevoli strutture erosive sono situate in corrispondenza dei binari del fenomeno di instabilità geostatica che caratterizza il fianco orientale del vulcano, come testimoniato dai dati SAR (fig. 6.1); in base a questi dati i valori deformazione più elevati sono registrati in prossimità della costa. Analisi morfometriche condotte su queste strutture hanno rivelato un possibile controllo tettonico da parte di discontinuità preesistenti che ne avrebbero influenzato il loro andamento. Alla luce di ciò è possibile ipotizzare la presenza di due lineamenti, orientati N102° e N111°, situati in corrispondenza, rispettivamente, della Valle di Fiumefreddo e del Canyon di Catania e che interessano trasversalmente l'intero margine continentale etneo.

Evidenze della presenza di tali lineamenti si ritrovano sia nel sotto costa che nelle porzioni batiali. In corrispondenza della fascia costiera del fianco destro della Valle di Fiumefreddo e di quello sinistro del Canyon di Catania sono presenti due sistemi di faglie a cui sono associate rispettivamente, risalite di fluidi con evidenza della presenza di vulcani di fango (tra Riposto e Fondachello) e la dislocazione delle intrusioni magmatiche di Acitrezza relative ai primi stadi del vulcanismo etneo. Questi due sistemi di faglie sono in stretta correlazione con due dei più attivi sistemi di faglia dell'area etnea: rispettivamente il sistema di faglie della Pernicana-Fiumefreddo e quello di Trecastagni-Mascalucia-Tremestieri. Questi sono caratterizzati da un intenso creep asismico e sono ritenuti i binari,

rispettivamente settentrionale e meridionale, del fenomeno di scivolamento che interessa il fianco orientale dell'Etna, come evidenziato dai dati SAR (Froger et al., 2001; Lundgreen et al., 2004; Bonforte et al., in stampa) e da indagini di superficie (Acocella e Neri, 2005; Azzaro, 2004).

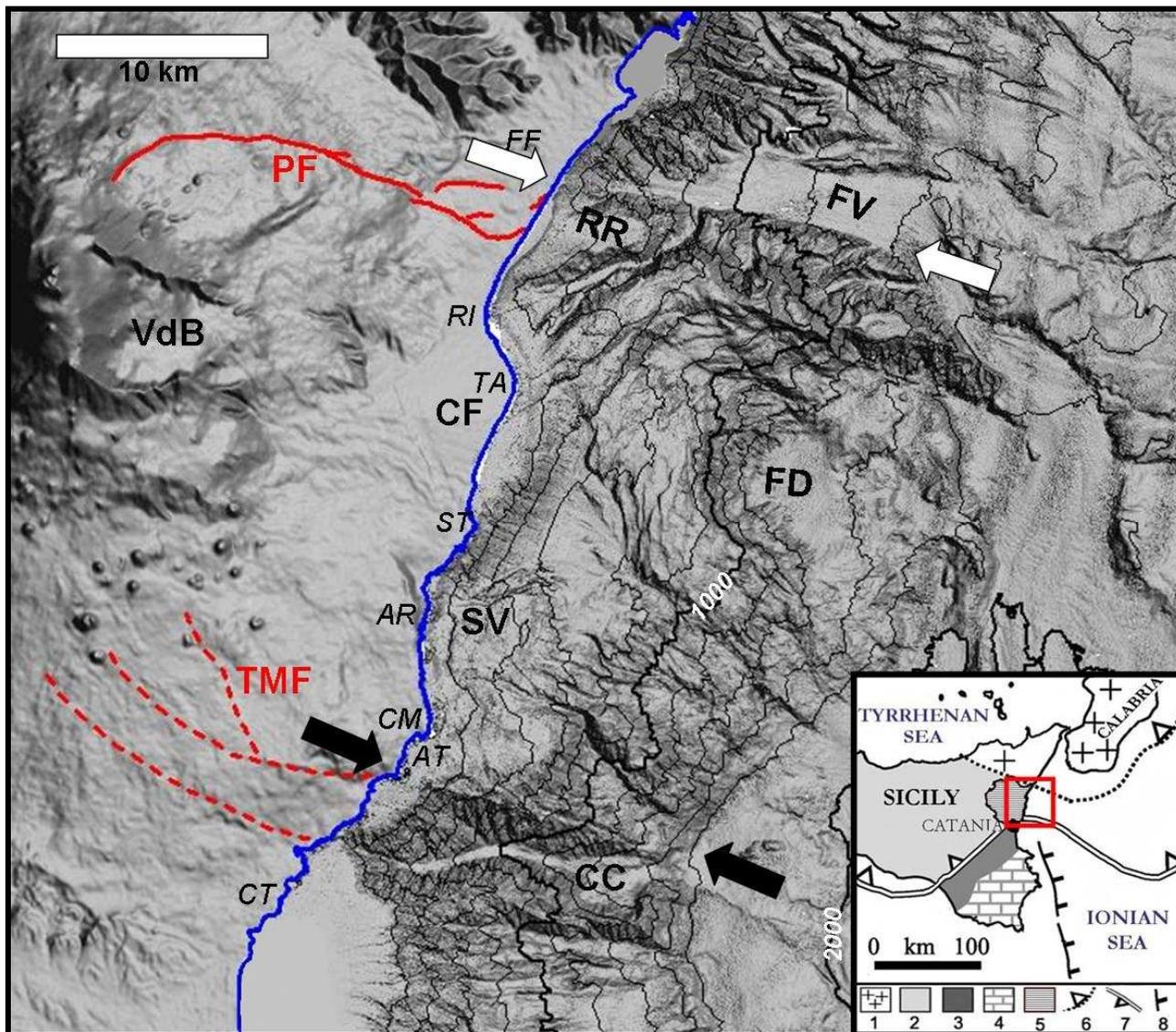


Fig. 6.1 Assetto morfologico dell'offshore etneo caratterizzato dal bulge i cui bordi (freccie bianche e nere) coincidono con i binari del fenomeno di scivolamento del fianco orientale dell'Etna: PF=Faglia della Pernicana, TMF=Sistema di Faglie di Trecastagni-Mascalucia. Inset con i principali domini geodinamici della Sicilia orientale (modificata da Lavecchia et al., 2007). 1: Calabria-Peloritani metamorphic units; 2: Apennine Chain early Miocene to Quaternary fold-and-thrust system; 3: Foredeep deposits; 4: Hyblean foreland; 5: Etna volcano; 6: Front of the Calabria-Peloritani units; 7: Outer front of the Apennine Chain; 8: Malta Escarpment.

Nel settore profondo ci sono prove dell'esistenza di tali lineamenti nei profili sismici eseguiti da Sartori et al. (1991) e Nicolich et al. (2000) per quanto riguarda il lineamento nord e Argnani e Bonazzi (2005) per quello sud; in quest'ultimo caso la traccia del

lineamento dedotta dai profili sismici coincide con una notevole scarpata evidenziata dai dati batimetrici multibeam.

I due lineamenti rappresentano, pertanto, le linee di debolezza che hanno permesso la formazione del bulge (Chiocci et al., 2010) e che guidano lo scivolamento gravitativo verso est che coinvolge il fianco orientale emerso dell'Etna.

