

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PALERMO
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE



DOTTORATO DI RICERCA IN GEOLOGIA
XXII CICLO (ANNI 2008 - 2010)
SETTORE DISCIPLINARE GEO/02

***Studio geomorfologico del margine ionico della Calabria:
evoluzione morfosedimentaria recente
ed individuazione degli elementi di pericolosità geologica***

Dottorando: Giuseppe Di Grigoli

Tutor della ricerca: Ch.mo PhD Dr. Mauro Agate

Coordinatore: Ch.mo Prof. Enrico Di Stefano

INDICE

INTRODUZIONE	1
1. ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO ED EVOLUZIONE TETTONICA RECENTE DEL MARGINE IONICO DELLA CALABRIA	7
1.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO	7
1.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFO-STRUTTURALE DEL MARGINE IONICO DELLA CALABRIA	10
1.3 BACINO IONICO	12
1.4 ARCO CALABRO	15
1.5 STUDI PRECEDENTI SULL'OFFSHORE CALABRO IN STUDIO	18
2 METODOLOGIE E TECNICHE APPLICATE ALL'AMBIENTE MARINO IN STUDIO	21
2.1 METODOLOGIE APPLICATE ALLO STUDIO DEI FONDALI MARINI E PRINCIPI DI ELETTRACUSTICA SUBACQUEA	22
2.1.1 RILIEVO MORFO BATIMETRICO: MULTIBEAM ECHOSOUNDER	31
2.1.2 RILIEVO SISMO-STRATIGRAFIA: SUBBOTTOM PROFILER (CHIRP).....	40
2.1.3 SISTEMI ANCILLARI UTILIZZATI DURANTE I RILIEVI	45
2.2 CAMPAGNA OCEANOGRAFICA: DATI UTILIZZATI	48
2.3 TECNICHE DI ELABORAZIONE DEL SEGNALE MORFOBATIMETRICO	52
3 INSTABILITÀ GRAVITATIVA ED ELEMENTI DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA PRESENTI NELLA AREA DELLA CALABRIA IONICA.....	64
3.1 ANALISI DEI FENOMENI DI GENERAZIONE DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA IN AMBIENTE SOTTOMARINO	65
3.2 DESCRIZIONE DEI PRINCIPALI FENOMENI DI MASSA LEGATI ALL'INSTABILITÀ GRAVITATIVA IN AMBIENTE SOTTOMARINO	70
3.3 IL SISTEMA CANYON: FOCUS DELL'AREA IN ESAME, INTERAZIONE CON IL DOMINIO SPIAGGIA	76

3.4 GEOHAZARD DOCUMENTATI NELLA AREA IN STUDIO	82
4 ANALISI DATI	90
4.1 RUOLO DELLE FIUMARE: INTERAZIONE TRA SETTORE CONTINENTALE E SETTORE MARINO	80
4.2 VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE LUNGO IL SETTORE COSTIERO IN STUDIO: RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO DI CAMPAGNA.....	98
4.3 CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE DELLA FASCIA COSTIERA: RILEVAMENTO DELLA SPIAGGIA.....	102
4.4 ANALISI E DISCUSSIONE DEI DATI MORFO-BATIMETRICI E SISMO-STRATIGRAFICI	109
5 CONCLUSIONI	129
BIBLIOGRAFIA	134

INTRODUZIONE

Dopo gli anni di intense esplorazioni dei fondali marini che supportarono, insieme ad altre scoperte (anomalie magnetiche, sismicità) la scoperta della tettonica delle placche, lo studio geomorfologico dei fondali marini è andato lentamente declinando fino ad essere relegato quasi esclusivamente alle indagini applicate alla installazione di opere in offshore.

A partire dai primi anni novanta invece, due nuove situazioni hanno creato le condizioni per invertire questa tendenza: da un lato l'avvento delle strumentazioni acustiche e sismiche di altissimo dettaglio come l'ecoscandaglio radiale multifascio (MultiBeam EchoSounder, MBES) ed i profilatori acustici di sedimento (Sub-Bottom Profiler, SBP), ed altri ancora, hanno permesso di rilevare il fondale e il sottofondo marino molto rapidamente e con grande dettaglio anche a notevoli profondità, i cui dati morfo-batimetrici e sismo-stratigrafici possono essere trattati digitalmente per ottenere immagini dei fondali di grande suggestione ed utilità; dall'altro l'importanza che recentemente hanno assunto lo studio delle strutture erosive e deposizionali dei fondali per comprendere meglio i complessi processi idrodinamici e geologici che avvengono nei fondali e nel sottofondo e che hanno ripercussioni nello scambio di masse d'acqua, nei cicli geochimici degli elementi, nei processi trofici e nell'instabilità gravitativa dei fondali che può indurre processi catastrofici di grande impatto sulle aree costiere. In particolare nell'ultimo decennio l'interesse nei confronti dell'instabilità sottomarina ha subito un notevole impulso a causa del crescente sfruttamento delle risorse naturali (in primo luogo giacimenti di idrocarburi), della presenza di strutture poste sul fondale (cavi e condotte), nonché della crescente antropizzazione delle aree costiere, quindi della necessità di proteggerne le popolazioni locali e le infrastrutture che vi insistono.

Un buon numero di progetti internazionali è incentrato su aspetti inerenti a questo tema di ricerca, che in precedenza era assolutamente marginale nel panorama scientifico anche a causa della mancanza di dati di base. Tra questi

possiamo ricordare: STEAM (Sediment Transport on European Atlantic Margins, 93-96), ENAM II (European North Atlantic Margin, 96-99), GITEC (Genesis and Impact of Tsunamis on the European Coast 92-95), STRATAFORM (STRATA FORMation on Margins, 95-01), Seabed Slope Process in Deep Water Continental Margin (Northwest Gulf of Mexico, 96-04), COSTA (Continental slope Stability, 00-05), EUROMARGINS (Slope Stability on Europe's Passive Continental Margin), -SPACOMA (04-07), EUROSTRATAFORM (European Margin Strata Formation), NGI's internal project SIP-8 (Offshore Geohazards), fino al recente IGCP-511: Submarine Mass Movements and Their Consequences (05-09) e progetti indirettamente relazionati ai processi d'instabilità, come TRANSFER (Tsunami Risk AND Strategies For the European region, 06-09) o NEAREST (integrated observations from NEAR shore sources of Tsunamis: towards an early warning system, 06-09).

Alcuni esempi di recente utilizzo di tali strumentazioni nell'ambito di progetti scientifici, italiani, col fine di studiare e prevenire gli eventi di alta pericolosità geologica sono: 1) gli eventi di instabilità gravitativa presenti nei versanti emersi e sommersi che possono indurre a processi catastrofici e di grande impatto sulle aree costiere come il monitoraggio dell'attivazione di frane sia continentali che sottomarine connesse all'emissione di colate di lava che hanno generato, il 30 Dicembre 2002, uno tsunami a Stromboli localizzato ai piedi della Sciarra del Fuoco (CHIOCCI et al., 2007); 2) lo studio della ormai nota attività erosiva dei *canyon* che influenzano sempre più la dinamica della fascia costiera (*canyon* di Gioia Tauro; COLANTONI & MENICETTI, 2005); 3) la definizione e l'individuazione di georischi marini lungo le coste italiane col fine di creare e gestire una banca dati della cartografia scientifica di interesse geologico-geofisico dei mari italiani, nell'ambito del Progetto MaGiC (*Marine Geohazards along Italian Coasts*; finanziato dal Dipartimento di Protezione Civile Nazionale). Tale progetto è stato affidato alla comunità scientifica italiana di Geologia marina (incluso il Gruppo di geologia marina del Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di

Palermo). Lo studio effettuato nell'ambito del dottorato è volto proprio alla comprensione dei processi di instabilità gravitativa in settori sommersi, mediante l'analisi geomorfologica e geologica dei fondali marini, e del settore continentale antistante, di un'area del margine ionico della Calabria. L'obiettivo è stato quello di descrivere e cartografare i principali lineamenti al fine di individuare, ove presenti, gli elementi di *pericolosità¹ geologica* dei fondali marini. A tal fine è stata effettuata l'elaborazione e l'interpretazione di un rilievo morfobatimetrico e sismostratigrafico acquisito nell'ambito del Progetto Vector². Per "*pericolosità geologica*" dei fondali marini si intende la possibilità di variazioni repentine del loro assetto attraverso processi deformativi, erosivi o deposizionali, nell'ipotesi che tali variazioni possano interagire direttamente o indirettamente con strutture antropiche o attività umane.

L'area in studio appartiene al margine ionico della Calabria, situata nel margine continentale attivo connesso al processo di subduzione della litosfera ionica. Le caratteristiche geomorfologiche del settore costiero della Calabria ionica, compreso tra il centro abitato di Marina di Caulonia e Marina di Gioiosa Ionica, sono strettamente correlate a modificazioni a livello strutturale, rappresentate dalla evoluzione dell'Arco calabro e dei bacini ad esso connessi, e da fenomeni regionali di sollevamento e di deformazione tettonica, registrati: da intensa attività sismica con eventi profondi e di elevata magnitudo (Jenny, 2006) e da terrazzi marini quaternari che mostrano un uplift tettonico recente di circa 1mm/a (Cosentino e Gliozzi, 1988; Ferranti, 2006).

Al fine di comprendere al meglio l'instaurarsi dei canyon nella area del margine ci si è basati anche sulle valutazioni e le possibili interazioni esistenti tra

¹ La pericolosità è definita in letteratura in vari modi e con diverse accezioni. Quella più largamente accettata in relazione ai fenomeni naturali è quella proposta nel rapporto UNESCO del 1984, secondo cui la pericolosità è definita come "probabilità di occorrenza di un fenomeno potenzialmente pericoloso in un determinato intervallo di tempo e in una certa area". La definizione di pericolosità include il concetto di spazialità e temporalità del fenomeno naturale e marginalmente il concetto di intensità o magnitudo cioè la dimensione ed il potere distruttivo del fenomeno.

² Progetto V.E.C.T.O.R.: VulnErabilità delle Coste e degli ecosistemi marini italiani ai cambiamenti climaticI e loro ruolo nel ciclo del caRbonio mediterraneo; all'interno della Linea di Ricerca VARCOST:VARiazioni relative del livello del mare, impatto sulle aree COSTiere. Diretto dal CoNISMa.

la rete fluviale insistente sull'area in oggetto, e le strutture correlate sviluppatasi con scale differenti sulla piattaforma e la scarpata.

L'attenzione è stata focalizzata principalmente sulle morfologie geneticamente connesse ai processi di instabilità gravitativa e sui i sistemi di canyon che insistono nella fascia costiera. Infatti al pari di tanti altri margini continentali attivi (Greene et alii, 2002), anche qui la scarpata è solcata da sistemi di canyon e di incisioni minori e presenta chiare evidenze di una diffusa instabilità gravitativa. Dall'analisi dei dati morfobatimetrici e sismostratigrafici dell'offshore ionico calabrese si osservano nella loro quasi completezza due sistemi di canyon (Marina di Gioiosa e Caulonia) separati da una piattaforma-scarpata incisa da gullies. Sul tratto indagato gioca un ruolo importante l'elevata pendenza della scarpata, questo è caratterizzato da una diffusa instabilità gravitativa anche nei settori di scarpata esterni ai due canyon; in questa area sono stati evidenziati: sistemi di gullies, rotture di pendio, ampie nicchie di distacco e fessure da trazione, la totalità degli elementi riconosciuti è stata sintetizzata in una carta morfologica.

Lo sviluppo dei canyon sembra comunque legato alla presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio i quali, durante i periodi di piena, creano condizioni favorevoli all'accumulo di depositi non consolidati sulla piattaforma che, in particolari circostanze (scosse telluriche, mareggiate eccezionali), possono innescare correnti di torbida. L'attività erosiva dei canyon in futuro potrebbe influenzare sempre più la fascia costiera. Tenendo conto anche degli elevati tassi di sollevamento tettonico, le testate dei canyon essendo probabilmente retrogressive potranno avvicinarsi ulteriormente a costa risalendo la scarpata verso il ciglio della piattaforma (Pratson et alii, 1994, Pratson & Coakley, 1996), intercettando il trasporto sedimentario litorale e sottraendo al bilancio costiero cospicue quantità di sedimento che verranno veicolate verso le aree bacinali. Ciò potrà comportare significativi cambiamenti della dinamica sedimentaria costiera,

come del resto già avvenuto in altri settori dell'offshore calabro (Canyon di Gioia Tauro; Colantoni and Menichetti, 2005).

In breve nell'ambito del di dottorato la ricerca si è articolata in attività di studio, elaborazione dati ed interpretazione preliminare, tali fasi sono di seguito analiticamente elencate:

- studio del Margine Calabro ionico;
- ricerca cartografica della area della Calabria ionica;
- elaborazione, filtraggio ed *editing* di dati acustici (*MBES*);
- interpolazione dei dati morfobatimetrici tramite algoritmi di ricerca e modelli statistici e costruzione di modelli digitale del terreno (DTM) e rappresentazioni in rilievo ombreggiato e costruzione di carte batimetriche;
- operazioni di *signal processing* (TVG, AGC) sui dati sismostratigrafici (SBP);
- studio ed analisi dei bacini idrogeologici e loro interazioni con il settore marino;
- studio ed analisi della componente tettonica quaternaria. In collaborazione con l'ENEA (F. Antonioli), l'Università Palermo (Dr. PhD M. Agate), Milano Bicocca (Dr.ssa PhD C. Tessarolo), Catania (Prof. C. Monaco) e Napoli (Dr. PhD L. Ferranti);
- rilevamento geomorfologico del settore costiero e realizzazione di 20 profili di spiaggia, nell'ambito del progetto Vector. In collaborazione con l'Università Milano Bicocca (Dr.ssa PhD C. Tessarolo), Palermo (Dr. PhD M. Agate) e Trieste (Prof. S. Fontolan e Dr. S. Pillon);
- analisi e sintesi sullo stato dell'arte dei fenomeni di instabilità gravitativa sottomarina e della pericolosità ad essi associata;
- analisi dei lineamenti geomorfologici presenti nell'area;
- mappatura e redazione di una carta morfobatimetrica dell'area indagata;

- analisi di forme geneticamente legate ad eventi erosivi e/o deposizionali, evidenza di instabilità gravitativa ;
- sintesi (divisa per tipologie, individuate sulla base delle morfologie e facies acustiche) dei diversi processi d'instabilità gravitativa individuati;
- individuazione degli elementi di pericolosità geologica tramite l'analisi del DTM e dei profili sismostratigrafici.

1 ASSETTO GEOLOGICO E GEOMORFOLOGICO ED EVOLUZIONE TETTONICA RECENTE DEL MARGINE IONICO DELLA CALABRIA

1.1 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO

La Calabria è una stretta area ubicata a sud della penisola italiana che si estende nel Mar Mediterraneo per circa 300 chilometri, circondata ad Ovest dal Mar Tirreno ed a EST dal Mar Ionio (fig.1.1).

Attualmente, la zona è morfologicamente rappresentata da un altorilievo, che è prospiciente quasi direttamente sulle zone costiere. La dorsale montuosa potrebbe essere suddivisa in tre settori: il Pollino, a nord della zona, un rilievo che rappresenta una barriera naturale che separa la Calabria dal resto d'Italia; la Sila, un vasto altopiano montuoso, che si erge fino a circa 1.200 metri sul livello del mare si estende, per quasi 2.000 chilometri quadrati, lungo la parte centrale della Calabria; la Serre ed il massiccio dell'Aspromonte, rappresentano la punta meridionale della penisola italiana, bagnata dal mare sui tre lati, ove il Montalto Uffugo, fino alla quota di 1.995 metri, rappresenta il punto più alto.

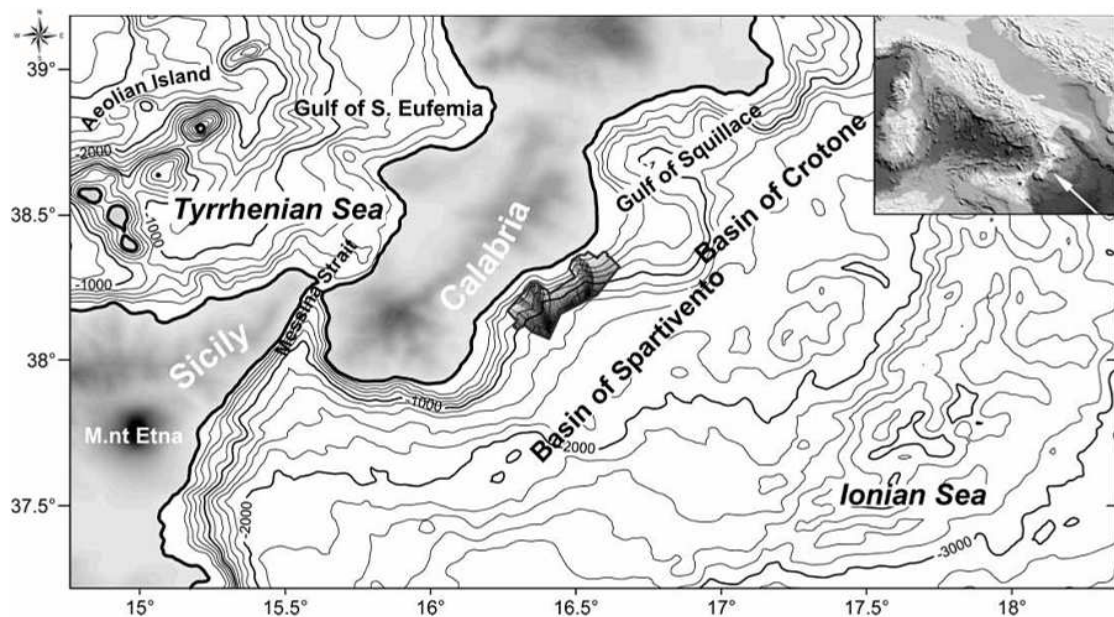


Fig. 1.1 Ubicazione dell'area in studio: Margine ionico della Calabria. Le batimetrie sono ogni 200 m.

Queste caratteristiche morfologiche sono legate alla evoluzione geologico-strutturale della zona, connessa alle fasi di apertura del bacino tirrenico del Miocene Medio e alla migrazione verso sud-est della arco calabro-appenninico. Tale evoluzione geologica in associazione alla sismicità locale, contraddistingue questo settore della Calabria come un margine di tipo attivo.

Come la maggior parte dei margini continentali attivi (Greene et alii, 2002), il margine ionico della Calabria è caratterizzato da un sistema piattaforma e scarpata stretta e tracciata da canyon e numerose incisioni minori, che rappresentano una chiara evidenza di una diffusa instabilità gravitativa (superfici di crollo e accumuli caotici legati al trasporto di massa).

Dal punto di vista climatico la Calabria è tipicamente appartenente alla classe mediterranea (classificazione climatica Köppen), fatta eccezione delle località ubicate a quote più elevate e nei tratti orientali lungo il Mar Ionio. A livello locale sono presenti forti escursioni termiche, con temperature sotto lo zero in inverno sui monti e temperature oltre 40°C in estate lungo le aree valle.

Gli agenti atmosferici che agiscono in questo contesto morfologico hanno portato allo sviluppo di ripidi torrenti intrecciati in multicanali e corsi d'acqua: dando vita alle Fiumare (Calcaterra e Parise, 2005; Fairbridge, 1968).

Pur essendo caratterizzati dalla presenza di poca acqua per parecchi mesi dell'anno e di essere quasi totalmente asciutti durante l'estate, le Fiumare calabre possono diventare estremamente pericolose nei regimi temporaleschi, durante tali eventi il trasporto di materiali solido e l'erosione a monte producono scivolamenti e frane (Calcaterra e Parise, 2005).

Il trasporto di massa e di erosione provocano effetti sui fianchi delle catene, ma agiscono e modificano la morfologia attuale della zona costiera. Tali effetti vanno assommarsi con i prodotti delle correnti lungo la costa, delle mareggiate e dell'azione antropica creata dall'attività umana. Il risultato è ben evidente infatti dal Tirreno al versante ionico, le spiagge di tipo sabbioso, presentano una forte variabilità, che va dall'erosiva, alla statica alla progradante.

Nel settore in studio, l'evoluzione tettonica ha condizionato e determinato la formazione di una stretta e ripida piattaforma (larghezza maggiore di 3,5 km).

L'assetto strutturale e le condizioni climatiche fin qui discusse mostrano uno stretto legame tra l'entroterra e le zone di mare aperto, caratteristica che permette di ipotizzare una correlazione diretta tra morfologie sottomarine e l'attività delle fiumare, in particolare si evince come il settore emerso, caratterizzato dalla presenza di fiumare, e morfologicamente legato a settori sottomarini caratterizzati da elevate pendenze e canyon.

1.2 INQUADRAMENTO GEOLOGICO E MORFO-STRUTTURALE DEL MARGINE IONICO DELLA CALABRIA

La attuale assetto morfo-strutturale, geologico e geografico del settore della Calabria, con particolare riferimento al settore meridionale dell'Ionio, è strettamente connesso alla evoluzione, rotazione e migrazione del settore sud-ovest, dell'Arco Calabro, iniziato nel Miocene medio, correlato all'apertura del bacino del Tirreno orientale (Catalano, 2001).

Quanto detto è evidenziato dalla assetto flessurale del settore di avanarco, circondato da faglie di tipo strike-slip che hanno determinato un avanzamento forzato e un tilting del fronte dell'Arco (Monaco et al., 1996). Dal basso Pliocene, le fasi di risalita e l'abbassamento del livello del mare, legati ad i periodi glaciale-interglaciale, che ha interessato tutta l'area del Mediterraneo, ha causato regressioni-trasgressioni rappresentati nella sequenza sedimentaria. Sul margine calabrese, questa situazione è accoppiata al trend di sollevamento (0,4-1,8 mm / anno, Lambeck, 1995; Pirazzoli, 1997; Miyauchi, 1994; Kutler, 2003, Monaco, 2001; Antonioli, 2003), che ha continuato durante tutto Quaternario e probabilmente ancora attivo nel settore, con differenze di intensità da luogo a luogo, collegato anche alla sismicità locale (Jenny et al., 2006). Questi eventi eustatici-isostatici e l'interazioni tettonica sono i responsabili della attuale configurazione del settore della Calabria, caratterizzato da un margine emerso, con rilievi fino a 1400 m di quota in prossimità della zona costiera, e quello sommerso caratterizzato da una stretta piattaforma e una ripida scarpata. In questo scenario, l'incidenza di un particolare regime climatico stagionale contraddistinto, da rare ma intense, precipitazioni, con un regime medio di circa 1180mm/anno, sensibilmente superiore alla media nazionale di 970mm/anno, determina una forte azione erosione-trasporto e la formazione di eventi deposizionali, che incide l'entroterra dando nascita a morfologie a carattere stagionale (Fiumare), e presumibilmente favorendo incisioni sulla piattaforma e,

generando, lungo la scarpata, strutture-erosive di varie dimensioni e tipologie. Sono stati proposti differenti modelli contrastanti (ad esempio Van Bemmelen, 1972; Bocaletti et al, 1974, 1984;. Malinverno e Ryan, 1986; Renahult, 1987, Van Dijk e Okkes, 1991; Van Dijk, 1994 ecc ..) per spiegare la recente evoluzione geodinamica dell'Arco Calabro e le sue relazioni con il bacino del Tirreno e dello Ionio.

Tutti questi modelli, tuttavia, prevedono la chiusura progressiva del dominio Ionico, accompagnata da una generale migrazione verso est dell'Arco calabro (Monaco et al., 1996).

1.3 BACINO IONICO

Il Mar Ionio, situato nella parte centro-orientale del bacino del Mediterraneo, è un mare profondo (fino a 3000m di profondità) che rappresenta un'area chiave per la comprensione dell'evoluzione geodinamica del Mediterraneo, sia per l'Appennino che per la zona di subduzione Ellenica (Scandone , 1980; Angelier et al, 1982;. Royden et al, 1987), che per la paleogeografia mesozoica della Tetide (Bernoulli et al, 1979, 1980; Decourt et al, 1986, Lemoine et al, 1986).

Diverse ipotesi sono state avanzate sulla sua origine: Le Pichon (1982) ha considerato il bacino come chiuso, alcuni articoli hanno descritto la sua natura oceanica (Finetti, 1982; Finetti et al. 1996;. Stampfli et al, 1998), altri in alternativa, hanno proposto che il bacino ionico sia costituito da una crosta continentale più densa (Farrugia e Panza, 1981;. Calcagnile et al, 1982), o di un intervallo altamente riflettente all'interno della crosta inferiore (Cernobori et al. 1996).

In un recente lavoro, Catalano et al. (2001) fornisce nuovi dettagli e interpretazioni sul dibattito dell'origine Mar Ionio, fondato su una nuova linea sismica acquisita durante il progetto CROP (Crosta Profonda, il progetto italiano profondità crostali fondata da CNR, ENI-Agip, ENEL), correlata con le osservazioni di campagna ed ad altri dati geofisici.

Questi suppongono che l'origine Mar Ionio è collegato alla apertura dell'oceano Tetide, iniziata in era mesozoica con una diffusione in direzione NE-SO, valutata mediante l'osservazione delle faglie listriche coniugate presenti sui due continenti che fanno capo al margine passivo, ne circondano le strutture: della scarpata di Malta a sud-ovest, e della scarpata pugliese a nord-est (Catalano et al, 2001;. Fig. 1.2.).

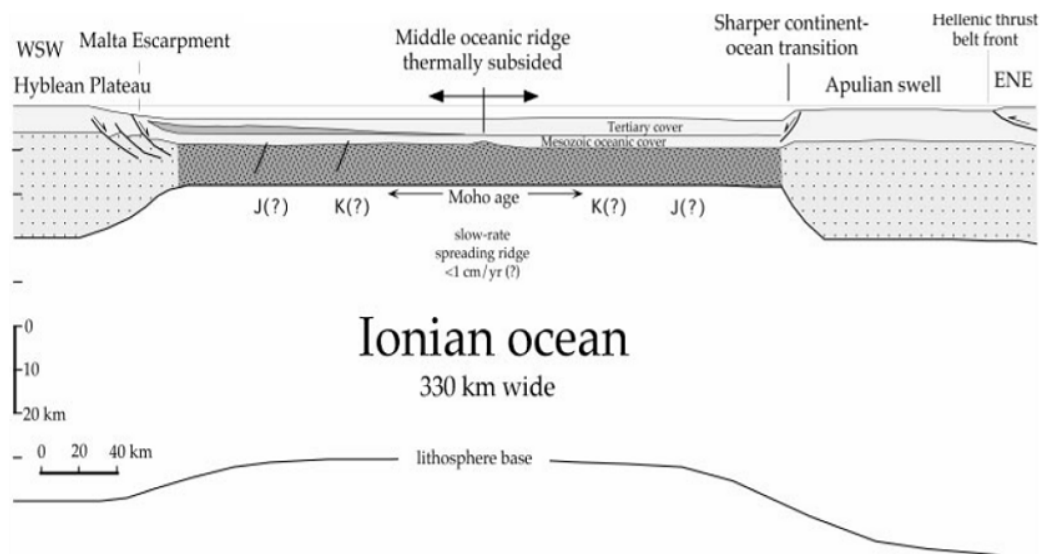


Fig. 1.2 Ricostruzione dell'oceano ionico di età mesozoica mostrante la diffusione del fondale oceanico. In questa interpretazione il plateau Ibleo e Apuliano sono originalmente connessi. La fase di rifting ebbe inizio durante il tardo Permiano-Triassico (Catalano et al., 2001).

Considerando la morfologia attuale del bacino, la natura oceanica del Mar Ionio implicherebbe che il bacino ionico sia dorsale medio oceanica abortita, che si trova a metà strada tra i due margini: basandosi sui dati di profondità del fondale in mare (> 3000m nella piana abissale) e sulla stratigrafia del margine sollevato, si può presumere che il rifting potrebbe avrebbe essere in età Permiano-Triassico nella fase continentale ed in fase di apertura e diffusione oceanica durante il Tardo Giurassico-Cretacico inferiore.

A partire dal tardo Oligocene, il bacino ionico si è distaccato e migrato in direzione Sud-Ovest dal margine meridionale della placca europea (Cavazza et al, 1997), sviluppando lungo il bordo della Corsica-Sardegna-Calabria microplacche. Durante il tardo Terziario, il raffreddamento termico causato dall'aborto dell'oceano determinato una caduta di quota topografica dell'asse dorsale, sottolineata dall'accumulo di sedimenti che dal Terziario formano la progradazione e l'accrescimento di un cuneo sedimentario il Mar Ionio, (Finetti, 1982; Catalano et al., 2001).

A partire dal Medio-Miocene superiore, la fase di apertura iniziale del bacino tirrenico ha determinato la riattivazione di intensi movimenti tettonici,

accoppiati con la migrazione dell'Arco Calabro verso sud-est, la crosta ionica è stata così consumata lungo il piano inclinato di Benioff in un subduzione passiva verso NO (Malinverno & Ryan, 1986), deviando parzialmente la tendenza Est-Ovest dell'Arco calabro verso un orientamento SudEst-NordOvest, determinando l'attuale posizione del bacino (Miocene superiore).

Il tasso e la probabile di subduzione sono stati determinati dalla composizione e dello spessore della litosfera, che ha estrema variabilità laterale, fortemente controllato dal moto relativo microplacche in tutta l'area mediterranea (Doglioni et al., 1994). La più grande avanzamento e successivo accorciamento verso sud-est del cuneo dell'Appennino (circa 400-500 km) si è verificato a largo della Calabria, nel mare Jonio, quando la grande espansione del Mar Tirreno lo ha posizionato proprio dietro l'Arco Calabro (Malinvero & Ryan, 1986; Doglioni, 1991). La parte anteriore dell'arco ellenico, che rappresenta la dorsale del Mediterraneo, era più avanzata verso sud-ovest, in corrispondenza del bacino ionico profondo, in contrasto con l'Appennino meridionale (Nord del Mar Ionio e il Sud della Sicilia), che erano meno avanzate verso il promontorio, con un meno pronunciato estensione del retro-arco tirrenico.

Quanto detto potrebbe essere collegate al maggior spessore medio del mare Adriatico e delle zone ioniche, valutate di 90 km (\pm 20 km oscillazione; Calcagnile e Panza, 1981; Calcagnile 1982), e alla loro diversa composizione, litosfera continentale ricca quarzo-feldspati (reologia più duttile che causa di scarsità sismicità profonda) per l'Appennino meridionale e Sicilia;. litosfera oceanica ricca di olivina e pirosseno (comportamento più duttile, generando maggiore sismicità) e per il Mar Ionio placca oceanica in subduzione (Catalano et al, 2001).

1.4 ARCO CALABRO

L'Arco Calabro è considerato o appendice orografica degli Appennini meridionali o come sua area di collegamento, di direzione circa NNE-SSO, con la Catena Magrebide disposta in direzione OSO-ENE. L'Arco è contornato da due bacini impostati su crosta continentale molto assottigliata e crosta oceanica rappresentati ad E dal bacino ionico, considerato un antico relitto del margine mesozoico, e il Tirreno di più recente formazione (Miocene superiore; Monaco et al., 1996). Questi appartengono ad uno stesso sistema geodinamico dominato dal processo di subduzione verso NO dello slab ionico (Malinverno e Ryan, 1986; Royden et al., 1987), che ha determinato la formazione dell'Arco, attraverso l'impilamento di basamento cristallino e coperture sedimentarie cenomesozoiche, progressivamente migrato verso sud-est nel Neogene e lo sviluppo, contemporaneo, di un bacino di retroarco e avantarco rispettivamente il Tirreno e lo Ionio. Modalità e cronologia di tale processo sono argomenti molto dibattuti.

Questa evoluzione cinematica dell'Arco è stata interessata da una complessa interazione tra i processi compressivi e estensionale, che dal tardo Pleistocene Medio hanno determinato la formazione, per un totale 180 km lineari, di faglie normali ESE-ONO che hanno interessato la parte interna dell'arco (Tortorici, 1995, Fig. 1.3), e la comparsa di un trend di sollevamento tettonico, determinata per tutta la Calabria e la Sicilia.

Il trend di sollevamento mostra un innalzamento progressivo che tende a decrescere di intensità da Nord verso Ovest (OestaOay et al, 1993; Dumas et al, 1987; Antonioli et al, 2006), ed è causa durante il Quaternario della formazione di diverse linee di faglie normali (da 10 a 20 km di lunghezza), che separano i principali bacini sedimentarie marini del Pliocene-Pleistocene portando in sollevamento le catene montuose: Aspromonte, Serre, e Catena Costiera (Tortorici et al., 1995).

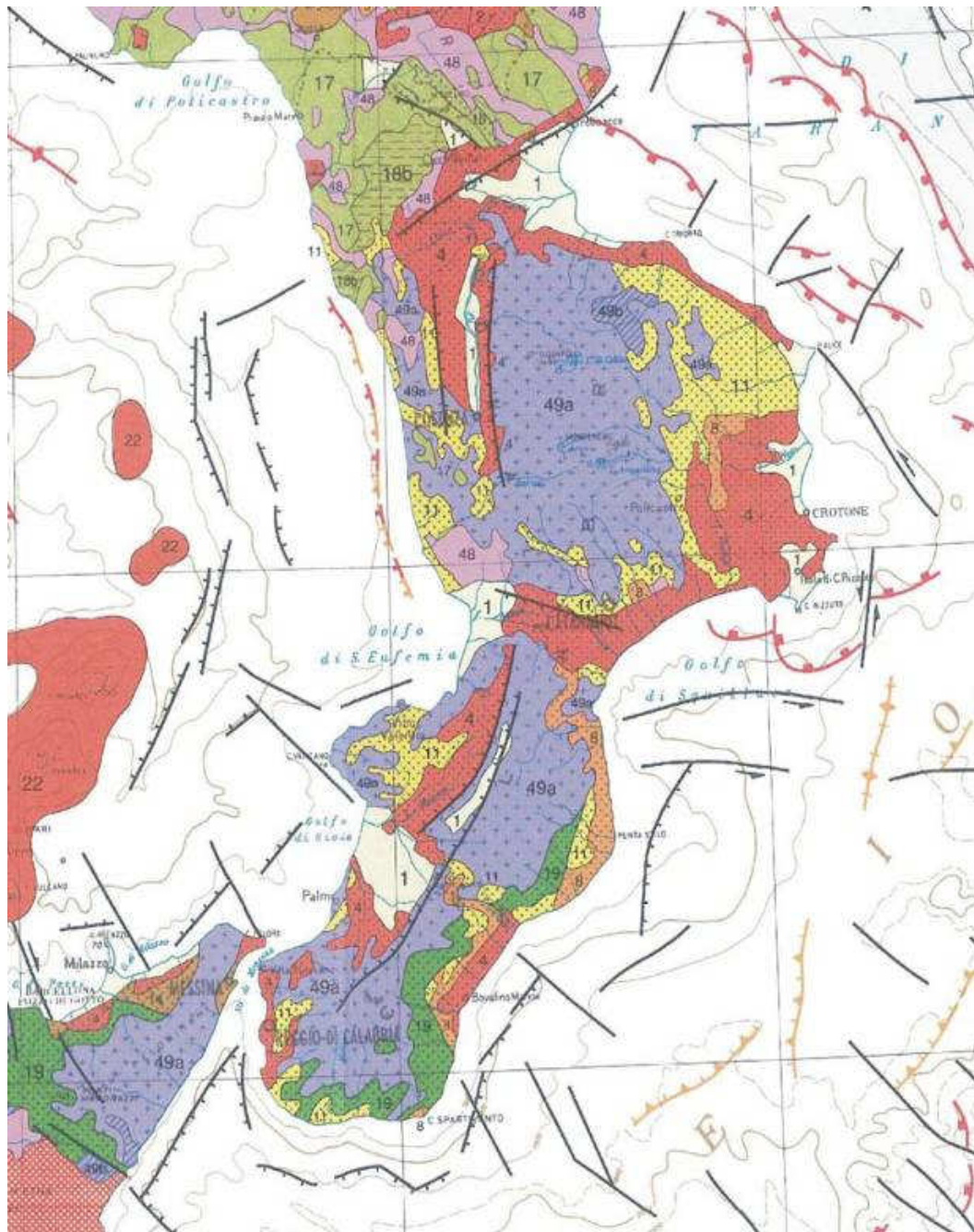


Fig. 1.3. Schema Geologico della Calabria (1989): in evidenza il settore in studio, circondato e tagliato dalle faglie che si prolungano fino al settore offshore.

Dati geologici e geofisici indicano che la Calabria sia segmentata in più blocchi svincolati da faglie trascorrenti attive. Dati storici e strumentali della sismicità (meccanismi focali) indicano la prevalenza di una tettonica estensionale (con direzione di massima estensione perpendicolare all'asse dell'Arco. L'intensa

tettonizzazione, inoltre produce una frammentazione a blocchi caratterizzati da cinematica rotazionale con evidenza sui bordi di deformazioni di tipo sia trassensivo che traspressivo (Van Dijk & Scheepers, 1995).

I diversi trend delle linee di faglie normali presenti lungo l'arco calabro suggeriscono che le faglie normali quaternarie potrebbero essere legate principalmente al processo di formazione del nuovo rifting (dal Pleistocene medio), piuttosto che alla subduzione legata all'estensione, connessa alla subduzione del dominio Ionico al di sotto dell'Arco calabrese (Tortorici et al, 1986).

In particolare, a scala regionale le strutture che presentano una maggiore continuità sono rappresentate da sistemi di faglie dirette che delimitano la costa tirrenica e le principali depressioni tettoniche plio-pleistoceniche, poste ai bordi della catena. Faglie dirette parallele alla costa sono segnalate anche nel settore del margine ionico anche se non presentano una grande continuità laterale e spesso sono segmentate da lineamenti trasversali al margine, che appaiono come il proseguimento a mare dei sistemi strutturali che intersecano l'Arco (Fig. 3).