I due lineamenti rappresentano gli elementi esterni di vasto sistema semicircolare caratterizzato da una forma ad anfiteatro aperta verso est che interessa sia l'offshore che la costa etnea.

Esso è costituito da diversi sistemi di faglie attive che si raccordano l'un l'altro con buona continuità a formare una serie di lineamenti circa-concentrici che dislocano la scarpata continentale etnea conferendole nel complesso una disposizione a gradinata costituita da scarpate notevoli. Ciò ha permesso, tra l'altro, di reinterpretare il sistema di faglie delle Timpe come la parte più occidentale di tale sistema e non come la diretta prosecuzione subaerea della Scarpata Ibleo Maltese, come da sempre sostenuto.

Tali sistemi di faglia mostrano dislocazioni compatibili con i tassi di deformazione del fianco orientale dell'Etna e conformi tra loro nonostante interessino domini fisiografici litologicamente differenti ed attribuibili ad età diverse.

Procedendo da nord verso sud, il sistema semicircolare interessa:

1) il Ridge di Riposto interpretato come il prolungamento in mare delle unità alloctone della Catena Appenninico-Maghrebide. Esso appare diviso in due settori da un profondo canyon, il Canyon di Riposto, il cui andamento, perfettamente parallelo alle scarpate di faglia che caratterizzano il ridge, mostra evidenze di un controllo tettonico. Il settore settentrionale, denominato Dorsale di Fondachello, è caratterizzato da una diffusa attività di risalita di fluidi testimoniata dalla presenza di vulcani di fango associati a delle modeste strutture tettoniche interpretate come la continuazione in mare degli splay meridionali della faglia della Pernicana. La porzione meridionale del ridge è costituita dalla Secca di Riposto su cui (in accordo con Patanè et al., 2009) sono state osservate evidenze della presenza di manifestazioni vulcaniche in posto di età precedente all'ultimo periodo glaciale, da ricondurre probabilmente all'attività fissurale che caratterizzava il magmatismo etneo prima di 140 ka fa.

2) il fan del Chiancone che rappresenta la prosecuzione in ambiente sommerso del deposito vulcanoclastico che affiora copiosamente lungo la fascia costiera tra Riposto e Pozzillo. L'analisi morfo-batimetrica realizzata su questa struttura ha permesso di delinearne i limiti e la geometria, consentendo di estendere il limite profondo del deposito

fino a circa 650 m di profondità e quello costiero a S. Tecla (in accordo con Del Negro e Napoli, 2002); il tratto subaereo compreso tra Pozzillo e S. Tecla appare infatti ricoperto da diverse colate laviche. Sulla base di questi dati si è calcolata una superficie totale del deposito di circa 35 km². La forma subaerea del deposito appare notevolmente influenzata dalla presenza dei lineamenti strutturali presenti che mostrano una disposizione en-echelon ed un perfetta correlazione con quelli sommersi. Questi lineamenti risultano in continuità con quelli osservati sul ridge di riposto e mostrano evidenze di attività recente. Le propagini più distali del deposito risultano sottoposte ad un'intensa ed attiva erosione che trasporta il sedimento all'interno della vasta Valle di Archirafi e poi all'interno di uno stretto canyon posto alla fine di quest'ultima, prima di depositarlo sottoforma di debris flow sulla pian batiale.

3) il Plateau delle Timpe, che sulla base di evidenze morfologiche, sismo-stratigrafiche e litologiche è stato interpretato come il relitto di un antico edificio vulcanico (tipo vulcano a scudo), denominato Vulcano delle "Timpe". Esso si estende in mare per circa 45 Km² dal sotto-costa della Timpa di Acireale fino ad oltre 700 m di profondità. Appare intensamente dislocato da lineamenti ben definiti, paralleli gli uni agli altri ed orientati da NNO-SSE a NO-SE che mostrano nell'insieme un assetto a gradinata e che danno origine a scarpate notevoli. In accordo con Corsaro et al., 2002, l'edificio vulcanico si estenderebbe in ambiente subaereo fino ad interessare la falesia costiera della Timpa di Acireale e la "Timpa di Moscarello", caratterizzate da stessa età e composizione dei prodotti. L'asse d'intrusione di questo edificio vulcanico potrebbe essere messo in relazione con i prodotti vulcanici affioranti in ambiente emerso e sommerso tra Capo Mulini ed Acicastello. In quest'area, l'analisi morfo-batimetrica ed un dettagliato rilievo geologico subacqueo, hanno permesso di osservare la presenza di altre intrusioni sub-vulcaniche riconducibili a quelle che hanno dato vita ai vicini "Faraglioni", ma non affioranti perché posti a maggiore profondità e di definire dettagliatamente le intrusioni subacquee presenti nell'offshore di Acitrezza. Tali intrusioni, sia quelle subaeree che subacquee, risultano chiaramente dislocate dal sistema di faglie di Acitrezza, interpretato come il prolungamento in acque poco profonde del lineamento N111° che borda il fianco sinistro del Canyon di Catania. L'attuale geometria arcuata dell'arcipelago dei Ciclopi sarebbe quindi da imputare alle dislocazioni con cinematiso destro del Sistema di faglie di Acitrezza (fig. 7.2).



Fig. 7.2 Foto aerea dell'arcipelago dei Ciclopi (Acitrezza) con ricostruzione di alcuni lineamenti che interessano le isole (linee bianche) tra cui quello principale che disloca in destra il gruppo di isole S. Maria-Lachea rispetto ai faraglioni Di Mezzo-Uccelli. La prosecuzione di questo lineamento in ambiente subareo proviene dal rapporto "Fratturazione al suolo nella zona di Aci Trezza" di Azzaro et al., 2009 del maggio 2009.

All'interno del sistema semicircolare sono state rilevate evidenze di fenomenologie di instabilità gravitativa di notevole entità. Per mezzo dell'analisi morfo-batimetrica e di quella sismo-stratigrafica dei profili Sub Bottom Profile è stato, infatti, individuato una vasta struttura ad anfiteatro caratterizzata dalla presenza di due ampie e profonde nicchie di distacco alla cui terminazione sono stati individuati i depositi relativi. Tale interpretazione risulta in contraddizione a quanto sostenuto da Patanè et al. (2009), che interpreta questo settore come una vasta caldera da associare ad un vasto edificio vulcanico esteso dal Ridge di Riposto fino ad Acitrezza.

Le nicchie di distacco risultano, inoltre, bordate da una serie di dorsali strette ed allungate dovute ad un processo di lateral spreading ed indicative di notevole instabilità retrograda.

L'instabilità gravitativa riveste un ruolo cruciale all'interno dell'assetto dell'offshore etneo in quanto rappresenta il motore che ha dato origine a tutta la deformazione che interessa il fianco orientale sommerso ed emerso dell'Etna. Essa si sarebbe, infatti, propagata in modo retrogressivo verso ovest interessando prima l'offshore poco profondo e la costa, originando il sistema semicircolare ed il vulcanismo ad esso associato e poi le porzioni emerse del fianco orientale dell'Etna innescando il collasso laterale della Valle del Bove, avvenuto circa 7,5 ka (Calvari e Groppelli, 1996).

A questo evento era stata correlata, da Pareschi et al., (2006), la presenza di una vasta area dell'offshore etneo caratterizzata da depositi di landslide tra cui quelli ritrovati alla base della struttura ad anfiteatro che, in questa tesi, sono stati, invece, attribuiti a fenomenologie d'instabilità gravitativa molto più antichi e connessi con le grandi nicchie ritrovate all'interno della stessa struttura ad anfiteatro.

A questo proposito l'analisi morfo-batimetrica condotta all'interno della valle di Fiumefreddo ha permesso di smentire l'interpretazione fatta da Billi et al. (2008) secondo cui il notevole landslide situato alla sbocco della valle sarebbe connesso al disastroso tsunami che ha seguito il terremoto di Messina del 1908; numerose evidenze morfologiche dimostrano, infatti, che tale deposito è molto più antico di quanto supposto dagli autori.

È possibile quindi ipotizzare una forte correlazione tra l'instabilità della scarpata continentale etnea, i principali elementi strutturali osservati nell'offshore etneo e l'instabilità gravitativa del fianco orientale dell'Etna.

Altri risultati ottenuti in questa tesi sono stati quelli di:

- individuare almeno due lineamenti riconducibili direttamente alla Scarpata Ibleo Maltese: uno localizzato in corrispondenza della zona di raccordo tra la scarpata continentale e la piana batiale e l'altro a circa 1300 m di profondità dove si osserva una scarpata orientata NNO-SSE che poi sembra proseguire fino alla grande nicchia sub-circolare posta all'interno della struttura ad anfiteatro.

- caratterizzare litologicamente (attraverso i numerosi campionamenti e le analisi petrografiche e sismo-stratigrafiche effettuate) gran parte del fondale dell'offshore etneo ricostruendo dettagliatamente i limiti (colate laviche e depositi vulcanoclastici) e le caratteristiche dell'edificio vulcanico sottomarino.

- verificare lo stato di attività delle strutture erosive quali la Valle di Fiumefreddo ed i canyon di Riposto, Acireale e Catania testimoniata dalla loro notevole interazione con la costa.

- rilevare la diffusa presenza di terrazzi deposizionali sommersi su gran parte dell'offshore poco profondo ed interpretare essi come il risultato dell'erosione di colate laviche e coste rocciose.

- osservare la presenza di numerose forme di fondo dovute all'interazione tra il fondale e le correnti marine.

6.1 MODELLO EVOLUTIVO DEL MARGINE CONTINENTALE ETNEO

Alla luce di quanto emerso dall'analisi morfo-strutturale condotta nell'off-shore etneo viene riportato il modello evolutivo del margine continentale etneo proposto da Chiocci et al., (in stampa) e qui parzialmente modificato.

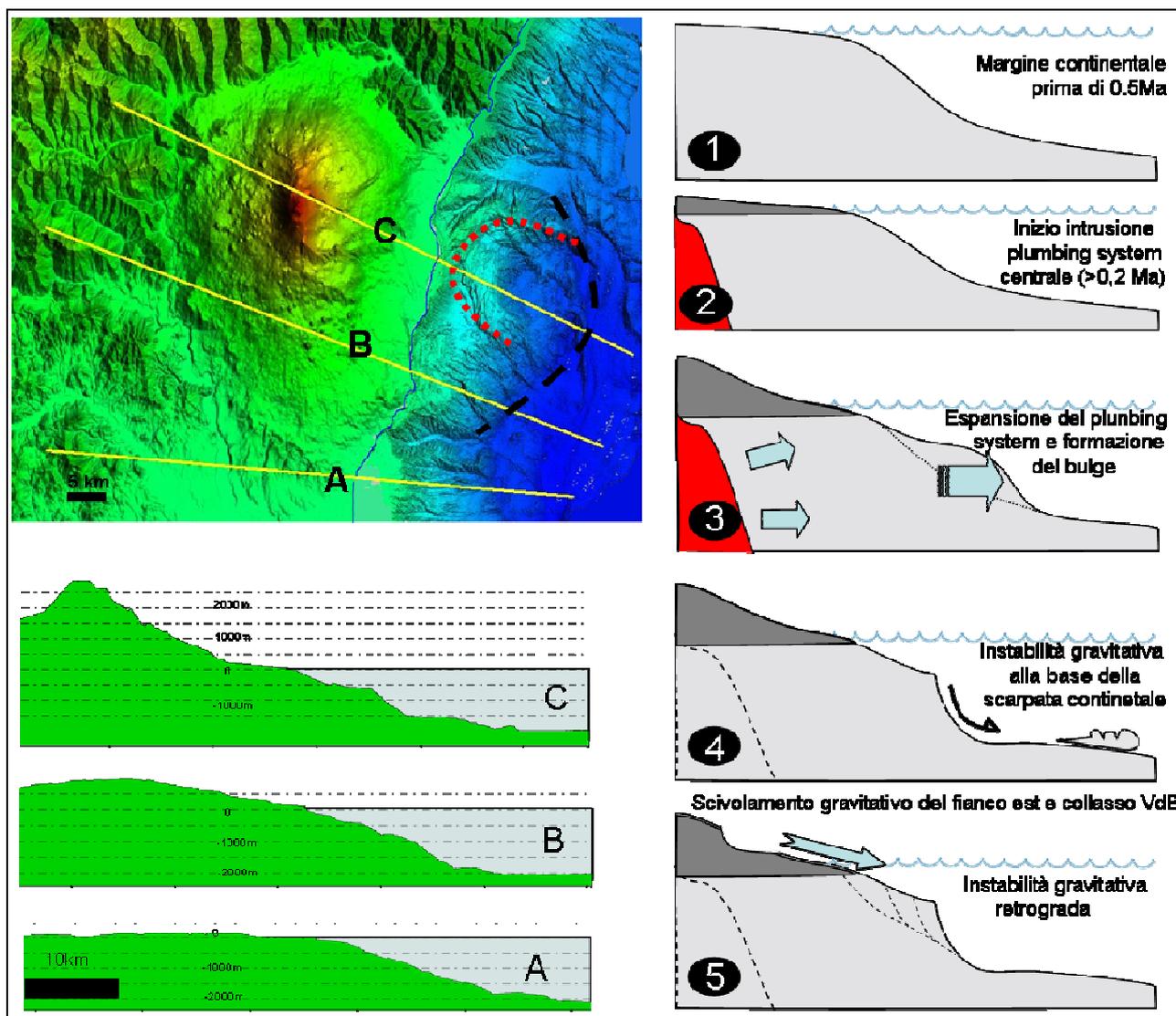


Fig. 7.3 Modello evolutivo del margine continentale etneo (mod. da Chiocci et al., in press.)

Tale modello si compone di 5 fasi e 3 profili che cercano di ricostruire l'assetto del margine continentale etneo a partire da 0,5 Ma fino ad oggi (fig. 7.3).

1. la prima fase mostra il margine continentale prima dello sviluppo del magmatismo etneo (prima di 0,5 Ma) quando già i lineamenti tettonici orientati N102° e N111° esistevano; il profilo dal margine continentale era piuttosto regolare con la concavità verso l'alto (vedi

profilo A) molto simile all'attuale conformazione del margine continentale posto a sud di Catania e alla maggior parte di quelli osservabili in altre parti del mondo.