Queste faglie deformano fortemente i depositi del Pleistocene superiore, delimitando scarpate di faglia di diverse centinaia di metri di altezza, su queste superfici, studi morfologici e strutturali consentono di individuare uno di scorrimento, di 0.8-1.1 mm/anno per gli ultimi 700 ka, e di 0,7 0,9 mm/anno per la 120ka ultimi, attivo in modo omogeneo dal Pleistocene medio (Tortorici et al, 1995).

1.5 STUDI PRECEDENTI SULL'OFFSHORE CALABRO IONICO

Gli studi precedenti in mare aperto, in riferimento all'area di studio situata a metà del margine meridionale ionica calabrese, consistono di profili di sismica multicanale a riflessione, pubblicati da Cernobori et al. (1996). I profili di riferimento descritti nei lavori sono rappresentati dalle linee Ion 3 e 4, tracciate dalla costa calabrese al largo del margine come rappresentato nella Fig.1.4.

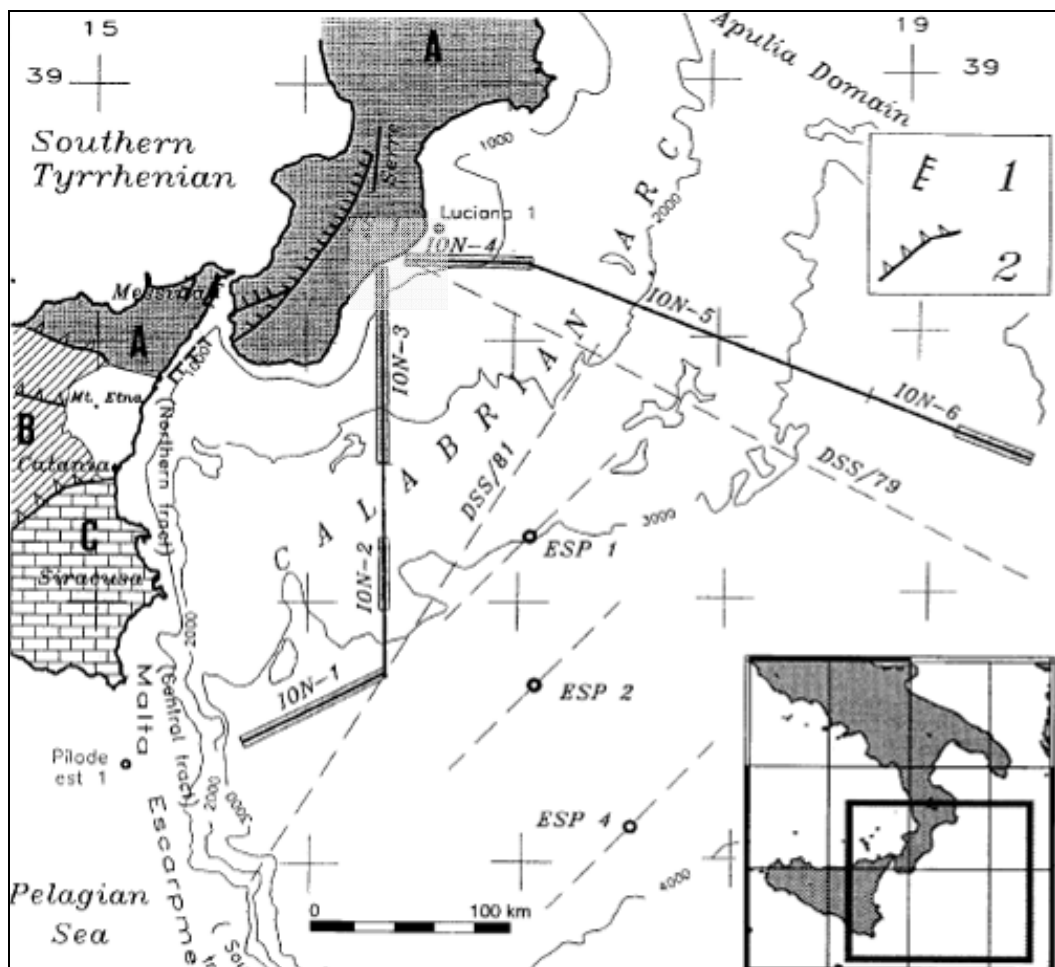


Fig.1.4. Localizzazione dei profili Ion3 e Ion4 rispetto all'area di studio (da Cernobori et al. 1996).

La linea ION3 mostra l'interazione del dominio del bacino ionico con il blocco calabrese. I sedimenti superficiali non consolidati, sviluppati lungo la parte

frontale del blocco crostale calabrese, sono affetti da spinta maggiore, come si evince dai riflettori con immersione a nord-ovest (Fig. 1.5).

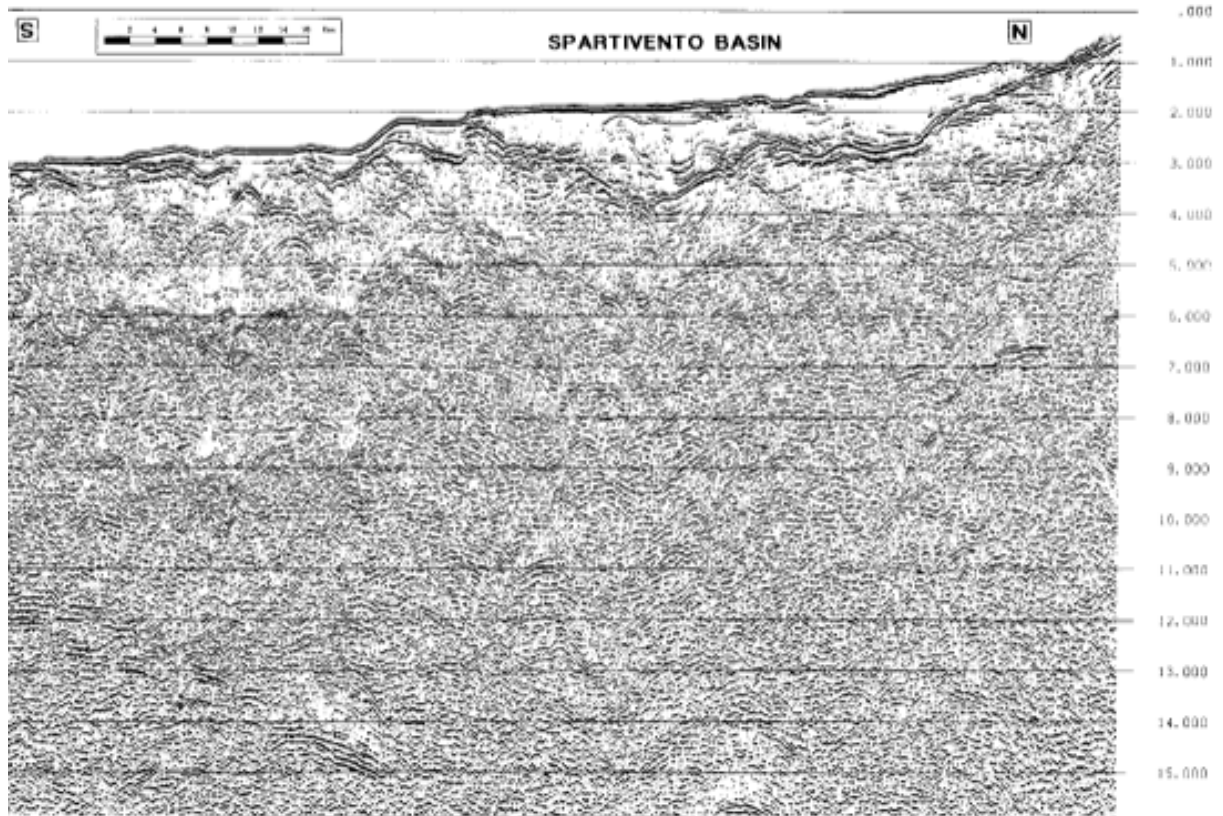


Fig.1.5. Linea ION 3: si evince un grosso spessore di sedimenti non consolidati al di sopra dell'area di trust e del Bacino di Spartivento (di tipo piggy-back), inoltre a circa 15s (TWT) si evince una importante flessura della crosta ionica (da Cernobori et al. 1996).

Sulla parte superiore del profilo, si evincono depositi del Pliocene superiore-Pleistocene rappresentati da pile di sedimenti deformati che si poggiano in unconformity, inoltre ben evidente il riempimento un grande bacino sedimentario rappresentato dal bacino Spartivento di tipo piggy-back. Questo bacino, si è sviluppato al di sopra di un cuneo di accrescimento generato da una spinta che coinvolge la copertura sedimentaria del dominio Ionio (Rossi e Sartori, 1981). Ad una profondità corrispondente a 11-15 s (TWT), si evincono riflettori con immersione N-O, i quali corrispondono agli strati inferiori della crosta del dominio Ionio, mostrandoci una flessione del dominio Ionico (Cernobri et al., 1996). Questa è caratterizzata da una pendenza stimata del 18% su una lunghezza

totale di 60km (Cernobori et al., 1996), che rappresenta il risultato del carico del blocco di Ionio Calabro sulla sottile, freddo ed elastica crosta ionica. Questo fenomeno si riflette lungo tutto il margine collisionale calabrese (Monaco et al., 1996).

2 METODOLOGIE E TECNICHE APPLICATE ALL'AMBIENTE MARINO IN STUDIO

Il lavoro svolto durante il corso di dottorato ha riguardato lo studio geomorfologico e sismostratigrafico dei fondali marini di un'area marina del margine della Calabria Ionico. In modo da definire le dinamiche morfosedimentarie che implicano mobilità e/o instabilità dei fondali marini, inquadrati nel contesto di pericolosità geologica.

I dati di cui ci si è serviti sono per lo più morfobatimetrici associati, ove possibile, con dati di sismostratigrafia ad altissima risoluzione. Si tratta di strumentazioni sismo-acustiche come l'ecoscandaglio radiale multifascio (MultiBeam EchoSounder, MBES) ed il profilatore acustico di sedimenti (Sub Bottom Profiler). Tale tipologia di indagine ha consentito di valutare in modo più preciso ed omogeneo le variabili superficiali del fondale marino, restituendo una rappresentazione ad alta risoluzione della batimetria e morfologia superficiale sottomarina.

I segnali trasmessi dai SoNaR si basano sulle proprietà fisiche di propagazione delle onde acustiche (onde meccaniche longitudinali) all'interno di un canale, molto complesso come il mare, che vede al suo interno la variazione di parametri fisici, come temperatura, pressione e salinità.

Al fine di comprendere ed interpretare al meglio i dati sismoacustici nell'ambito del dottorato di ricerca ci si è dedicati allo studio della generazione e della propagazione di segnali elettroacustici subacquei, impiegati per la realizzazione dei rilievi marini applicati allo studio degli ambienti offshore. Inoltre particolare riguardo è stato dato all'analisi della elaborazione dei dati acustici e alla restituzione grafica di uno stesso dato batimetrico tramite l'utilizzo di diverse metodologie di rappresentazione, al fine di poter meglio comprendere in che modo ottimizzare la realizzazione e restituzione di un dato batimetrico-morfologico.

2.1 METODOLOGIA APPLICATE ALLO STUDIO DEI FONDALI MARINI E PRINCIPI DI ELETTROACUSTICA SUBACQUEA

Lo studio dei fondali marini viene comunemente realizzato attraverso strumentazioni geofisiche che sfruttano la propagazione di onde acustiche attraverso l'acqua, un ottimo mezzo elastico per la loro trasmissione. Questi metodi consistono nel generare un'onda acustica di forma, ampiezza e frequenza opportuna in grado di attraversare spessori d'acqua o di altri materiali, e nel registrare i tempi di ritorno del segnale riflesso tramite trasduttori riceventi, disposti secondo geometrie prefissate.

L'acustica si basa sulla diffusione di onde elastiche (suono), nel nostro caso attraverso il mezzo acqua, e nello studio della sua interazione con il fondo del mare, basandosi sui tempi, sulla quantità di energia e sulla forma dell'onda di ritorno.

Le sorgenti acustiche marine possono essere generalmente suddivise in sorgenti risonanti e impulsive:

- le sorgenti risonanti sono caratterizzate dall'emissione di onde acustiche prodotte dalla risonanza di un materiale piezoelettrico. Un potenziale elettrico viene applicato ad un materiale piezoelettrico che a sua volta genera una deformazione meccanica. Se la frequenza applicata è vicina alla risonanza meccanica, l'energia elettrica ha un ottimo rendimento e si trasforma in vibrazione, accoppiandosi all'acqua circostante (processo reversibile). Il segnale sonar convenzionale consiste diversi cicli di onde di sinuisodali e la frequenza dipende dalla frequenza di risonanza del cristallo piezoelettrico. Un limite di questi tipi di sorgenti sono le bolle d'aria presenti sul trasduttore. Questo tipo di sorgenti è usato sia nella sismica monocanale ad altissima risoluzione (tipo Sub Bottom Profiler) che nei sonar di tipo attivo (sonar a scansione laterale o Side Scan Sonar ed ecoscandaglio multifascio o Multibeam) (Fig. 2.1);

- le sorgenti impulsive si caratterizzano, invece, per l'improvviso rilascio di energia, prodotto da scariche elettriche (Sparker), dispositivi elettromeccanici (Uniboom), aria o acqua compressa (Water/air gun). I segnali prodotti da queste sorgenti sono caratterizzati da un'ampia banda di frequenza, da un elevato contenuto energetico, da una maggiore durata del segnale rispetto alle precedenti sorgenti e da una relativa incostanza della forma d'onda del segnale.

La scelta della sorgente è legata alla profondità e all'obiettivo da investigare, e naturalmente dal tipo di materiale presente nel sottofondo.

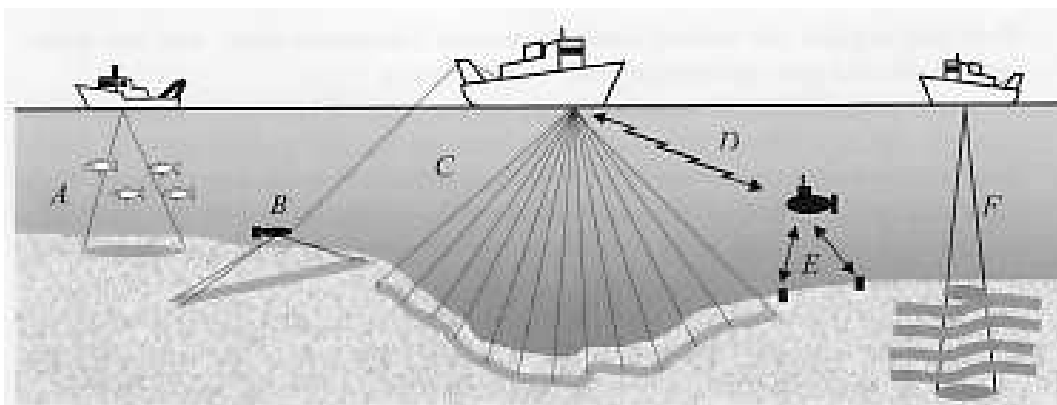


Fig. 2.1. Sorgenti risonanti utilizzate in mare. A: ecoscandaglio; B: Side Scan Sonar; C: Multibeam; D: Sonar; E: LBL posizionamento acustico; F: Sub Bottom Profiler.

Tali metodologie di indagine vengono definite “indirette”, in quanto il dato di profondità è ottenuto indirettamente da un’elaborazione di tipo fisico-matematico.

La distanza tra i fronti di pressione è denominata lunghezza d’onda ed il loro numero che passa attraverso un punto stazionario nell’acqua per unità di tempo è chiamato frequenza dell’onda.

Quando un suono incontra un cambiamento delle caratteristiche fisiche del mezzo attraversato la sua velocità cambia, ma, la sua frequenza rimane inalterata (legge di Snell). Ogni onda sonora contiene dell’energia acustica e la grandezza delle oscillazioni è chiamata ampiezza. Dal punto di vista matematico,

l'energia di un'onda sonora per unità di tempo (potenza) è proporzionale al quadrato della sua ampiezza.

Mentre l'energia acustica si propaga nell'acqua, essa viene deviata da repentini cambiamenti di densità del mezzo, come l'incontro di sabbia o rocce presenti sui fondali, e una frazione della sua energia si rifrange nel mezzo appena incontrato. Questa rifrazione dipende da numerosi fattori quali l'impedenza del nuovo materiale (costituita dal prodotto tra la densità del materiale e la velocità del suono nell'acqua, di solito 1500 m/s), dall'angolo di incidenza dell'impulso sul mezzo e dalla rugosità della superficie del materiale incontrato (Fig. 2.2).

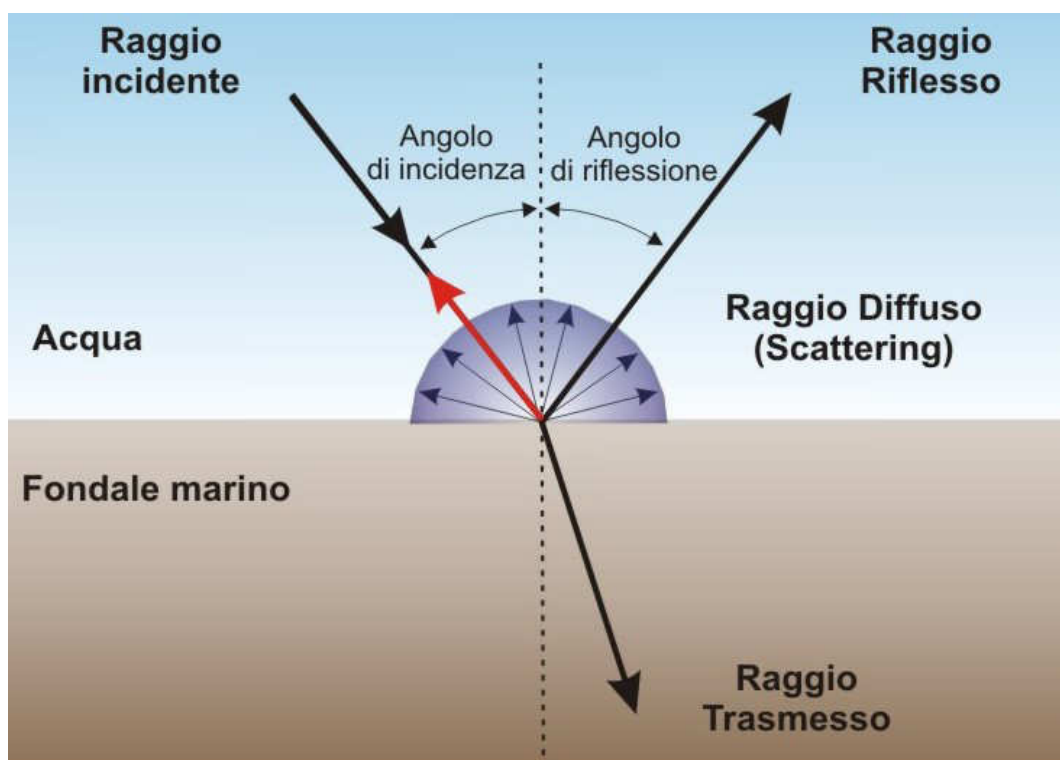


Fig. 2.2. Componenti dell'eco sul fondo marino.