2. il magmatismo etneo era già iniziato mostrando un'attività fissurale caratterizzata da eruzioni sparpagliate nel tempo e nello spazio (0,5 Ma presso Acitrezza e 0,2 Ma a largo di Acireale con il Vulcano delle Timpe) ma solo circa 0,1- 0,2 Ma esso si evolve fino a formare un plumbing system centrale caratterizzato da un'intrusione magmatica continua nel tempo e frequenti eruzioni che iniziano a far crescere l'edificio vulcanico.

3. espansione del plumbing system centrale dell'Etna e formazione del bulge lungo le due discontinuità N102° e N111°; il profilo del margine continentale aveva una forma convessa verso l'alto simile a quella attualmente riscontrabile subito a nord del Canyon di Catania (profilo B).

4. il progressivo sviluppo del bulge dovuto alla continua espansione del plumbing system centrale dell'Etna provoca il collasso della porzione più profonda della scarpata continentale.

5. l'instabilità si propaga in modo retrogressivo verso ovest interessando prima l'offshore poco profondo e la costa originando il sistema semicircolare ed il vulcanismo ad esso associato e poi le porzioni emerse del fianco orientale dell'Etna innescando il collasso laterale della Valle del Bove; questo collasso provoca la messa in posto di un ampio fan alluvionale (il Chiancone) che fa assumere al margine continentale etneo un profilo convesso verso l'alto nelle porzioni meno profonde e concavo verso l'alto in quelle più profonde (per la presenza della struttura ad anfiteatro) ed in ambiente subaereo (a causa della presenza della Valle del Bove) (profilo C).

L'instabilità del fianco orientale dell'Etna, originatasi dal settore profondo della scarpata continentale e poi propagatasi in ambiente subaereo, ha creato e continua a creare una decompressione che sembra influenzare l'attività vulcanica che negli ultimi secoli sembra aver avuto un aumento di intensità (Chiocci et al., in stampa).

All'interno di questo articolato assetto del margine continentale etneo una funzione fondamentale è stata ricoperta da due lineamenti che bordano il bulge ed il sistema semicircolare. Si tratta certamente di lineamenti tettonici di rilevanza regionale preesistenti al vulcanismo etneo, la cui origine è, presumibilmente, da collegare all'evoluzione geodinamica del Sistema Sud-Tirrenico che si estende dal Tirreno fino alla Ionio interessando l'area etnea.

Resta da definire quale ruolo abbiano i due lineamenti. Si tratta soltanto di linee di debolezza lungo le quali si è avuta la formazione del bulge creato dalla progressiva

espansione del plumbing system centralizzato dell'Etna? Oppure hanno avuto un ruolo attivo nella formazione del bulge, nel senso che hanno creato il bulge che poi si è accresciuto progressivamente a causa della spinta laterale proveniente dal vulcano? E se così, potrebbero aver ricoperto un ruolo importante sulla presenza dell'Etna stessa all'interno di un assetto geodinamico del tutto insolito per ospitare un vulcano? Ed inoltre che ruolo ha avuto la Scarpata Ibleo Maltese all'interno di questo contesto? Ha interagito con i due lineamenti?

Per rispondere a questi ed altri quesiti occorrerà fare altre ricerche, altre analisi, altre campagne oceanografiche...e chissà magari un giorno si capirà perché mai l'Etna, nato dal mare, abbia deciso di abitare questi luoghi.

BIBLIOGRAFIA

AA. VV. 1979: Carta geologica del Monte Etna. 1: 50.000, Litografia Artistica Cartografica, Firenze.

Acocella, V., Neri, M., 2005. Structural features of an active strike–slip fault on the sliding flank of Mt. Etna (Italy). *J. Struct. Geol.* 27, 343–355.

Antonioli F., Kershaw, S., Rust, D. & Verrubbi V., 2003. Holocene sea-level change in Sicily, and its implications for tectonic models: new data from the Taormina area, NE Sicily. *Marine Geology*, 196, 53-71.

Argnani, A. and Bonazzi, C., 2005. Malta Escarpment fault zone offshore eastern Sicily: Pliocene-Quaternary tectonic evolution based on new multichannel seismic data. *Tectonics*, 24, TC 4009.

Argnani, A., Brancolini, G., Bonazzi, C., Rovere, M., Accaino, F., Zgur F. and Lodolo E., 2009. The results of the Taormina 2006 seismic survey: Possible implications for active tectonics in the Messina Straits Tectonophysics, Volume 476, Issues 1-2, Pages 159-169.

Azzaro, R., Barbano, M. S., 1997. Intensità-magnitude relationship for the Mt. Etna area (Sicily). *Acta Vulcanol.* 9 (12), 15-21.

Azzaro, R., 1997. Seismivity and active tectonics along the Pernicana fault, Mt. Etna (Italy). *Acta Vulcanol.* 9 (12), 7-14.

Azzaro, R., 1999. Earthquake surface faulting at Mount Etna volcano (Sicily) and implications for active tectonics. *J. Geodyn.*, 28, 193-213.

Azzaro, R., D'Amico, S., Neri, M., Mostaccio A. & Cavallaro D., 2009. Fratturazione al suolo nella zona di Aci Trezza (Maggio 2009). RPT INGV-CT.

Barberi, F., Innocenti, F., Marinelli, G., e Mazzuoli R., 1974. Vulcanismo e tettonica a placche: esempi nell'area mediterranea. *Mem. Soc. Geol. It.*, 13(2), 327-358.

Ben Avraham Z.B., Boccaletti M., Cello G., Grasso M., Lentini F., Torelli L. e Tortorici L., 1990. Principali domini strutturali originatisi dalla collisione Neogenico-Quaternaria nel Mediterraneo centrale. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 453-462.

Ben-Avraham, Z., and Grasso, M., 1990. Collisional zone segmentation in Sicily and surrounding areas in the central Mediterranean, *Ann. Tectonicae*, IV, 131-139.

Billi A., Funicello R., Minelli L., Facenna C., Neri G., Orecchio B., Presti D., 2008. On the cause of 1908 Messina tsunamis, southern Italy. *Geophysical Research Letters*, Vol.35, L06301.

Blondel, P., Murton, B.J., 1997. Handbook of Seafloor Sonar Imagery. Wiley, West Sussex, England.

Bonforte, A., Puglisi, G., 2006. Dynamics of the eastern flank of Mt. Etna volcano (Italy) investigated by a dense GPS network. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* v. 153, pp. 357–369.

Bonforte, A., Mattia, M., Puglisi, G., 2009. Aggiornamento dello stato deformativo all'Etna Report INGV-CT n°UFDG(RA) 2009/07.

Bonforte, A., Guglielmino, F., Coltelli, M., Ferretti, A., Puglisi, G., In press. Structural assessment of Mt. Etna volcano from Permanent Scatterers analysis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.*

Borgia, A., Ferrari, L., e Pasquarè G., 1992. Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*, 357, 231-235.

Boschi, E., Favali, P., Frugoni, F., Scalera, G., and Smeriglio, G., 1995b. Mappa della Massima intensità macrosismica risentita in Italia, Stabilimento L. Salomone, Roma.

Bosman A., 2004. Elaborazione ed integrazione di dati side scan sonar e multibeam ad alta risoluzione per lo studio di fenomeni d'instabilità gravitativa su edifici vulcanici insulari (Arcipelago Pontino, Isola d'Ischia e Isola di Stromboli). Tesi di dottorato in Geoinformazione, Università degli studi di Roma "Tor Vergata".