La porzione di energia che non viene trasmessa ritorna indietro nell'acqua per riflessione (backscatter). La direzione dell'onda dipende dall'angolo di incidenza, mentre, la porzione di energia rimanente si distribuisce in tutte le direzioni, a seconda dell'angolo di incidenza e delle caratteristiche del materiale. L'energia

riflessa, ovvero quella che non viene trasmessa nel nuovo mezzo, è chiamata eco di ritorno. Quest'ultimo mantiene le caratteristiche dell'onda sorgente.

La bontà di un sistema viene stimata attraverso l'equazione del SoNaR:

$$\text{SEGNALE} - \text{RUMORE} + \text{GUADAGNO} > \text{SOGLIA};$$

dove per soglia si intende la capacità di un strumento acustico di discriminare un segnale. Tale relazione permette di calcolare il rapporto segnale-rumore in ingresso alle sezioni riceventi dei sistemi sonar attivi e passivi, in funzione dei vari parametri acustici e geometrici coinvolti nel collegamento.

Il massimo range (R) selezionabile nel sistema Sonar è determinato dalla seguente relazione:

$$EL = SL - 2TL + BS = SL - 40 \log R - 2\alpha R + BS$$

che è funzione dell'Echo level (EL- eco di ritorno), del Source Level (SL-livello sonoro della sorgente), della Transmission Loss (TL- perdite e attenuazione del segnale, per divergenza sferica e assorbimento frequenziale), del Target strength (TS- backscatter proprietà fisico e meccaniche dell'area indagata e del footprint) e quindi correlato alla frequenza ed al tempo dell'impulso trasmesso o alla banda dello stesso.

Sostanzialmente ciò che viene misurato è il backscatter, apporto tra l'intensità retro diffusa da una superficie e l'intensità di un'onda incidente, o più semplicemente indica la quantità di energia acustica riflessa dal fondo del mare.

Il backscatter varia in funzione dei parametri intrinseci dell'onda ed in funzione ai parametri ambientali:

- diminuisce al crescere dell'angolo di incidenza del raggio acustico sul fondo (Fig. 2.3);
- aumenta con l'aumentare della rugosità del fondo (Fig. 2.3);
- aumenta al crescere della taglia granulometrica del sedimento indagato (Fig. 2.3);
- aumenta all'aumentare del coefficiente di riflessione (R);

- aumenta all'aumentare frequenza, questo fenomeno è più marcato per frequenze da 1 a 30 kHz in fondali piani o con dolci morfologie e con rugosità da piccola a media, non vi è una apprezzabile dipendenza dalla frequenza per frequenze comprese tra 1kHz e 100kHz.

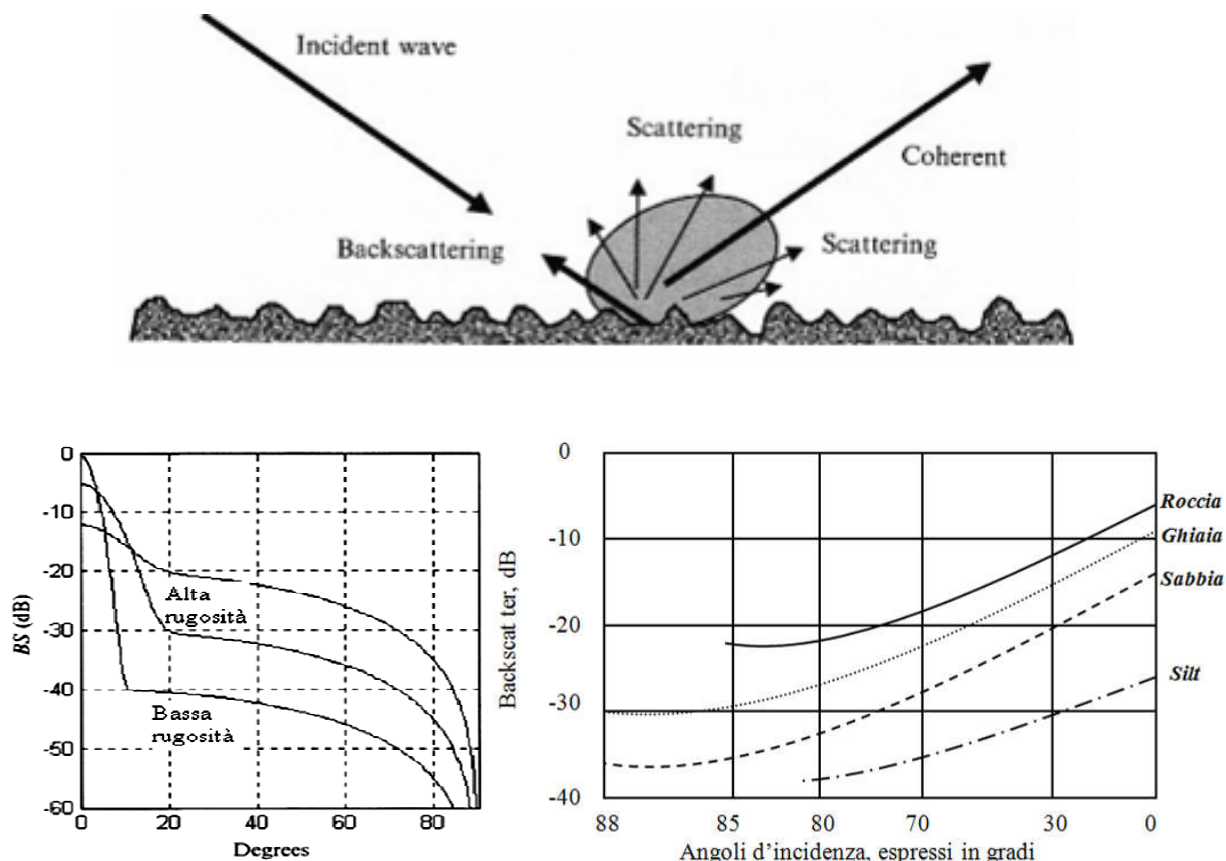


Fig. 2.3. Effetti della rugosità del fondo e grafico mostrante l'andamento del backscatter in funzione della rugosità sul fondo, tipologia di fondale e dell'angolo di incidenza.

In generale, i materiali attraverso cui l'onda si propaga agiscono da filtro passa-basso, ovvero si ha un maggiore assorbimento delle frequenze più elevate.

L'acqua del mare introduce dissipazione dell'energia acustica (l'onda converte parte della sua energia in calore, effetti di frizione con l'acqua) che in essa si propaga, sia a causa di fenomeni di attrito viscoso, sia per la presenza di solfato di magnesio (4 MgSO), acido bórico e altre sostanze disciolte (Fig. 2.4).

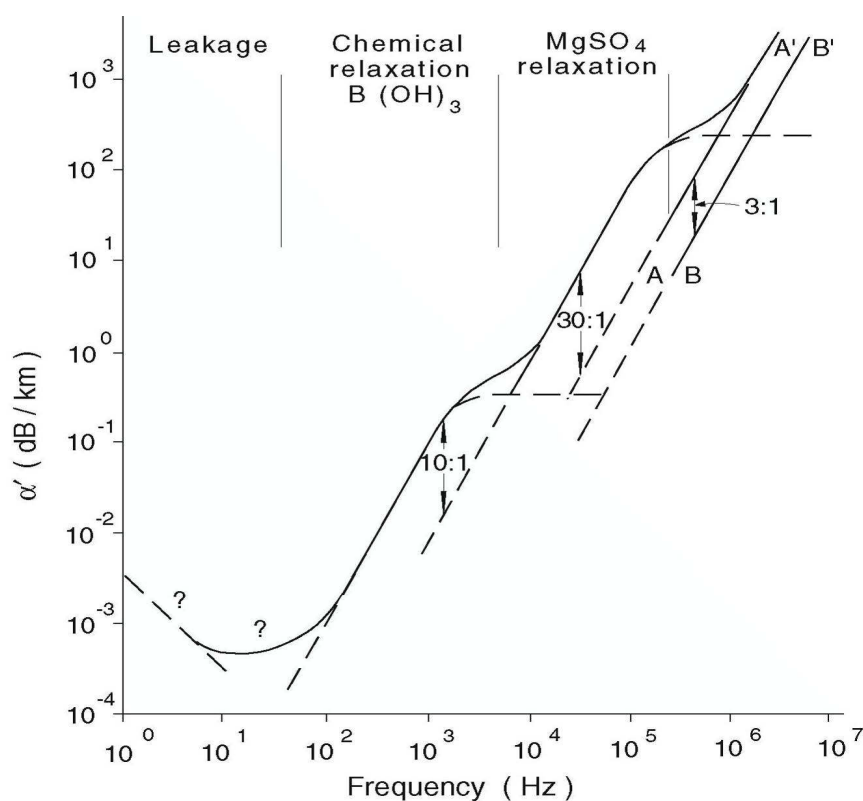


Fig. 2.4 Relazione grafica tra l'assorbimento lungo la colonna d'acqua e la frequenza dell'onda che l'attraversa (dir. prop.).

L'attenuazione introdotta, che si suole definire perdita per assorbimento del mezzo, è ovviamente crescente con la lunghezza del percorso acustico ed è inoltre funzione crescente della frequenza. Sperimentalmente si è osservato che la dipendenza dell'attenuazione per assorbimento dalla distanza è di tipo esponenziale; ciò implica che l'attenuazione logaritmica (espressa cioè in decibel) sia, a parità di valori assunti dagli altri parametri, proporzionale alla distanza. E' consuetudine pertanto fare riferimento all'attenuazione logaritmica specifica, vale a dire, relativa a un'unità di distanza (tipicamente 1 km).

Alle frequenze tipicamente utilizzate per le indagini subacquee, dell'ordine delle decine di kHz, il fenomeno dell'assorbimento è tutt'altro che trascurabile. Come è noto, esso introduce un'attenuazione sulle componenti spettrali del segnale che cresce al crescere della frequenza. Tale attenuazione può essere valutata ricorrendo all'equazione di Thorp ($\alpha = k f$, dove "k" è un indice di proporzionalità, ricavato empiricamente, chiamato indice di attenuazione,

dipendente dalla porosità e f è la frequenza), che fornisce l'attenuazione specifica $\alpha(f)$ (dB/km) ad una data frequenza f .

L'energia sonora si propaga nell'acqua attraverso dei fronti di pressione chiamati onde compressive, la loro velocità varia a seconda della salinità, della pressione e della temperatura dell'acqua ed è indipendentemente dalle sue peculiarità soniche. Il mare non è un mezzo di propagazione omogeneo, ed i suoi parametri acustici "locali" quali resistenza acustica e velocità di propagazione sono in generale funzioni della posizione oltre che del tempo. Uno degli effetti macroscopici di tale disomogeneità diffusa è il fatto che i raggi acustici non sono in generale rettilinei, e ciò rende più difficoltosa la previsione dell'attenuazione cui è soggetto il campo irradiato da una sorgente acustica.

La presenza della stratificazione suddetta implica in particolare una variazione della velocità di propagazione con la quota; come si suol dire, il bativelocigramma, ovvero il diagramma che fornisce il valore di c in funzione della quota, non è costante al variare di z . In queste condizioni, in accordo alla legge di Snell ($\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{c_1}{c_2}$), i raggi acustici non verticali sono soggetti a rifrazione che ne altera con continuità la direzione di propagazione, rendendoli curvi (ray tracing) (Fig. 2.5).

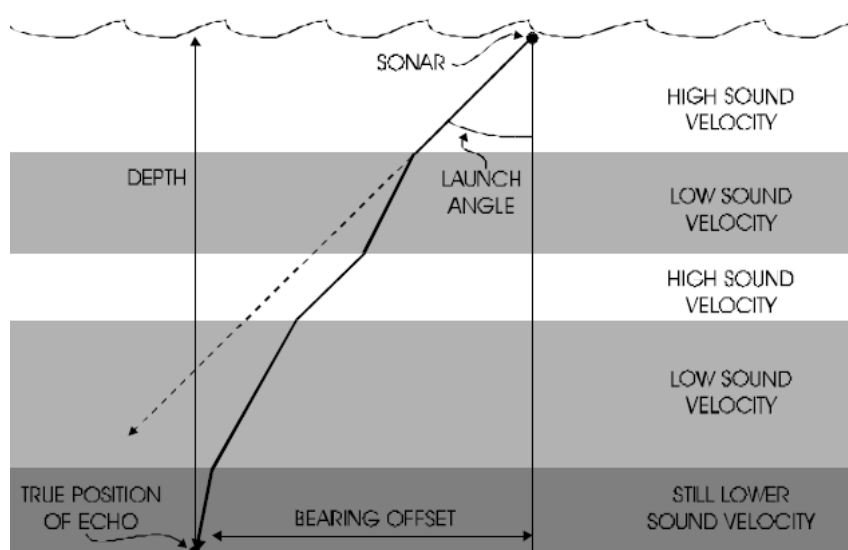


Fig. 2.5. Andamenti di un raggio acustico all'interno della colonna d'acqua (ray tracing).

La velocità di propagazione c del suono in acqua dipende, dalla densità e dal modulo di compressibilità cubico della stessa. Questi parametri sono a loro volta legati alla temperatura T , alla salinità S ed alla quota z del punto considerato. Una formula empirica comunemente accettata per il calcolo di c è la seguente:

$$c = c(T, S, z) = 1449 + 4.6T - 0.055T^2 + 0.0003T^3 + (1.39 - 0.012T)(S - 35) + 0.017z$$

dove T si misura in gradi Celsius, S in parti per mille e z in metri. Ad esempio, alla temperatura di 13 °C, salinità di 35 parti per mille e in prossimità della superficie, la velocità di propagazione risulta pari a circa 1500 m/s. La salinità media del mare è spesso assunta pari a 35 parti per mille, anche se essa di fatto in varie zone può differire dal valore suddetto di diverse parti per mille. Ad esempio, nel Mar Mediterraneo la salinità varia tra circa 36 (in prossimità dello stretto di Gibilterra) a circa 39 parti per mille (nelle zone più orientali o più profonde) (Fig. 2.6).

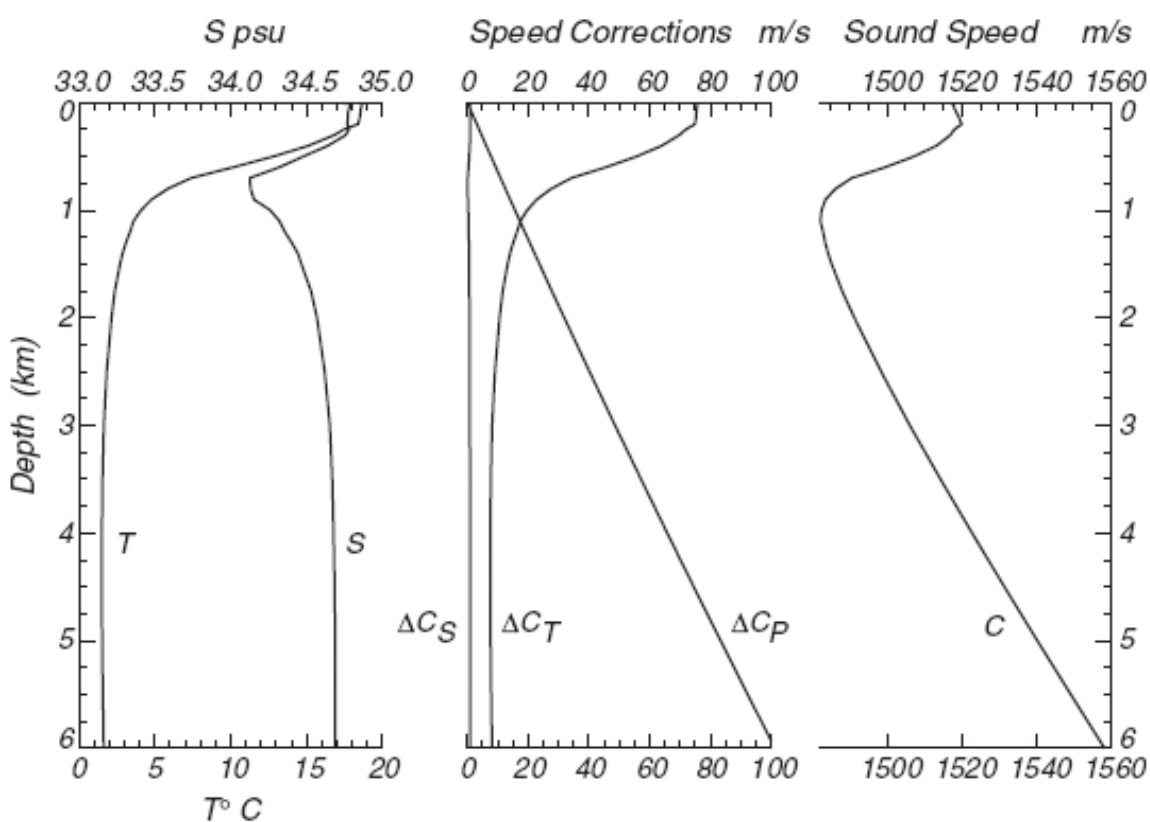


Fig. 2.6. Andamenti tipici dei diagrammi BS, BT e BV negli oceani e le loro interazioni.

Come si vede dalla formula empirica, la dipendenza di c dalla temperatura è non lineare; ciononostante, il termine lineare risulta prevalente alle temperature ordinarie e mostra come la velocità del suono cresca con la temperatura in ragione di alcuni m/s per ogni grado. Vale inoltre la pena di osservare come, in presenza di temperatura e salinità fissate, la velocità del suono cresca con la quota, con un gradiente costante e pari a circa 1.7 m/s per ogni incremento di quota di 100 m. In acque sufficientemente profonde la temperatura dell'acqua tende a stabilizzarsi (isoterma profonda) per cui, in assenza di variazioni significative di salinità, la velocità di propagazione tende ad assumere un andamento lineare con la pendenza sopra specificata (vedi formula).

2.1.1 RILIEVO MORFO BATIMETRICO: MULTIBEAM ECHOSOUNDER

La principale categoria di strumenti utilizzata per il rilievo del dato batimetrico e morfologico superficiale del fondale marino è rappresentata dagli Ecoscandagli. Questi si suddividono in due grandi famiglie: gli Ecoscandagli a fascio Singolo, in grado di misurare le profondità marine lungo la rotta di navigazione, e gli Ecoscandagli Multifascio, i quali rappresentano un'evoluzione della precedente categoria, riuscendo a campionare un settore (swath) variamente esteso e continuo delle profondità indagate.

In un multibeam una piastra sonar emette verso il fondo un impulso a frequenze acustiche, molto stretto nel verso di avanzamento, e molto largo lateralmente (Fig. 2.7). L'analisi degli echi di ritorno in ampiezza o fase sui fronti della piastra sonar, che è organizzata in singoli trasduttori o bande di trasduttori, e la misura dei tempi dalla emissione dell'impulso, forniscono i dati per l'assegnazione delle corrette coordinate spaziali ad area (prodotto dall'interazione del fascio trasmesso e ricevuto: footprint) del terreno illuminato (insonificato) dal fascio.

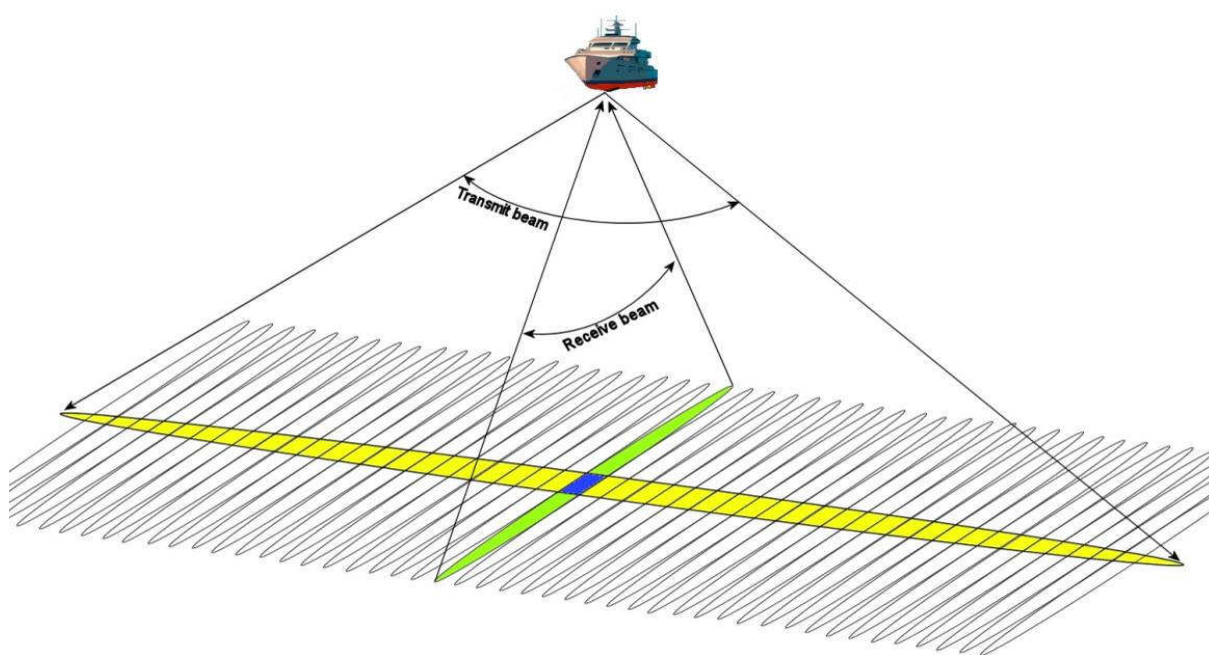


Fig. 2.7. Geometria di intersezione tra beam trasmessi e ricevuti, da un multibeam di tipo beamformer.

I tempi di percorrenza vengono convertiti in distanze conoscendo la velocità di propagazione del suono in acqua ($d=(v*t)/2$), i software di acquisizione di dati batimetrici tengono conto anche degli eventuali effetti di “ray tracing” dovuti al percorso del segnale in strati d’acqua a diversa velocità di propagazione, risultando quindi indispensabile ottenere una buona misura di tale parametro su tutta la colonna d’acqua.

In base all’angolazione del beam, al tipo di fondale ed alle caratteristiche del segnale, il metodo per la misura dei singoli punti di profondità (sounding) può essere basato sull’ampiezza (center of energy), sulla fase (zero crossing) o su un’opportuna combinazione dei due metodi precedenti (Fig. 2.8).

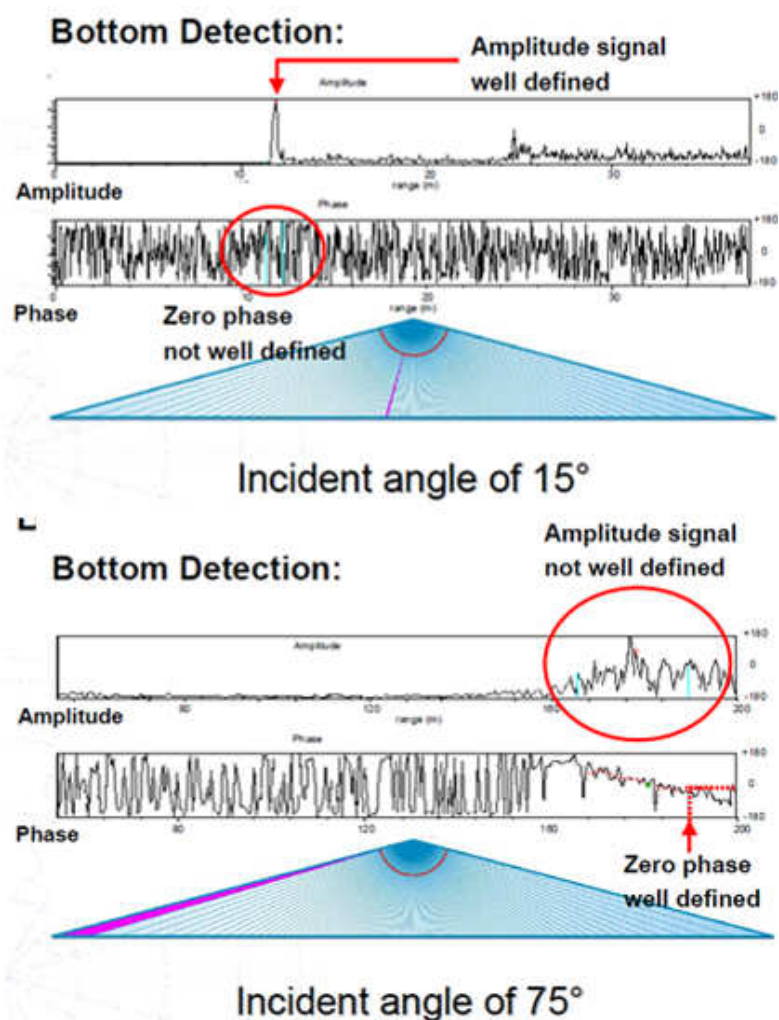


Fig. 2.8. Rilevamento del singolo sounding basato, in alto, sull’ampiezza (center of energy) e, sotto, sulla fase (zero crossing).

Il riconoscimento tramite l'ampiezza è generalmente valido per aree non troppo distanti lateralmente, dove gli angoli di ritorno sono contenuti, ed una buona parte del segnale emesso viene riflesso. Viceversa, nei settori più lontani della strisciata, i segnali ritornano ad angoli sempre più bassi verso l'imbarcazione sulla quale è montato il sistema di misura, e, quindi, con intensità decrescenti. L'analisi delle fasi si rivela in queste situazioni l'unico mezzo possibile per riconoscere gli angoli. Inoltre, l'utilizzo di tale tecnica permette una spaziatura molto più fitta dei punti campionati, grazie alle minori incertezze nella misura.

Una volta assegnati per ogni singolo fascio angolo e tempo di ritorno, un sistema di elaborazione in tempo reale, che riconosce la posizione del trasduttore ad ogni istante, è in grado di calcolare per ogni area sul terreno insonificata dal fascio le rispettive coordinate spaziali. La nave trattandosi di una piattaforma in movimento in acqua, e quindi soggetta a variazioni di posizione nel tempo, i sistemi sono accoppiati a unità di riferimento (Motion Reference Unit -MRU) in grado di fornire istante per istante le inclinazioni dalla propria verticale e le accelerazioni del mezzo. Una girobussola viene impiegata per misurare l'angolo azimutale rispetto al Nord. Tali dati sono registrati nel sistema di riferimento del trasduttore, e le posizioni dei segnali di ritorno sono assegnate convertendo in distanze i tempi, e correggendo gli angoli delle misure fornite dalla MRU. Questi dati (x,y,z), devono essere ulteriormente filtrati e corretti per eliminare dati spuri o inattendibili, per la marea, per errori di posizionamento e per errori nel calcolo della velocità del suono in acqua. Una volta corretti, essi sono utilizzati per la costruzione di Digital Terrain Models (DTM), tramite, ad esempio, la loro interpolazione su superfici a griglia regolare.

I sonar Multibeam si distinguono in due classi di strumenti, i beamforming e gli interferometri, misurano entrambi distanze ed angoli di una serie di punti del fondale. Un beamforming genera un set di beam e definisce la distanza dal fondo

per ogni trasduttore (l'angolo è noto e fisso per ognuno di essi). L'interferometro misura la fase di un unico fronte d'onda sonoro di ritorno con un campionamento temporale. Nei beamforming la ricezione e la trasmissione di energia acustica produce un fascio molto stretto in ricezione ed in trasmissione. Nei interferometri la direzione dei fasci è determinata misurando le differenze dei tempi di arrivo dei segnali su un array in ricezione e quindi, misurando le differenze di fase. La differenza di fase è poi convertita in un angolo e può essere corretta per determinare l'impronta sul fondo. Il metodo di misura della distanza tra il trasduttore ed il fondo si basa sull'analisi interferometrica che permette di calcolare la profondità in funzione sia dell'ampiezza che della fase dei segnali ricevuti.

Nella tabella sono sintetizzate, in funzione dei parametri, le differenze tra le due classi di multibeam: beamformer ed interferometro.

Parametro*	Interferometro	Beamformer	Note
Numero di misure di profondità per ciclo di misura	2000+	60-120	Dipende dalla distanza
Copertura profilo rispetto alla colonna d'acqua	15 volte	2-4 volte	Il footprint di ogni beam generato dal beamforming diventa molto ampio a grandi distanze
Amplificazione/ canali di processing	4-5	60+	In condizioni critiche la semplicità è importante
Elettronica del trasduttore fuoribordo	Passiva	Attiva	
Dimensioni e peso del trasduttore fuoribordo	35x16x6mm 5kg	45x19x12mm 16kg	Dimensioni SeaBat. Molti beamforming sono più grandi. Peso in aria.
Facilità di installazione	Eccellente	Variabile	Molti Beamformers devono esser montati sullo scafo e richiedono settaggi complessi
Risoluzione orizzontale	Buona	Scarsa	Il footprint di ogni beam generato dal beamforming diventa molto ampio a grandi distanze
Copertura angolare	300°	90°-180°	
Sidescan co-incidente	Vero	Parziale	Un interferometro acquisisce l'ampiezza nella stessa direzione della batimetria come serie temporale
Possibilità di risolvere targets alla stessa distanza	No	Si	
Copertura nei primi 1-2m di distanza orizzontale	Adeguate	Buona	Nei primi 5m di distanza orizzontale, un Beamformer acquisisce un po' più campioni. Oltre, l'interferometro ne acquisisce molti di più.
Riflessioni dalla superficie del mare	Potenziale problema	Non raggiunge la superficie	Il trasduttore utilizzato con l'interferometro punta verso il basso, in modo da ridurre le riflessioni superficiali a valori trascurabili
Prestazione richiesta dal misuratore di assetto.	Alti	Medi	Per ottenere misure accurate a grandi distanze, l'interferometro richiede un IMU con accuratezza angolare superiore a 0.1"
Requisiti per correzioni della velocità del suono rifratto	Alti	Medi	Numerosi pacchetti software di elaborazione, incluso il software SwathPlus, includono tali correzioni

Tali strumenti possono utilizzare diverse frequenze, scelte dagli operatori in funzione dei valori di profondità da sondare: all'aumentare della frequenza,

aumenta la risoluzione, ma diminuisce la profondità di indagine. Quindi un'onda con bassa frequenza raggiunge profondità maggiori, ma risolve morfologie evidenti ed estese; un'onda ad alta frequenza, basse profondità (veloce attenuazione) ma risolve discontinuità molto minori. A seconda del segnale emesso, dunque, la profondità raggiunta è inversamente proporzionale alla frequenza, mentre la risoluzione verticale è legata al tempo di impulso, lunghezza d'onda e agli algoritmi di beam focusing, invece la risoluzione orizzontale è determinata dall'ampiezza del fascio di onde emesse (angolo di apertura del beam) e dalla geometria dei trasduttori. Maggiore è l'angolo, maggiore è l'area del fondale che produce riflessioni (footprint); se il fondale non è omogeneo, il trasduttore riceve riflessioni da aree laterali alla verticale dell'imbarcazione.

Il principio su cui si basano le misure di batimetria (Fig. 2.9) è quello di stimare il tempo (t) di andata e di ritorno e la direzione (θ) di ogni singolo raggio acustico, quindi tramite semplici relazioni si risale alla profondità (z) e alla distanza across-track (y):

$$R = ct/2; \quad y = R \sin \theta = (ct \sin \theta)/2; \quad z = R \cos \theta = (ct \cos \theta)/2;$$

dove c = velocità del suono in acqua

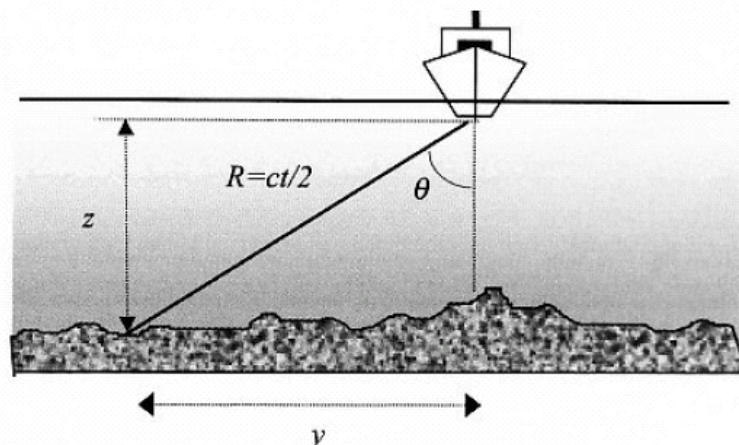


Figura 2.9. Misura del tempo ed del angolo per il calcolo della batimetria del MBES

Questi sistemi hanno strutture rigorose basate tipicamente su un'intersezione di geometrie a ventagli (di beam obliqui) generati da due trasduttori (un

proiettore ed un ricevitore entrambi realizzati a mezzo di array lineari o cilindrici) montati ad angoli differenti, corretti l'uno dall'altro con una configurazione a L oppure a T (Fig. 2.10) (de Moustier, 1988). Ogni array produce un fascio di beam che ha direttività lungo il suo asse più corto, quindi l'intersecazione dei due dà luogo ad un beam pattern che è delimitato dalle ampiezze più strette di questi raggi (Fig. 2.10).

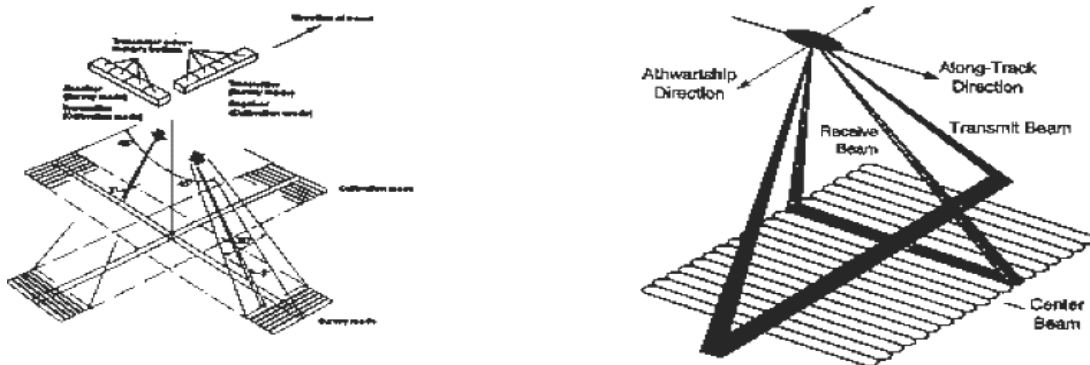


Fig. 2.10. geometrie di trasduttori: A destra) Orientamento ortogonale tra proiettore e ricevitore (Nishimura, 1997); a sinistra) Intersezione tra due array di trasduttori (Grant & Schreiber, 1990).

Per quanto riguarda la risoluzione across e along track (perpendicolarmente e parallelamente la direzione di movimento), questa è facilmente calcolabile a mezzo di semplici relazioni trigonometriche (Fig. 2.11).

- ✓ Beam Footprint Size Along Track = $2 * ((Z / \cos(\beta))(\tan(\phi/2)))$
- ✓ Beam Footprint Size Across Track = $((\tan(\beta + (\phi/2)) Z) - (\tan(\beta - (\phi/2)) Z))$

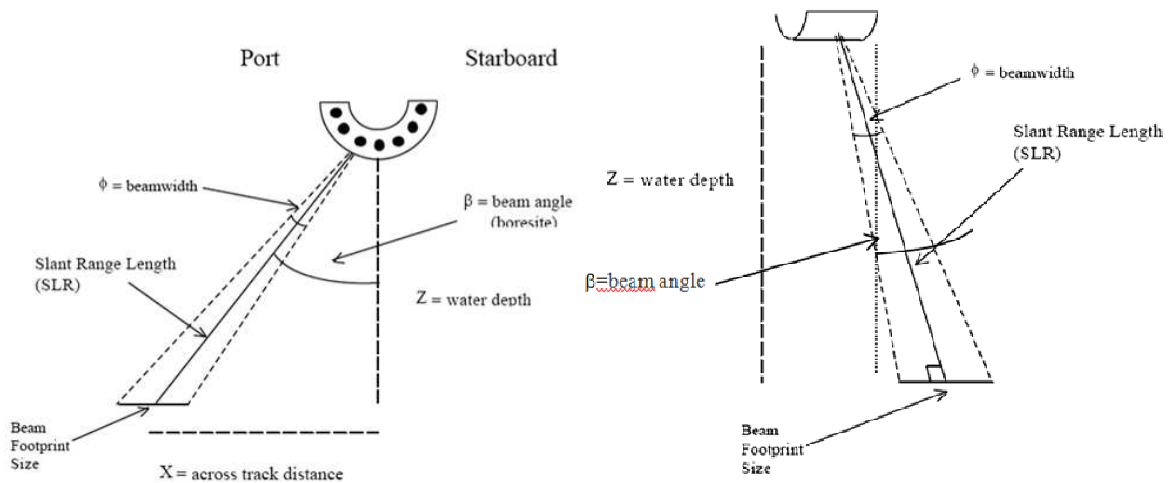


Figure 2.11. Schema del calcolo della dimensione del footprint in across (sinistra) e along-track (destra).

Durante la campagna, effettuata al fine di studiare l'area del margine Calabro ionico, è stato adoperato il sistema Multibeam Reson SeaBat 8160, che può essere impiegato per lo studio ottimale di morfobatimetrico tra 50 e 3000m (in funzione delle caratteristiche del fondale) permette di realizzare dei rilievi ad alta risoluzione secondo gli standard internazionali emessi dall'IHO (International Hydrographic Organization).

Si tratta di un normale multibeam beamformer con la testa sonar con forma a T, installata a chiglia (N/R Universitatis), esso è dotato sia di apparati per l'invio del segnale acustico, sia di idrofoni per la ricezione del segnale di ritorno, il quale viene elaborato dall'apposito software che lo trasforma in dato digitale, gestibile dal computer(Fig. 2.12).