Bousquet, J. C., Gresta, S., Lanzafame, G. & Paquin, C. 1987b. Il campo degli sforzi attuali e quaternari nella regione dell'Etna. *Mem. Soc. Geol. It.*, 38, 483-506.

Bousquet, J. C., Gabbianelli, G., Lanzafame, G., Sartori, R., 1998. Evolution volcanotectonique de l'Etna (Sicile): nouvelles données de géologie marine et terrestre. *Rapp. Commiss. Int. pour l'Explor. Sci. de la Mer Méditerr.* 35, 56-57.

Branca, S. and Ferrara, V., 2001. An example of river pattern evolution produced during the lateral growth of a central polygenic volcano: the case of the Alcantara river system, Mt Etna (Italy). *Catena*, 45/2, 85-102.

Branca, S., Coltelli, M., and Groppelli, G., 2004. Geological Evolution of Etna Volcano. In: Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S., (eds) "Mount Etna Volcano Laboratory". AGU (Geophysical monograph series) Vol 143, 49-63.

Branca, S., Coltelli, M., (in prep). Origin and role of Mount Etna NE flank structures over the past 10 ka (Italy): a case of volcano sector spreading. *Journal of Geology.*

Branca, S., Coltelli, M., De Beni, E., Wijbrans, J., 2008. Geological evolution of Mount Etna volcano (Italy) from earliest products until the first central volcanism (between 500 and 100 ka ago) inferred from geochronological and stratigraphic data. *Int. J. Earth Sci., Geol. Rundsch.*, v. 97, pp. 135–152.

Busa', T., 1999. Origin and evolution of ancient Etnean alkaline volcanics: petrology of lavas and study of fluid and melt inclusions in minerals from a succession exposed on the lower eastern flank. *Plinius* 21, 43-47.

Calvari, S., & Groppelli, G., 1996. Relevance of the Chiancone volcanoclastic deposit in the recent history of Etna Volcano (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 72, 239-258.

Calvari, S., Tanner, L. H., and Groppelli, G., 1998. Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano (Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 87, 193-209.

Calvari, S., Tanner, L. H., Groppelli, G., Norini, G., 2004. Valle del Bove, eastern flank of Etna Volcano: A comprehensive model for the opening of the depression and implications for future hazard. In: Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S., (eds) "Mount Etna Volcano Laboratory". AGU (Geophysical monograph series) Vol 143, 65-75.

Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Hafliadon, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F., Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Mar. Geol.* 213 (1–4), 9–72.

Carbone, S., & Lentini, F., 1981. *Geol. Romana*, 20, 79-101.

Carbone S., Branca S., Lentini F., 2009. Note illustrative della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Foglio 634 CATANIA.

Carveni, P., Grasso, M., Romano, M., and Tricomi, S., 1991. Vulcanismo del margine settentrionale ibleo. *Mem. Soc. Geol. It.*, 47, 417-429.

Cassinis, R., Cosentino, P., Ponzini, G.S. and Riuscetti, M., 1970. Contributo all'esplorazione geofisica lungo la costa etnea. *Convegno Internazionale sulle Acque Sotterranee.*

Catalano, R., Franchino, A., Merlini, S., and Sulli, A., 2000b. A crustal section from the Eastern Algerina basin to the Ionian ocean (Central Mediterranean), *Mem. Soc. Geol. It.*, 55, 71-85.

Catalano S., Torrisi S. and Ferlito C., 2004. The relationship between Late Quaternary deformation and volcanism of Mt. Etna (eastern Sicily): new evidence from the sedimentary substratum in the Catania region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 132: 311-334.

Catalano, S., De Guidi, G., Monaco, C., Tortorici G. and Tortorici L., 2008. Active faulting and seismicity along the Siculo–Calabrian Rift Zone (Southern Italy). *Tectonophysics*, 453, 177-192, 10.1016/j.tecto.2007.05.008.

Chiocci F.L., 1987. Evoluzione dei sistemi deposizionali quaternari di piattaforma definita attraverso l'analisi sismostratigrafica di dettaglio di tre aree del Margine Tirrenico (Piattaforme Elbana, Laziale e Calabria). Tesi di dottorato in Scienze della Terra, Università degli Studi di Roma "La Sapienza".

Chiocci, F. L., D'Angelo, S., Romagnoli, C. e Ricci Lucchi, F., 2004. ATLANTE dei terrazzi Deposizionali Sommersi lungo le coste italiane. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., LVIII, pp. 5-8 e 187-194.

Chiocci F.L., Romagnoli C., 2004. Terrazzi deposizionali sommersi nelle Isole Eolie (Sicilia), «Memorie descrittive della Carta Geologica d'Italia », 58, pp. 81 – 114.

Chiocci, F., Tinti, S., Zaniboni, F., Tonini, R., Pagnoni, G., Gallazzi, S., e Lodi, M.V., 2008. Evidenze contrarie all'ipotesi che il maremoto di Messina del 1908 sia stato generato da una grande frana sottomarina a largo di Giardini Naxos. Riassunti estesi del convegno 1908 – 2008, Scienza e Società a cento anni dal Grande Terremoto, Miscellanea INGV 3,31-32.

Chiocci, F.L., Coltelli, M., Bosman, A. and Cavallaro D., (in stampa). Continental Margin Large-Scale Instability Controlling the Flank Sliding of Etna Volcano, Earth and Planetary Science Letters.

Coltelli, M., Garduño, V.H., Neri, M., Pasquarè, G. and Pompilio, M., 1994. Geology of the northern wall of Valle del Bove, Mt. Etna (Sicily). Acta Vulcanologica 5: 55-68.

Coltelli, M., Corsaro, R., Del Carlo, P., Del Negro, C., Gabbianelli, G., Gamberoni, F., Lanzafame, G., Negri, A., Pompilio, M., Sangiorgi, F., Tabacco, S., Vezzoli, L., 1997. Crociera ET97: primi contributi per la realizzazione di una carta batimorfologica e geologica della base sottomarina dell' Etna (Mar Ionio occidentale). 1° Forum Italiano di Scienze della Terra, Federazione Italiana di Scienze della Terra, Belluria, Vol. 2, pp. 232-234.

Coltelli, M., Del Carlo, P., and Vezzoli, L., 1998. The discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. Geology, 26, 1095-1098.

Coltelli, M., Del Carlo, P., and Vezzoli, L., 2000. Stratigraphic constrains for esplosive activity in the last 100 ka at Etna volcano. Italy. Inter.J. Earth Sciences, 89, 665-677.

Corsaro, R.A., and Cristofolini, R., 1997. Geology, geochemistry and mineral chemistry of tholeiitic to transitional Etnean magmas. Acta Vulcanologica 9: 55-66.

Corsaro, R. A., Cristofolini, R., 2000. Subaqueous volcanism in the Etnean area: evidence for hydromagmatic activity and regional uplift inferred from the Castle Rock of Acicastello. J. Volcanol. Geotherm. Res. 95, 209-225.

Corsaro, R. A., Neri, M., and Pompilio, M., 2002. Paleo-environmental and volcano-tectonic evolution of the southern flank of Mt. Etna during the last 225 ka inferred from the volcanic succession of the " Timpe ", Acireale, Sicily. J. Volcanol. Geotherm. Res., 113, 289-306.

Cristofolini, R., Lentini, F., Patanè G., & Rasà R., 1979. Integrazione di dati geologici, geofisici e metrologici per la stesura di un profilo crostale in corrispondenza dell'Etna. Boll. Soc. Geol. It., 98, 239-247.

Cristofolini, R., Corsaro, R. A. e Ferlito, C., 1991. Variazioni petrochimiche nella successione etnea: un riesame in base a nuovi dati da campioni di superficie e da sondaggi. *Acta Vulcanol.*, 1 : 25-37.

Cristofolini, R., Corsaro, R. A. e Estero, R., 2001. Gli stadi iniziali del vulcanismo nella zona di Acicastello-Acitrezza. *Boll. Acc. Gioenia Sci. Nat.* Vol. 34, n. 360, pp. 31-47.

D'Alessandro, W., Parello, F. and Valenza, M., 1996. Gas manifestations of Mount Etna area: historical notices and new geochemical data (1990-1993), *Acta Vulcanologica* – Vol. 8 (1) pp. 23-29.

Damuth, J. E., 1980a. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology*, v. 38, p. 51–75.

Damuth, J. E., 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin: *Marine and Petroleum Geology*, v. 11, no. 3, p. 320–346.

De Beni, E., 2004. Indagine stratigrafico-strutturale del basso versante sud-orientale del Monte Etna ed applicazione del metodo di datazione $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ per la definizione delle principali fasi evolutive del vulcano Etna. Tesi di dottorato, Università di Catania, 149 pp.

Del Negro, C., and Napoli, R., 2002. Ground and marine magnetic surveys of the lower eastern flank of Etna volcano (Italy), *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114, 357-372.

Dercourt, J., Ricou, L. E., and Vrielynck, B., 1993. *Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps* (Eds.), 307 pp., 14 maps, 1 plate, Gauthiers-Villars, Paris.

Di Franco, S., 1930. Ricerche petrografiche sulle lave dell'Etna. *Atti Acc. Gioenia Sci. Nat.* Vol. 7, n 17, 120 pp.

Di Stefano, A. and Branca, S., 2002. Long-term uplift rate of the Etna volcano basement (southern Italy) based on biochronological data from Pleistocene sediments. *Terra Nova* 14: 61-68.

Doglioni, C., Innocenti, F. and Mariotti, G., 2001. Why Mt Etna? *Terra Nova* 13: 25-31.

D'Orazio, M., Tonarini, S., Innocenti, F. and Pompilio, M., 1997. Northern Valle del Bove volcanic succession (Mt. Etna, Sicily): petrography, geochemistry and Sr-Nd isotope data. *Acta Vulcanol.* 9, 8-16.

Ellis, M., & King, G., 1991. Structural control of flank volcanism in continental rifts. *Science*, 254, 839-842.

Ferrara, V., 1976. Lineamenti geologici della "Timpa" di Acireale. *Rend. Mem. R. Acc. Sci. Lett. Arti Zelanti II*, VI.

Finetti, I., 1985. Structure and evolution of the central Mediterranean (Pelagian and Ionian seas), in *Geological Evolution of the Mediterranean Basin*, edited by Stanley D. J., and Wezel F. C., pp. 215-230, Springer, New York.

Finetti, I., Lentini, F., Carbone, S., Catalano, S., Del Ben, A., 1996. Il sistema Appennino meridionale - Arco calabro – Sicilia nel Mediterraneo centrale: Studio geologico-geofisico. *Boll. soc. Geol. Ital.* 115, 529-599.

Firth, C., Stewart, I., McGuire, W.J. and Vita-Finzi, C., 1996. Coastal elevation changes in eastern Sicily: implication for volcano instability at Mount Etna. In: *Volcano instability on the Earth and other planets* (McGuire, W.J., Jones, A.P. and Neuberg, J., eds). *Geol. Soc. London, Spec. Pub.* 110, pp. 153-167.

Froger, J., Merle, O., Briole, P., 2001. Active spreading and regional extension at Mount Etna imaged by SAR interferometry. *Earth Planet. Sc. Lett.* v. 187, pp. 245– 258.

Fornari, D. J., 1986. Submarine lava tubes and channels. *Bull. Volcanol.* 48, 291-298.

Gabbianelli, G., Lanzafame, G., Lucchini, F., Pompilio, M., Rossi, L. P., Sartori, R., 1995. Indagini di geologia marina alla base orientale dell'Etna in: Ferrucci, F., Innocenti, F., (Eds.), *Progetto Etna 1993-95: Giardini, Pisa, Italy* pp. 79-84.

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

Gillot, P. Y., Chester, G., and Romano, R. 1994. The evolution of Monte Etna in the light of potassium-argon dating. *Acta Volcanol.*, 5, 81-87.

Grasso, M., Lentini, F., Nairn, A. E. M., & Vigliotti, L., 1983. *Tectonophys.*, 98, 271-295.

Grasso, M. and Ben-Avraham, Z., 1992. Magnetic study of the northern margin of the Hyblean Plateau, southeastern Sicily: structural implications. *Annales Tectonicae* 6: 202-213.

Gresta, S., Longo, V., Viavattene, A., 1990. Geodynamic behaviour of eastern and western sides of Mt. Etna. *Tectonophys.*, 179, 81-92.

Groppelli, G. and Tibaldi, A., 1999. Control of rock reology on deformation style and slip-rate along the active Pernicana Fault, Mt. Etna, Italy. *Tectonophysics* 305, 521-537.

Guest, J. E., Chester, D. K., and Duncan, A. M., 1984. The Valle del Bove, Mount Etna: its origin and relation to the stratigraphy and structure of the volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 21, 1-23.

Hirn, A., Nicolich, R., Gallart, J., Laigle, M., Cernobori, L., ETNASEIS Scientific Group, 1997. Roots of Etna volcano in faults of great earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 148, 171-191.

Holland, C.W., Etiope, G., Milkov, A.V., Michelozzi, E., Favali P., 2003. Mud volcanoes discovered offshore Sicily *Marine Geology* 199, p. 1-6.

Horton R.E., 1945. Erosional development of stream and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology, Geological Society of America Bulletin, 56, 275-370.

Imbò, G., 1935. I terremoti etnei. Regia Accademia Nazionale dei Lincei, pubblicazioni della commissione italiana per lo studio delle grandi calamità, vol. 5, parte 1, p. 93.

Kieffer G., 1971. De'pots et niveaux marins et fluviatiles de' la regione de Catane _Sicile., Me'diterrane'e 5-6, 591-626.

Kieffer, G., 1972. Succession, ampleur et modalités des mouvements tectoniques récents à la base orientale de l'Etna (Sicilie). C. R. Acad. Sci. Paris, 275, 1339-1342.

Kieffer, G., and Tanguy, J. C., 1993. L'Etna: evolution structurale, magmatique et dynamique d'un volcan "polygenique". Mem. Soc. Geol. France, 163, 253-271.

Kuenen, P.H., 1958. No geology without marine geology. Geologische Rundschau, Volume 47, Issue 1, pp.1-10.