Fig. 2.12: Testa sonar del SeaBat 8160 (proiettore e idrofono).

Il sistema impiega un tipo di trasduttore e di formazione dei fasci (beamformer) configurato in tipologia Mills Cross. La trasmissione viene effettuata mediante singolo impulso acustico, ed il rilevamento di ogni eco è affidato allo studio sia dell'ampiezza che della fase, che della loro combinazione.

Il multibeam utilizzato (SeaBat Reson 8160 con $f = 50\text{kHz}$) emette un fascio di onde sonore, che insonificano una porzione di fondale marino ampia 150° e larga minimo 1.5° , perpendicolarmente alla direzione di moto, e riceve 126 con un angolo di ricezioni di 1.5° lungo la direzione di moto (Fig. 2.13).

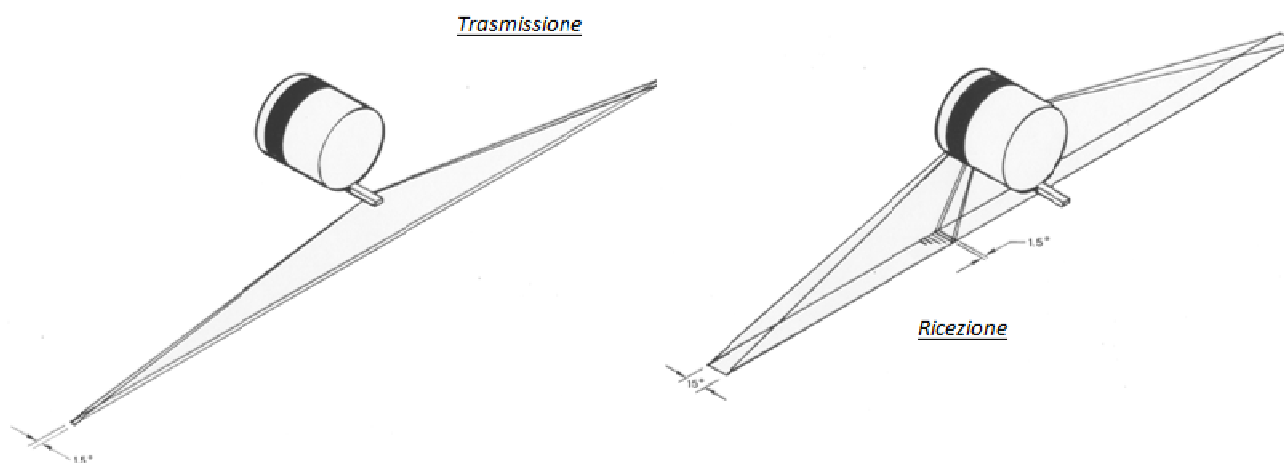


Figure 2.13. Geometria di acquisizione di trasmissione e ricezione con conseguente formazione del beam.

Particolare riguardo è stato dato all'importanza della risoluzione morfobatimetrica ed alla sua variazione in relazione alle profondità indagate.

Nella fase di programmazione della campagna oceanografica (vedi par. 2.4) è stato preso in considerazione il minimo ping rate ($=2H/(c \cos \theta_{\max})$) del sistema, che stabilisce la quantità di dati acustici acquisiti e la velocità massima ($V=(c/20L \cos \theta_{\max})$) di navigazione dell'imbarcazione, conoscere a priori questi parametri permette di calcolare il tempo e la risoluzione del rilievo. Inoltre è stata presa in considerazione anche la relazione tra la profondità di indagine e la larghezza dello swath. Per far ciò ci si è serviti del grafico, presente in figura 2.14, ricavato dati empirici nell'area del Mar Mediterraneo. Dal grafico si evince che dopo una certa soglia all'aumentare della profondità l'ampiezza del fascio decresce,

naturalmente questo è sempre collegato al massimo range raggiungibile. Tali valori rappresentano una finestra di dati del sistema che possono che dipende dal tipologia di fondale indagata, quindi dall'impedenza acustica, ad esempio la presenza di roccia e ghiaia migliorando il fattore di backscatter e quindi secondo l'equazione del sonar ne migliorano la capacità di "vedere" più lontano.

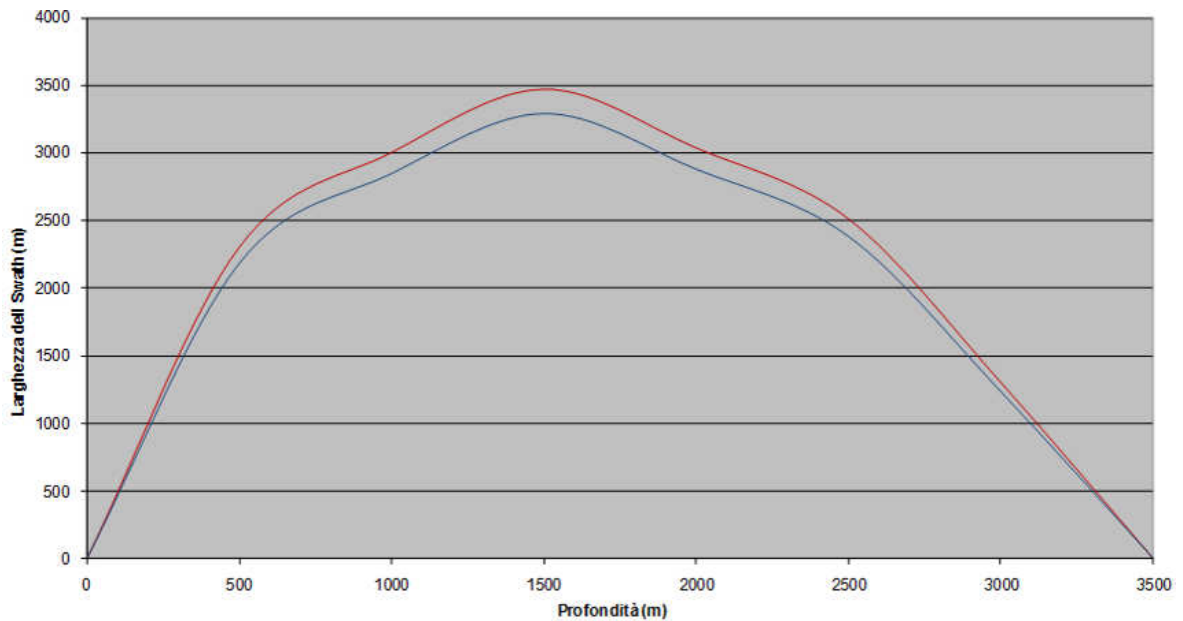


Fig. 2.14. Copertura del fondale marino del sistema 8160 nel Mar Mediterraneo. La linea rossa ghiaia e blu silt.

2.1.2 RILIEVO SISMO STRATIGRAFICO: SUB BOTTOM PROFILER (CHIRP)

Le prospezioni di sismica a riflessione in mare consistono nel generare onde acustiche in un determinato punto in prossimità della superficie marina e nel registrare i tempi di arrivo delle onde riflesse dalle discontinuità fisiche del sottofondo marino, così da ottenerne una stratigrafia (in tempi). Infatti, quando un'onda intercetta una superficie delimitante due materiali o mezzi a differente impedenza acustica (definita come il prodotto tra la densità del materiale per la velocità del suono in quel mezzo), viene generata un'onda riflessa secondo la legge di Snell, che viene registrata dai trasduttori presenti in superficie.

Un profilo sismico a riflessione si ottiene registrando il segnale in arrivo ad un idrofono tenendo conto del tempo impiegato dal segnale per attraversare l'acqua e i vari strati, in punti differenti lungo il percorso dell'imbarcazione. Dal tempo misurato per ciascuna riflessione può essere ricavata la profondità di ogni elemento del profilo se si è a conoscenza della velocità di propagazione dell'onda acustica nei vari mezzi.

La sorgente sismica utilizzata in questa tesi è il Sub-Bottom Profiler, SBP (Fig. 2.15).

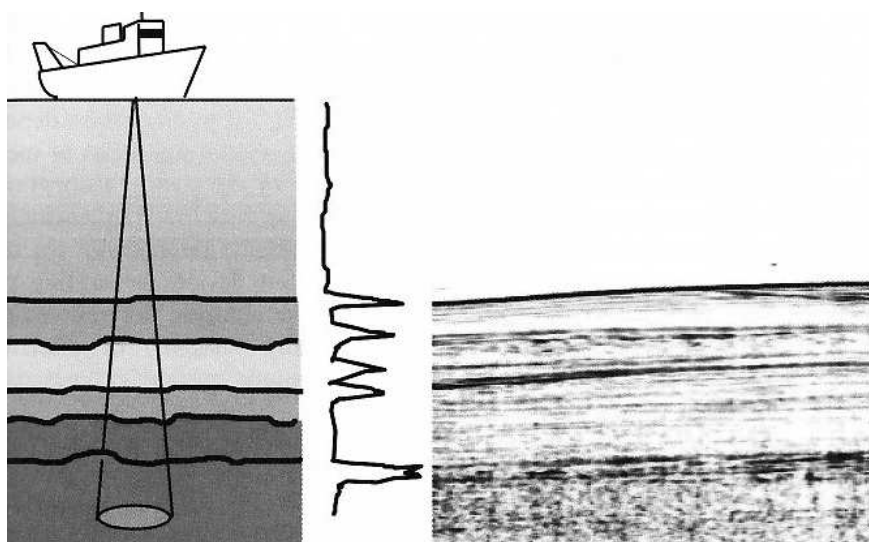


Fig. 2.15. Formazione di un profilo sismo stratigrafico dal ritorno gli echi di ritorno emessi da un Sub Bottom Profiler.

Il Sub Bottom Profiler (SBP), essendo di tipo risonante, sfrutta le proprietà dei cristalli piezoelettrici, questi quando sottoposti ad una differenza di potenziale modificano le proprie dimensioni solo in una determinata direzione.

L'impulso emesso da queste sorgenti è regolato in una stretta banda di alte frequenze compresa tra 2 e 24 kHz (generalmente 3.5 kHz), permettendo quindi di ottenere una elevata risoluzione del sottofondo marino, a scapito della penetrazione del segnale, soprattutto se il fondo è costituito da sedimenti grossolani o roccia.

Il sistema SBP utilizzato (Geo CHIRP II, 2-11-kHz, installato a chiglia della N/R Universitatis), si fonda nel registrare degli echi (backscatter) provenienti dalla propagazione di essi al di sotto del fondale, generati ad ogni variazione di impedenza acustica ($R = \rho \cdot c$) del mezzo in cui si propagano; descrivendo "qualitativamente" la geometria deposizionale ed indirettamente la natura dei sedimenti attraversati (Fig. 2.16).

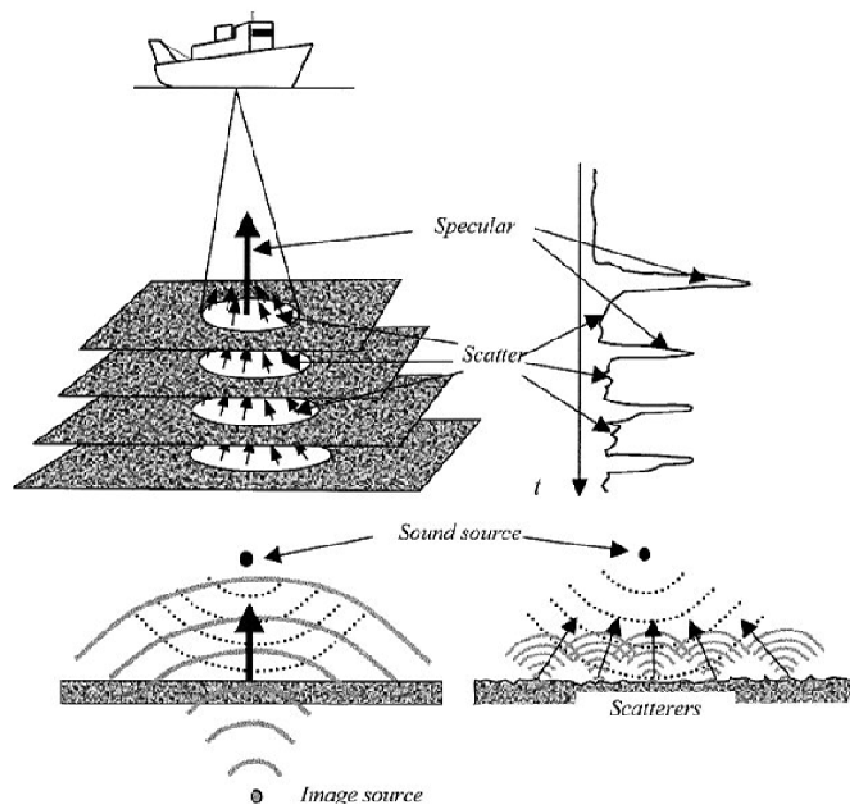


Fig. 2.16. Sismogramma tipo dovuto al contributo degli echi laterali generate da alternanza pacchi livelli ad impedenza acustica differente.

L'impedenza acustica è un parametro dato dal prodotto tra densità e velocità di propagazione dell'onda sismica nel mezzo in esame ed è una caratteristica peculiare di ogni mezzo. Analizzando il comportamento dell'onda acustica al passaggio tra due mezzi a diversa impedenza acustica si può osservare: un'onda incidente, una riflessa e una rifratta o trasmessa. La quantità relativa di energia riflessa e trasmessa dipende dall'angolo con il quale il raggio sismico incide la superficie di separazione, oltre che dalle impedenze dei due mezzi. Solitamente la sorgente e il ricevitore dell'onda acustica sono posizionati nello stesso punto (come nel caso dei Subbottom profiler utilizzati), quindi interessano solo le riflessioni prossime alle perpendicolari delle superfici di discontinuità.

La quantità di energia riflessa da una qualsiasi interfaccia tra due mezzi diversi, dipende dal "coefficiente di riflettività" R:

$$R = (Z_2 - Z_1) / (Z_2 + Z_1)$$

dove Z_1 e Z_2 sono le impedenze acustiche rispettivamente dello strato superiore e inferiore.

Il SBP utilizzato è di tipo CHIRP, la peculiarità di questo sistema è di utilizzare una segnale modulato in frequenza (FM), nel nostro caso da 2 a 11 kHz. Il sistema CHIRP è basato sulla sintesi digitale e successiva trasmissione di un impulso modulato linearmente in frequenza; dove la risoluzione verticale del sistema è direttamente proporzionale alla larghezza di banda del segnale trasmesso ($\delta z = c/2 B$; $B = 1/T$, dove B è banda del segnale e T il tempo di impulso).

Il cuore del sistema SBP è costituito da un processore che gestisce sia il sistema di alta potenza (segnale elettroacustico) sia la parte idrofonica (acquisizione) che riceve il segnale riflesso dal fondo mare e dai sedimenti sottostanti. Sia per l'energizzazione che per l'acquisizione i trasduttori sono di tipo piezoelettrico. La sorgente di energia così come i trasduttori di acquisizione sono alloggiati in un blister installato al di sotto della nave.

L'impulso CHIRP è un lungo segnale modulato in FM che in genere permette un guadagno variabile fra i 20 ed i 30 dB. Questo, combinato con un filtraggio ottimo correlativo permette un incremento significativo sia in risoluzione che in penetrazione.

L'elaborazione del segnale riduce sostanzialmente sia i lobi laterali che i battimenti del segnale la cui soppressione è fondamentale per le operazioni in basse profondità d'acqua. Grazie all'utilizzo del matched-filter (de-CHIRPaggio) del segnale di ritorno dell'idrofono SBP la forma d'onda del segnale trasmesso così come la sua ampiezza è ben nota e questo permette di effettuare misure quantitative che sono alla base della classificazione dei sedimenti. I segnali di ritorno può essere ulteriormente trattati usando filtri Time Varying Gain (TVG). Dall'intensità di retrodiffusione del segnale acustico si ricavano parametri che caratterizzano l'assetto stratigrafico del fondo e delle strutture poste al di sotto di esso.

Il fine della metodologia CHIRP è di coniugare in un segnale in FM una significativa penetrazione ad una elevata risoluzione. L'impiego di frequenze così elevate, permette di ricostruire sezioni sismostratigrafiche con grande dettaglio (risoluzione dell'ordine della decina di centimetri), con una profondità di indagine limitata ad alcune decine di metri.

Particolarmente significative, per una corretta interpretazione dei dati SBP ad alta risoluzione, risultano le specificità della propagazione delle onde acustiche ad alta frequenza, in particolare:

- ✓ Il segnale che perviene agli idrofoni da superfici riflettenti profonde è difficile da rilevare perché caratterizzato in generale da ampiezza molto piccola, che si distingue con difficoltà dal rumore di fondo;

- ✓ L' attraversamento del substrato introduce attenuazioni sul segnale, in misura maggiore per componenti a frequenza più elevata, il che è un limite per la risoluzione verticale all'aumentare della profondità;
- ✓ Il segnale può essere riflesso più volte da discontinuità ad impedenza acustica diversa, introducendo nella registrazione un rumore coerente conosciuto come "riflessione multipla" che nasconde i livelli più profondi. Questo effetto è maggiore al diminuire della profondità della colonna d'acqua.

2.1.3 SISTEMI ANCILLARI UTILIZZATI DURANTE I RILIEVI

In questa sezione verrà fatta una breve panoramica sull'importanza dei sistemi adoperati durante la campagna di rilievi. Nel nostro caso il sistema MBES è installato a chiglia dell'imbarcazione ed interfacciato al software di navigazione (PDS 2000: per la visualizzazione e la georeferenziazione in tempo reale dei dati acquisiti), al GPS, al sensore di moto (per la correzione dei movimenti di rollio, beccheggio e deriva) ed alla girobussola (per l'orientamento).

Per la georeferenziazione del dato è stato impiegato il sistema DGPS Landstar (il GPS misura la distanza tra i satelliti utilizzando il segnale emesso che viaggia alla velocità della luce) che permette di ricevere dalla costellazione dei satelliti il Global Positioning System (GPS), quindi informazioni in tempo reale sulla: posizione, velocità e tempo. Questo tipo di sistema tramite 12 canali paralleli permette la misura di Coarse/Acquisition (C/A), code/phase (pseudo-range) e la portante di fase nella banda L1 (1575.42 MHz). Il sistema DGPS Landstar è stato appositamente creato per funzionare sia da stand-alone che da GPS differenziale (DGPS). Nel caso in esame è stato utilizzato da differenziale. La correzione differenziale, utilizzando un punto con coordinate conosciute, permette di eliminare gli errori che influenzano due misure fatte nello stesso periodo di tempo. Il calcolo differenziale può essere effettuato sia a posteriori in post-processing che immediatamente nella fase di misura in "real-time".

Per l'orientamento e la correzione dei movimenti della piattaforma in fase d'acquisizione è stato impiegato un sistema che si compone di una piccola piattaforma IMU (Inertial Measurement Unit) la quale all'interno contiene tre accelerometri, tre giroscopi a fibre ottiche e un computer che registra dati in real-time.

I sistemi inerziali e le girobussole sono utilizzate per applicazioni dinamiche come quelle marine fornendo informazioni sul vero heading (direzione), roll (rollio), pitch (beccheggio), yaw (deriva), heave (innalzamento), surge (transitorio), sway (oscillazione) e velocità e accelerazione di ritorno. L'IMU è stata fissata sull'imbarcazione più vicino possibile al baricentro della nave ed interfacciata con il sistema MBES e il sistema SBP in maniera tale da poter effettuare le correzioni direttamente su di essi (Fig. 2.17).

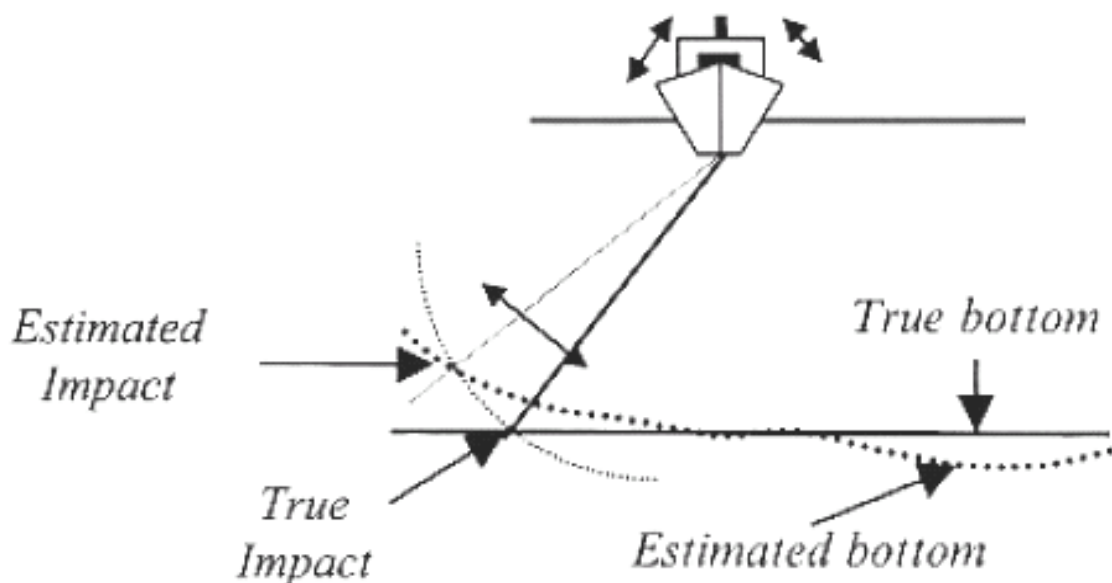


Fig. 2.17: Errori di misura associati ai movimenti della piattaforma.

Un'ulteriore calibrazione di tipo strumentale per la misura della velocità del suono in acqua è stata eseguita mediante sonda di velocità del suono. Questo tipo di sonda è stata progettata per la misura del profilo di velocità del suono lungo la colonna d'acqua. Tali informazioni sul profilo consentono di ricostruire il percorso delle onde acustiche e, quindi, di ottenere un'altissima precisione sulla misurazione dei dati batimetrici cercando di annullare le distorsioni lineari che si possono verificare durante l'uso di sistemi che sfruttano il ray tracing per il calcolo della batimetria.

Tutti i raggi acustici vengono rifratti, secondo la legge di Snell, ogni qualvolta questi passino da un mezzo con impedenza acustica diversa dall'altro. Da questo ogni qual volta il profilo di velocità non è corretto si viene a formare un fondale con geometria a concavità positiva (\cup) o negativa (\cap), rispettivamente con un profilo di velocità del suono reale più o meno veloce di quello stimato (Fig. 2.18).

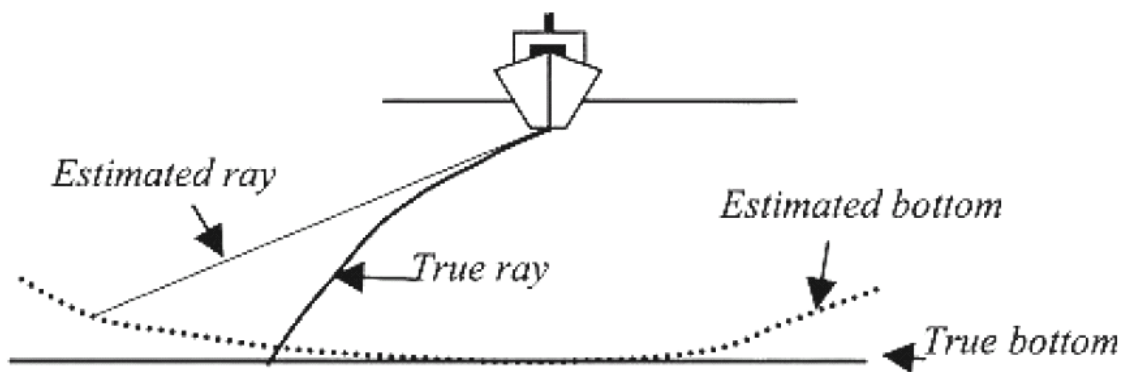


Fig. 2.18: Errori di misura associati al profilo di velocità del suono in acqua.

2.2 CAMPAGNA OCEANOGRAFICA: DATI UTILIZZATI

Lo scopo del dottorato di ricerca è stato quello di indagare e di capire il ruolo della morfologia e geologia del margine ionico calabrese rispetto alla evoluzione della linea costiera, in particolare considerando il ruolo di cinque fiumi (Allaro, Amusa, Precariti, Torbido e Novito), che corrono dalla parte interna della regione Calabria per il mare aperto, nel erosione della piattaforma continentale e nella creazione di un ampio sistema di canyon sottomarini: canyon Roccella e Gioiosa (Fig. 2.19).

Per far questo si è considerato di eseguire una campagna oceanografica, tale da permettere uno studio dettagliato dell'area, al fine di acquisire:

- dati batimetrici di dettaglio, attraverso l'utilizzo di sonar multifascio (Multibeam), i quali permettono di avere accuratissime metriche;
- dati sismostratigrafici, ad altissima risoluzione e penetrazione, attraverso un SubBottom Profiler (CHIRP).

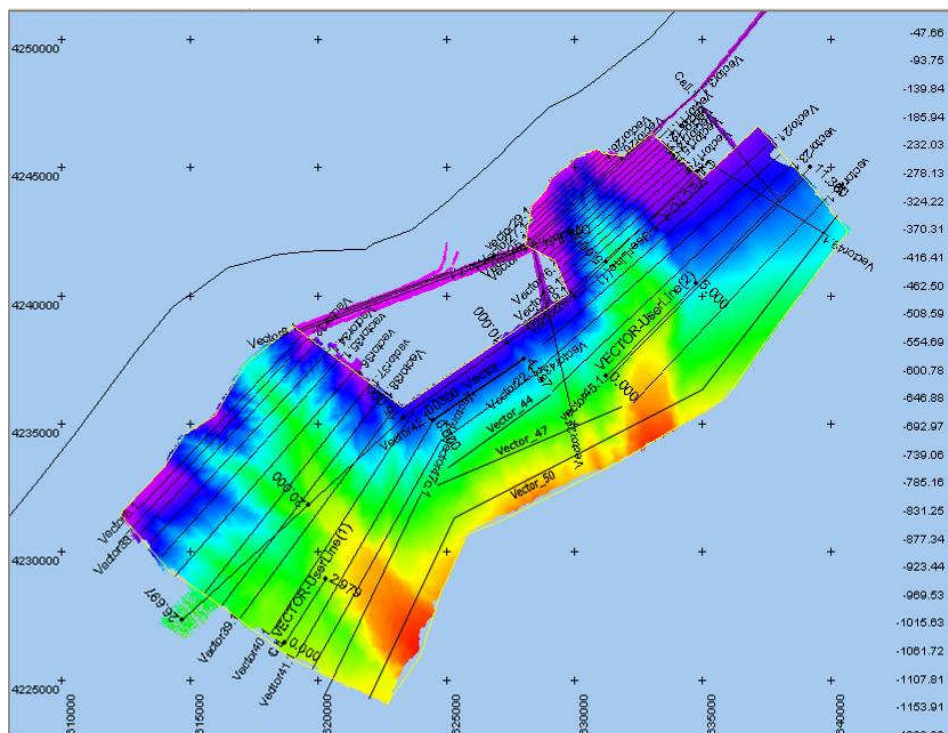


Fig. 2.19. Copertura del margine ionico indagato dal rilievo MBES-SBP.

Al fine di raggiungere l'obiettivo del progetto di dottorato di ricerca sono stati raccolti dei dati nell'offshore della Calabria ionica mediante rilievi sismoacustici condotti, e alla cui acquisizione lo scrivente ha personalmente contribuito, a bordo della N/O *Universitatis* del Co.N.I.S.Ma (Fig. 2.20). In particolare è stato effettuato un rilievo morfobatimetrico e sismostratigrafico mediante MultiBeam EchoSounder (freq. 50 kHz) e sistema SubBottom Profiler ad altissima risoluzione (CHIRP, freq. 2-9 kHz).

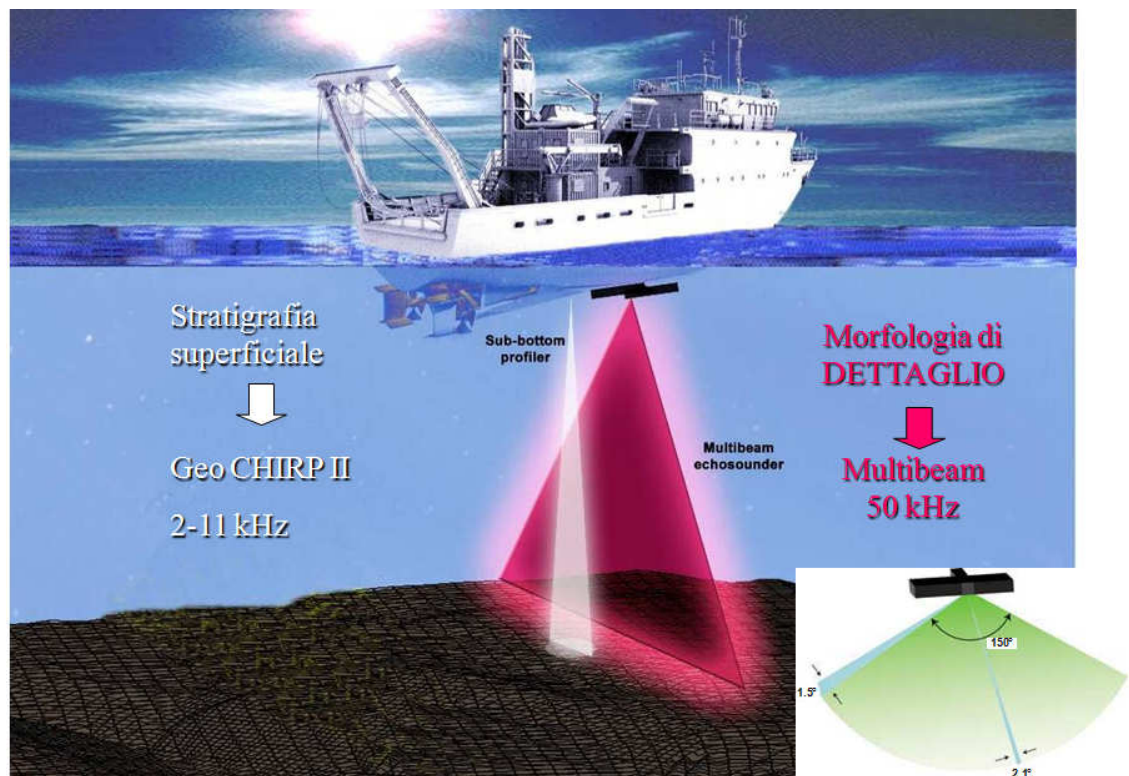


Fig. 2.20. *N/O Universitatis* e le metodologie utilizzate (MBES-SBP) durante la campagna oceanografica.

Il sistema MBES ha permesso di rilevare un'area di circa 350 km² a profondità comprese tra 20 m e 1150 m, sempre nella stessa area sono stati effettuati 50 profili SBP per lo più orientati parallelamente al margine (Fig. 2.19). I profili sismostratigrafici sono stati sottoposti ad una accurata fase di elaborazione al fine di migliorare il rapporto segnale/rumore e correggere eventuali errori di misura e/o di posizionamento. Per quanto riguarda i dati di MBES la prima fase di

editing, realizzata con lo stesso software utilizzato per l'acquisizione e la calibrazione del dato, è stata finalizzata alla eliminazione di errori legati a disturbi nell'acquisizione del segnale (deviazione del segnale per corpi nella colonna d'acqua, accrescimento della distorsione laterale del segnale per la sovrapposizione dei fenomeni di divergenza sferica, ray tracing ect.). Nella seconda fase i singoli sounds (che rappresentano il footprint; Lurton, 2002) sono stati interpolati in grid (che rappresenta una griglia a maglie quadrate) con dimensione di "cella" scelta in funzione delle profondità indagate, e successivamente mediati-rinterpolati tramite l'algoritmo di calcolo Modified Shepard's Method (Fig. 2.21).

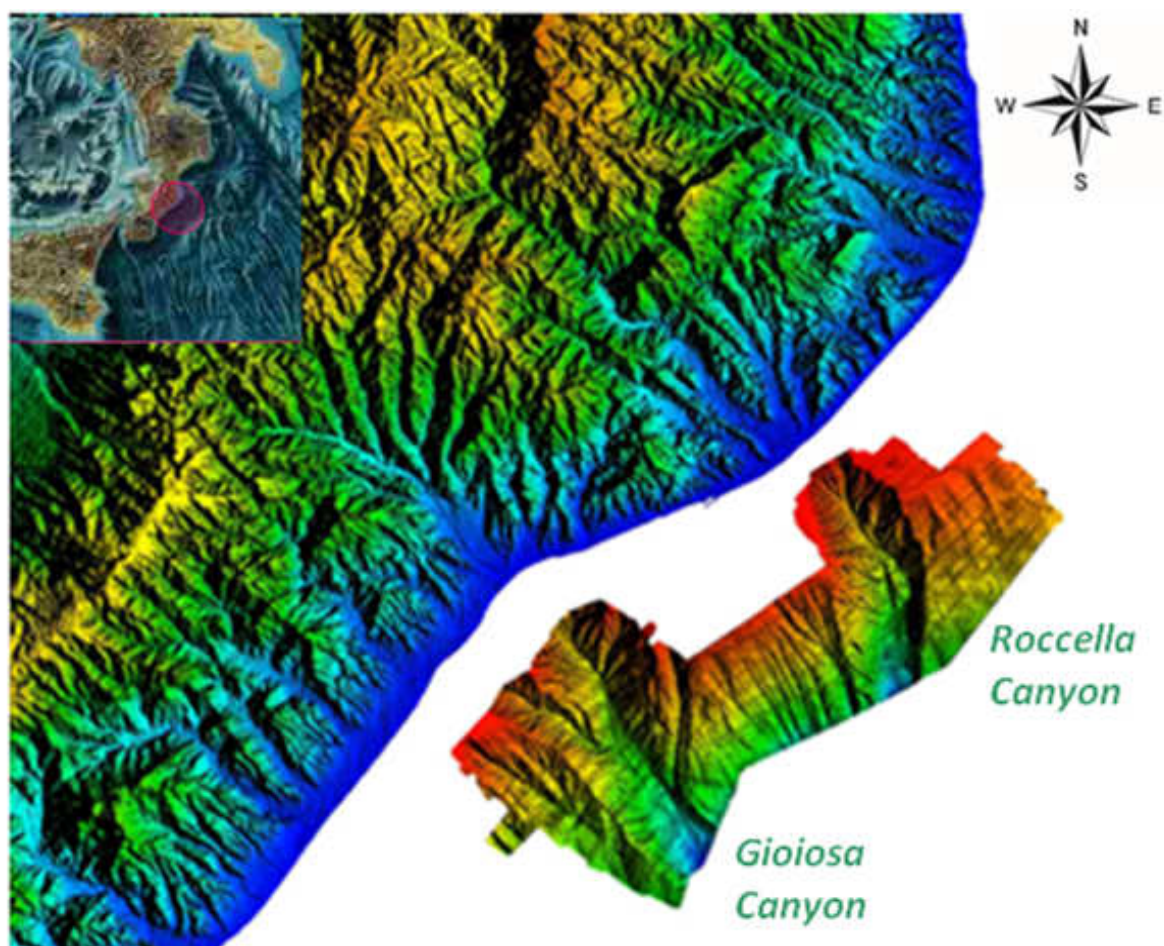


Fig. 2.21. Modello digitale del terreno costruito tramite l'interpolazione dei dati multibeam e dati ascii (sito Regione Calabria. Settore emerso risoluzione di cella 40m settore sommerso risoluzione di cella 10m).

L'elaborazione dei dati morfologici è stata sintetizzata in carte batimetriche, con equidistanza variabile, e in rappresentazioni grafiche, le quali facilitano lo studio interpretativo del dettaglio della morfologia, in due diverse modalità sia in "rilievo ombreggiato" (Shaded relief) che in modalità "tridimensionale" (DTM) con "celle" di dimensioni variabili in relazione alle varie profondità fino alla costruzione di una griglia di 10 m per lato.

2.3 TECNICHE DI ELABORAZIONE DEL SEGNALE MORFOBATIMETRICO

Per l'acquisizione, l'elaborazione e la restituzione dei dati batimetrici e batistratigrafici acquisiti durante il survey sono stati adoperati i seguenti software:

- PDS 2000, Reson ;
- Kingdom suite;
- Surfer, Golden Software;
- AutoCAD, Autodesk.

I dati ecometrici sono stati processati secondo due fasi distinte, prima sottoposti ad editing e processing e poi interpolati.

1. La prima fase è finalizzata all'eliminazione di errori legati a disturbi la fase d'acquisizione del segnale (deviazione del segnale per particelle in sospensione nella colonna d'acqua, accrescimento della distorsione laterale del segnale, divergenza sferica, assorbimento frequenziale ray tracing, ect). Per far ciò ci si è avvalsi del PDS2000 Reson.
2. Nella seconda fase i singoli sound (punti mediati dall'intero footprint, processati nella prima fase, sono stati estrapolati in una griglia a maglie quadrate con dimensioni di "cella" scelta in funzione delle profondità indagate (vedi foglio di calcolo sotto), e successivamente mediati e interpolati tramite algoritmi statistici di calcolo (Fig.2.22). Per far ciò ci si è avvalsi di Surfer, Golden Software.

Questa fase è molto importante per poter stabilire cosa possiamo discriminare, dal punto di vista dimensionale, a seconda delle profondità di indagine e soprattutto sapere che forme morfologiche anche se non presenti nel modello DTM potrebbero essere assenti a causa della risoluzione del dato e non della loro assenza sul fondale marino. Quindi ciò che interpretiamo in DTM generato da dati multibeam è conditio sine qua non del footprint e non della risoluzione alla quale rappresentiamo il dato (Fig. 2.22). Infatti un sovra-

campionamento del dato potrebbe far apparire morfologie del tutto inesistenti,
 di contro un sotto-campionamento del dato potrebbe obliterare morfologie.