La Delfa, S., 1999. Modello cinematico della Timpa di Acireale tra Capo Mulini e Santa Tecla. Tesi di dottorato Università di Catania.

Lanzafame, G., Neri, M., & Rust, D., 1996. Active tectonics affecting the eastern flank of Mount Etna: structural interactions at a regional and local scale. In: "Etna: fifteen years on", P. Gravestock & W. McGuire (Eds.), Centre for Volcanic Research, CGCHE, 25-33.

Lanzafame, G., Bousquet, J. C., 1997. The Maltese escarpment and its extension from Mt Etna to the Aeolian Islands (Sicily): importance and evolution of a lithosphere discontinuity, Acta Volcanol. 9, 1-8.

Lavecchia, G., Ferrarini, F., De Nardis, R., Visini, F., Barbano, M. S., 2007. Active thrusting as a possible seismogenic source in Sicily (southern Italy). Some insights from integrated structural-kinematic and seismological data. Tectonophysics v. 445, pp. 145-167.

Lebas, M.J., 1995. Performance measurement and management. International Journal of Production Economics 41, 23-35.

Lentini, F., Carbone, S., and Catalano, S., 1994. Main structural domains of the central mediterranean region and their neogene tectonic evolution. Boll. Geof. Teor. And Appl., Vol XXXVI, 141-144.

Lentini, F., Carbone, S., Catalano, S., & Grasso, M., 1995/b. Principali lineamenti strutturali della Sicilia Nord-Orientale, Studi Geologici Camerti, Volume Speciale, 319-329.

Lentini, F., Carbone, S., Catalano, S., & Grasso, M., 1996. Elementi per la ricostruzione del quadro strutturale della Sicilia orientale. Mem. Soc. Geol. It., 51, 179-195.

Lo Giudice, E., Patanè, G., Rasà, R., and Romano, R., 1982. The structural framework of Mount Etna. Mem. Soc. Geol. It., 23, 125-158.

Lo Giudice, E., Rasà, R., 1986. The role of the NNW structural trend in the recent geodynamic evolution of north-eastern Sicily and its volcanic implications in the etnean area. *J. Geodynamics* 25, 309-330.

Lo Giudice, E. and Rasà, R., 1992. Very shallow earthquakes and brittle deformation in active volcanic areas: the etnean region as an example. *Tectonophysics* 202, 257-268.

Loncke, L., Gaullier, V., Bellaiche, G. and Mascle J., 2002. Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping. *AAPG Bulletin*, v. 86, no. 7, pp. 1165–1186.

Longhitano, S., Zanini A., 2002. Sedimentary features and morphological prediction for the modern Simeto River Delta (eastern Sicily). *The Changing Coast*. 3, 245-252.

Longhitano S., Zanini A., 2006. Coastal models and beach types in NE Sicily: how does coastal uplift influence beach morphology? *Italian Journal of Quaternary Sciences*, 19(1), 103-117.

Lundgren, P., Berardino, P., Coltelli, M., Fornaro, G., Lanari, R., Puglisi, G., Sansosti, E., Tesauro, M., 2003. Coupled magma chamber inflation and sector collapse slip observed with synthetic aperture radar interferometry on Mt. Etna volcano. *J. Geophys. Res.* 108 (B5), 2247, doi:10.1029/2001JB000657.

Lundgren, P., Casu, F., Manzo, M., Pepe, A., Berardino, P., Sansosti, E., Lanari, R., 2004. Gravity and magma induced spreading of Mount Etna volcano revealed by satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 31, L04602, doi:10.1029/2003GL018736.

Lykousis, V., Alexandri, S., Woodside, J., de Lange, G., Da'hlmann, A., Perissoratis, C., Heeschen, K., Ioakim, Chr., Sakellariou, D., Nomikou, P., Rousakis, G., Casas, D., Ballas, D. and Ercilla, G., 2009. Mud volcanoes and gas hydrates in the Anaximander mountains (Eastern Mediterranean Sea) *Marine and Petroleum Geology* 26, 854–872.

Marani, M. P., Gamberi, F., Bortoluzzi, G., Carrara, G., Ligi, M., Penitenti, D., 2004. Seafloor bathymetry of the Ionian Sea, in Marani, M. P., Gamberi, F., Bonatti, E., (Eds.), *From Seafloor to Deep Mantle: Architecture of the Tyrrhenian Backarc Basin: Mem. Descr. Carta Geol. It.*, v. 44, Plate 3, Roma, System Cart.

Mazzuoli, R., Tortorici, L., & Ventura G., 1995. Oblique rifting in Salina, Lipari and Vulcano Islands (Aeolian islands, Southern Italy). *Terra Nova*, 7, 444-452.

McGuire, W. J., Moss, J. L., Saunders, S. J., and Stewart, I. S., 1996. Dyke-induced rifting and edifice instability at Mount Etna. In Gravestock P. J., and McGuire W. J., eds. *Etna: 15 Years On*. ODA/Cheltenham & Gloucester College of Higher Education, p. 20-24.

Mercurio, G.A., 1847. Sulla Salsa di Fondachello nel comune di Mascali. Del fondamento parziale del cono argilloso e dell'apparizione d'un'acqua minerale gassosa. *Atti Acc. Gioenia Sci. Nat.*, Catania.

- Micallef, A., Berndt, C., Masson, D.G., Stow, D.A.V.,** 2008. Scale invariant characteristics of the Storegga Slide and implications for large-scale submarine mass movements, *Marine Geology* 247, 46–60.
- Monaco, C., Petronio, L., Romanelli, M.,** 1995. Tettonica estensionale nel settore orientale del Monte Etna (Sicilia): dati morfotettonici e sismici. *Studi Geologici Camerti* 2,363-374 (Volume Speciale 1995).
- Monaco, C., Mazzoli, S., Tortorici, L.,** 1996. Active thrust tectonics in western Sicily (southern Italy): the 1968 Belice earthquake sequence. *Terra Nova* 8, 372– 381.
- Monaco, C., Tapponier, P., Tortorici, L., Gillot, P. Y.,** 1997. Late Quaternary slip rate on the Acireale-Piedimonte normal faults and tectonic origin of Mt. Etna (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.* 147, 125-139.
- Monaco, C., Tortorici, L.,** 2000. Active faulting in the Calabrian arc and eastern Sicily. *J. Geodyn.* 29, 407-424.
- Montenat, C., Ott D'Estevou, P., Masse, P.,** 1987. Tectonic-sedimentary characters of the Betic Neogene basins evolving in a crustal transcurrent shear zone (SE Spain). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration–Production Elf-Aquitaine* 11, 1 – 22.
- Mountjoy, J.J., Barnes, P.M. and Pettinga, J.R.,** 2009. Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology*, vol. 260, n°1-4, pp. 45-68.
- Neri, M., Garduño, V. H., Pasquarè, G. and Rasà, R.,** 1991. Studio strutturale e modello cinematica della Valle del Bove e del settore nord-orientale etneo. *Acta Vulcanol.*, 1, 17-24.
- Nicolich, R., Laigle, M., Hirn, A., Cernobori, L., Gallart, J.,** 2000. Crustal structure of Ionian margin of Sicily: Etna volcano in the frame of regional evolution. *Tectonophysics* 329, 121-139.
- Pareschi, M. T., Boschi, E., Mazzarini, F., Favalli, M.,** 2006. Large submarine landslides offshore Mt. Etna. *Geophys. Res. Lett.* 33, L13302, doi:10.1029/2006GL026064.
- Pasquarè, G., Abbate, E., Castiglioni, G. B., Merenda, M., Mutti, E., Ortolani, F., Parlotto, M., Pignone, R., Polino, R., Sassi, F. P.,** 1992. Carta geologica d' Italia 1:50.000, Guida al Rilevamento. Quaderni SGN, serie III, Vol. 1, 203 pp.
- Patanè, G., Agostino, I., La Delfa, S., Leonardi, R.,** 2009. Evolution of volcanism around the eastern sector of Mt. Etna, inland and offshore, in the structural framework of eastern Sicily. *Phys. Earth Planet. Inter.* v. 173, pp. 306–316.
- Puglisi, G., Bonforte, A.,** 2004. Dynamics of Mount Etna Volcano inferred from static and kinematic GPS measurements. *J. Geophys. Res.* 109, B11, B11404, doi: 10.1029/2003JB002878.

Rasa`, R., Ferrucci, F., Gresta, S., Patane`, D., 1995. Etna: sistema di alimentazione profondo, assetto geostatico locale e bimodalità di funzionamento del vulcano. In: Ferrucci, F., Innocenti, F. _Eds., Progetto–Etna 1993–1995. Giardini, Pisa, Italy, pp. 145–150.

Rasà, R., Azzaro, R., Leopardi, O., 1996. Aseismic creep on faults and flank instability at Mt. Etna volcano, Sicily. In: McGuire, W.C., Jones, A.P. and Neuberg, J. (Eds.), Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geological Society Special Publication, 110, pp. 179-192.

Rust, D., Neri, M., 1996. The boundaries of large-scale collapse on the flanks of Mount Etna, Sicily. In: McGuire, W. J., Jones, A. P., Neuberg, J. (Eds.), Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Pp. 193-208.

Sartori, M., Colalongo, M. L., Gabbianelli, G., Bonazzi, C., Carbone, S., Curzi, P. V., Evangelisti, D., Grasso, M., Lentini, F., Rossi, S., and Selli, L., 1991. Note stratigrafiche e tettoniche sul "Rise di Messina" (Ionio nord occidentale), Giorn. Geol. 53, 49-64.

Salvador, A., 1987. Unconformity-bounded stratigraphic units. Geol. Soc. Am. Bull., 98, 232-237.

Schmincke, H. K., Behncke, B., Grasso, M., and Raffi, S., 1997. Evolution of the northwestern Hyblean Mountains, Sicily: uplift, Pliocene-Pleistocene sea-level changes, paleoenvironment, and volcanism. Geol. Rundsch, 86, 637-669.

Smith D.P., Ruiz G., Kvittek R., Iampietro P.J., 2005. Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry, Geological Society of America Bulletin, 117, 9/10, 1123-1133.

Stampfli, G., Mosar, J., Favre, P., Pillecuit, A., and Vannay, J.-C., 2001. Permo-Mesozoic evolution of the western Tethyan realm: The Neotethys: East Mediterranean basin connection, in PeriTethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, edited by Ziegler P. et al., Mem. Mus. Hist. Nat., 186, 51-108.

Strahler A.N., 1958. Dimensional analysis applied to fluvially eroded landforms, Geological Society of America Bulletin, 69, 279-300.

Tanguy, J. C., Condomines, M., and Kieffer, G., 1997. Evolution of the Mount Etna magma: Constrains on the present feeding system and eruptive mechanism. J. Volcanol. Geotherm. Res., 75, 221-250.

Tanguy, J. C., Le Goff, M., Principe, C., Arrighi, S., Chillemi, V., Paiotti, A., La Delfa, S. and Patanè, G., 2003. Archeomagnetic dating of Mediterranean volcanics of the last 2100 years: validity and limits. Earth and Planetary Science Letters, 211, 111-124.

Tinti S. A. Armigliato, F. Zaniboni, R. Tonini, G. Pagnoni, S. Gallazzi, A. Manucci, P. Pontrelli. (2008). Quale sorgente per il maremoto del 28 dicembre 1908 nello Stretto di

Messina? Terremoto, frana sottomarina o entrambe? GNGTS – 27° Convegno Nazionale, Trieste, 6-8 ottobre 2008.

Tortorici, L., Tapponnier, P., & Winter T., 1986. Faulting during the 1783 Calabria earthquakes and tectonics of the Messina Strait. AGU, EOS 67, 1188.

Trua, T., Laurenzi, M. A., and Oddone, M., 1997. Geochronology of the Plio-Pleistocene Hyblean volcanism (SE Sicily): new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ data. Acta Vulcanol., 9, 167-176.

Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., Lambeck, K., McManus, J.F., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. Quaternary Science Rev. 21, 295-305.

Wezel, F. C., 1967. I terreni quaternari del substrato dell'Etna. Atti Acc. Gioenia Sci. Nat. Catania, 6, 18, pp. 279-293.

RINGRAZIAMENTI

....a questo punto è arrivato il momento di fare i dovuti ringraziamenti:

a Mauro Coltelli, mio tutor e compagno d'immersione, che, nonostante i continui impegni, ha sempre trovato un po' di tempo per me... anche sott'acqua!!!

a Francesco Chiocci che mi ha fatto scoprire la geologia marina

al prof. Lentini ed alla professoressa Carbone che mi hanno rivolto sempre utili consigli e sono stati sempre disponibili per me

ad Alessandro Bosman che mi ha aiutato nella fase di elaborazione (ospitandomi anche a casa sua) e con il quale ho trascorso numerose campagne oceanografiche

a Dave Clague e Jenny Paduan, con i quali ho trascorso probabilmente i mesi più belli della mia vita, che mi hanno accolto nel loro fantastico istituto di ricerca MBARI in California

al mio caro collega di dottorato nonché compagno di studio all'università Marco

ai comandanti ed al loro equipaggio delle navi oceanografiche che hanno permesso di acquisire i dati per questa ricerca

al direttore dell'AMP Isole Ciclopi Emanuele Mollica ed a tutto il suo staff (Andrea, Salvo) che mi hanno supportato, e non poco, durante i mesi estivi nella fase del rilevamento geologico subacqueo tra i faraglioni di Acitrezza

tutti coloro che non ho citato solo per dimenticanza, ma chi mi hanno aiutato durante questi anni

ed infine, il ringraziamento più importante e più sentito è rivolto alla mia famiglia, ai miei genitori che mi sono stati vicino anche nei momenti un po' difficili aiutandomi ed incoraggiandomi sempre ed alla mia nuova

famiglia, che proprio durante questi anni, è sorta facendomi scoprire quanto sia bello amare e sentirsi amato...grazie Francesca per avermi sopportato soprattutto negli ultimi mesi quando ero concentrato solo nello scrivere la tesi e non avevo neanche un minuto per aiutarti a casa...e grazie a te, Stefano, a cui dedico questa tesi, che nonostante qualche nottata passata a cullarti mi hai dato un motivo in più per fare al meglio il mio lavoro e soprattutto perché mi hai fatto capire quanto sia favoloso essere papà.