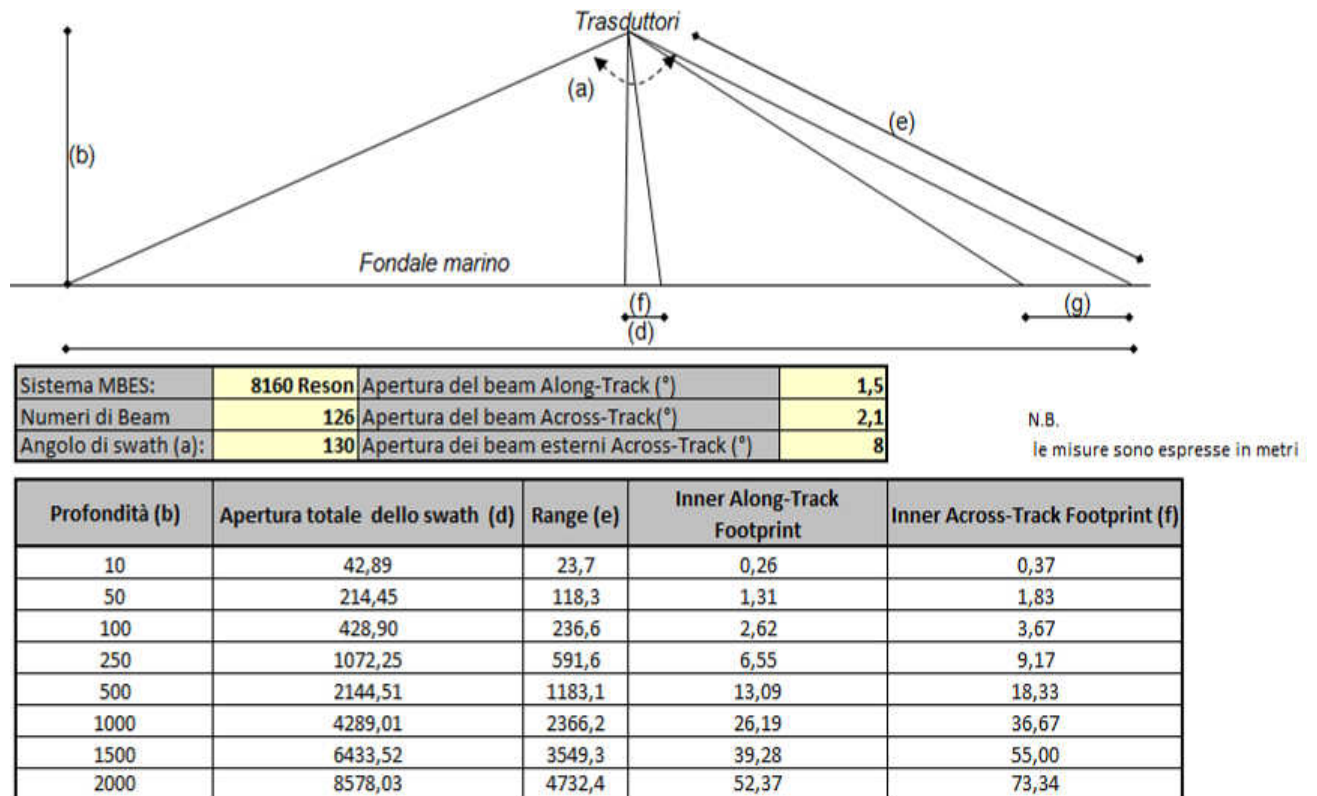


Figure 2.22. Foglio di calcolo utilizzato per il calcolo del footprint alle varie profondità.

Questa parte di elaborazione è stata svolta ricorrendo ad un foglio di calcolo (Fig.2.22) appositamente predisposto. Ad esempio, ad una profondità di 100m si ha uno swath di 428,9m, un footprint lungo la traccia di 2,62m ed un footprint ortogonale alla traccia di 3,67m. Quindi se alla profondità di 100 fosse presente ad esempio un pockmarks caratterizzato da una depressione centrale al suo interno, di diametro di dimensione inferiore a 2,62m, questo non sarebbe visibile nel nostro modello digitale del fondale (Fig.2.23).

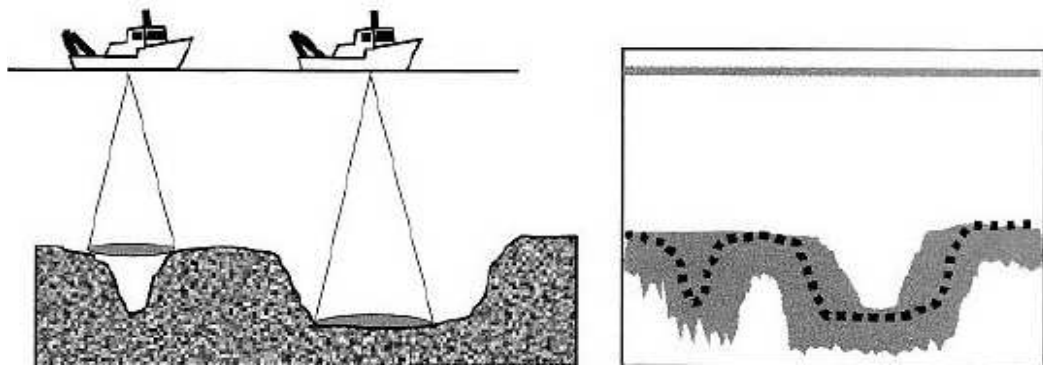


Figure 2.23. Formazione del footprint/dato in relazione alla morfologia del fondale, del beam e alla profondità.

I dati grezzi di MBES sono stati editati ed elaborati tramite i seguenti moduli:

- Controllo dei valori di calibrazione e dei valori di velocità del suono;
- Controllo dei filtri applicati ed eventuale applicazione di altri;
- Correzione di tutti i dati batimetrici per l'escursione di marea, Apply tide;
- Editing delle linee di navigazione per eventuali problemi connessi a salti di posizione o errori del MBES, Position Editor;
- Editing dei profili, Editor Singlebeam;
- Tracciamento delle isobate, ad intervalli regolari di profondità, Plotting;
- Creazione del DTM (Digital Model Terrain), modello digitale del terreno, Editor del Grid Model;
- Creazione di modelli tridimensionali del fondale in 3D, Viewer.

La fase di filtraggio offre la scelta d'impostazione dei filtri multibeam (Fig. 2.23) solo quando la sorgente dei dati è il "profilo corretto" (con svp) dal momento che i filtri possono essere applicati ai calcoli e non ai dati grezzi.

Gli effetti dei filtri possono essere monitorati e controllati da ognuna delle finestre di controllo di qualità del multibeam (Fig.2.24).

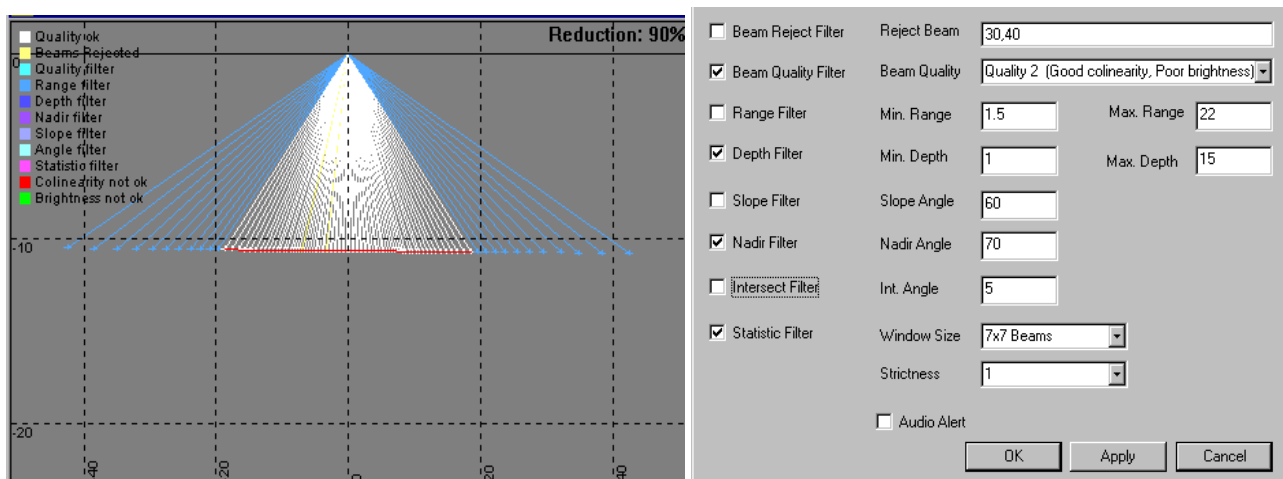
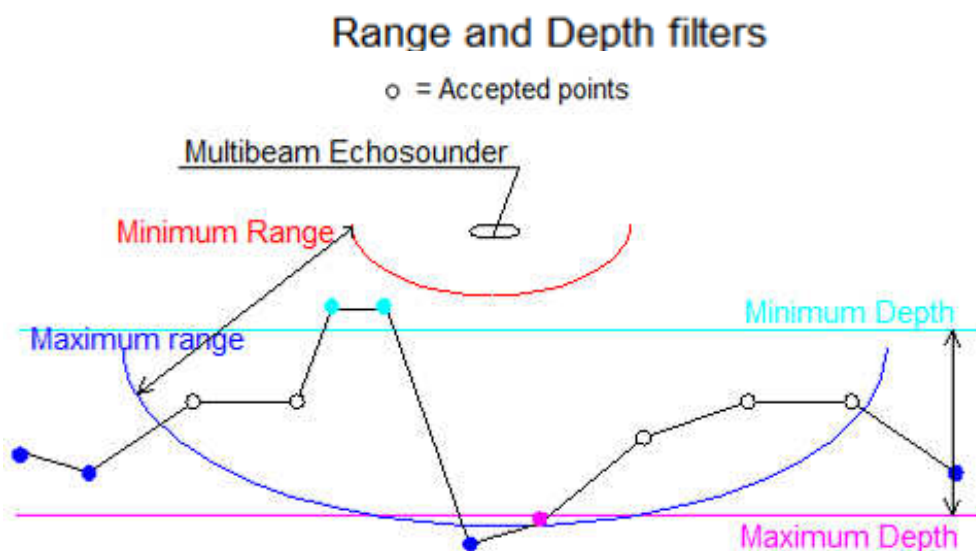


Fig. 2.24: Esempio di schermata del profilo raw swath e della finestra delle impostazioni dei filtri.

Di seguito sono elencati i filtri, utilizzati:

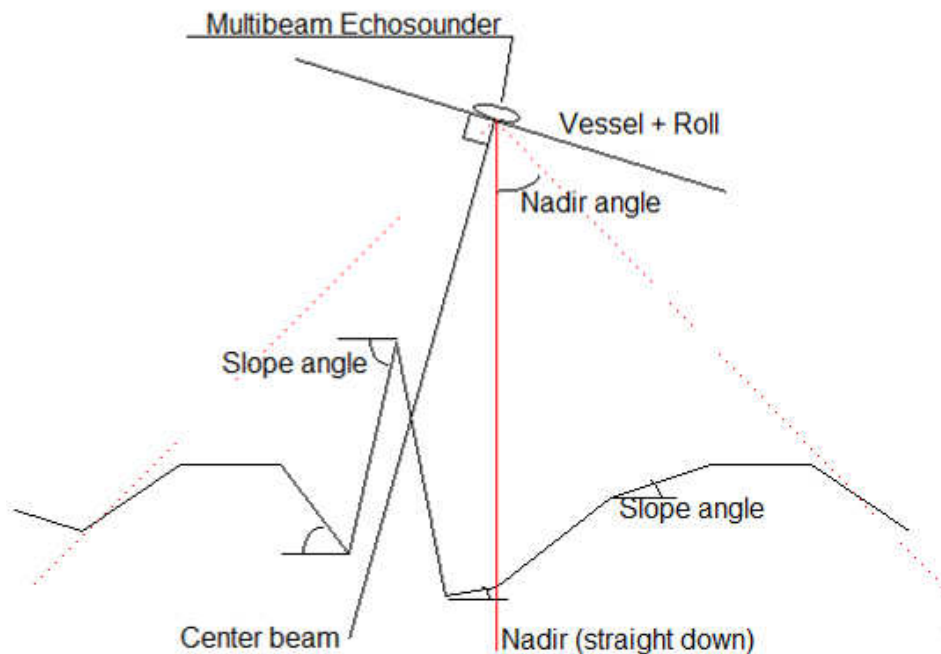
- ❖ Beam Reject Filter, permette di selezionare i beam.
- ❖ Beam Quality Filter, si basa sulla qualità di ricezione dei dati di MBES.
- ❖ Range Filter, è un filtro radiale che a partire dal trasduttore filtra il range minimo e massimo.
- ❖ Depth Filter, filtra profondità minima e massima dal trasduttore.



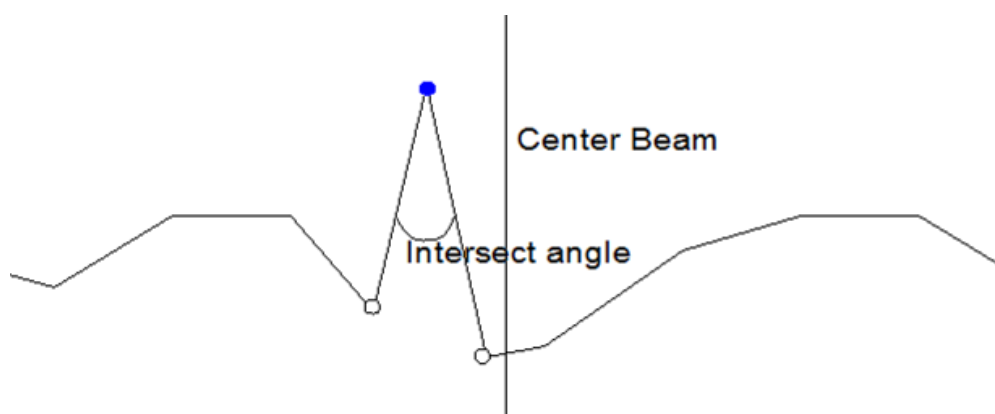
- ❖ Scope Filter si applica dal beam centrale, verso sinistra e verso destra, e rigetta i punti quando l'angolo di scarpata dal punto in questione al punto successivo è più alto dell'angolo impostato per il filtro di scarpata.

- ❖ Nadir Filter si proietta diritto in basso dal trasduttore e filtra tutti i punti che cadono al di fuori dei limiti angolari di entrambe le parti del nadir.

Slope and Nadir angle filters



- ❖ Intersect Filter controlla l'angolo sotteso da tre punti. Partendo dal punto del beam centrale e spaziando a destra e a sinistra. I punti che sottendono con un angolo minore di quello impostato per il filtro vengono rigettati.



- ❖ Statistic Filter il punto in considerazione è posto in una finestra di 3x3, 5x5 o 7x7 circondata dai punti di precedenti e successive passate. Da questo risultano 9, 25 o 49 profondità che sono quindi ordinate, dal valore

più basso al più alto. Da queste profondità ordinate, viene considerato il valore mediano e usato come una stima attendibile per il punto in considerazione. Così che quando il punto cade all'interno del valore mediano più o meno il valore di rigidezza, è accettato. Con questo filtro, è disponibile un sistema di filtraggio statistico che si regola automaticamente a seconda del tipo di fondale incontrato.

Dopo la fase di filtraggio si è passati alla fase di editing finalizzata all'eliminazione di errori legati a disturbi nell'acquisizione del segnale, quindi i sounds selezionati vengono plottati in un GRID, griglia a maglie quadrate con dimensione scelta in funzione delle profondità indagate, e vengono mediati-interpolati tramite parametri statistici per far ciò è stato utilizzato il modulo di Editor DTM un che ha consentito di esportare i dati in formato ascii. L'area di interesse viene quindi delimitata ed esportata come dato .ASC, file che verrà utilizzato nelle fasi successive di elaborazione con software appropriati per la creazione delle carte batimetriche e del DTM, modello digitale del terreno che rappresenta in modo tridimensionale le caratteristiche dell'area indagata.

Per la seconda fase di elaborazione e restituzione cartografica è stato utilizzata una piattaforma statistica di elaborazione di dati ASCII: Surfer, Golden Software. Surfer è un software comunemente utilizzati per l'elaborazione dei dati rilevati con Ecoscandagli Multifascio, con il quale è possibile crea carte di batimetria e modelli tridimensionali del terreno partendo da un file in formato GRID, che realizza interpolando e plottando in una griglia a maglie quadrate il dato ASC di partenza.

Metodologia di interpolazione e dimensione della cella sono i parametri che possono essere impostati dall'operatore, e sono dunque i valori che verranno variati ai fini del confronto oggetto di discussione.

In particolare, il paragone verrà effettuato sulle differenze di realizzazione di una carta batimetrica e di un modello Digitale del Terreno partendo dal dato

Multibeam acquisito durante la campagna oceanografica nell'oggetto dello studio, imponendo tre diversi metodi di interpolazione scelti tra quelli proposti dal software Surfer, e cinque dimensioni diverse di cella in cui verrà plottato il dato selezionato, al fine di valutarne l'accuratezza e variabilità a livello di dettaglio, ma anche la capacità di mediazione dell'errore.

Il dato acquisito sulla costa ionica della Calabria, si presta perfettamente poiché molto vario a livello di morfologia e di profondità indagate che variano da variano da -30 a -1180m

Il software Surfer consente di utilizzare diverse metodologie di interpolazione del dato d'origine, che possono essere suddivise secondo due famiglie:

- ❖ gli interpolatori di precisione;
- ❖ gli interpolatori di smussamento.

I primi attribuiscono un peso di 1.0 a quei valori che cadono esattamente sui nodi della griglia realizzata, mentre a tutti gli altri viene assegnato un peso essenzialmente uguale a 0. Quindi per aumentare la possibilità che tali punti ricadano in corrispondenza dei nodi, è possibile aumentare il numero di linee lungo X e Y, in modo che tutti i data file possano essere applicati direttamente alla griglia.

A tale scopo, il dato di partenza verrà analizzato imponendo un GRID con celle di dimensioni di 5, 10, 20, 30 e 40 unità (1 unità=1 metro), dal momento che minore è il lato della cella, maggiore è il numero di linee con direzione X e Y che vengono a determinarsi.

I seguenti metodi sono definiti "exact interpolators":

- Inverse Distance to a Power (quando non viene specificato un fattore di smussamento);
- Kriging (se non si specifica un effetto nugget, che è espressione delle variazioni casuali, della variabilità su piccola scala e dell'errore di campionamento e/o posizionamento delle celle);
- Nearest Neighbor (in ogni circostanza);

- Radial Basis Function (se non si specifica un valore radiale R^2);
- Modified Shepard's Method (quando non viene specificato un fattore di smussamento);
- Triangulation with Linear Interpolation;
- Natural Neighbor.

Gli interpolatori di smussamento o fattori di smussamento invece possono essere utilizzati se non si conosce con precisione la reperibilità dei dati acquisiti, in quanto tale tipo di interpolazione riduce gli effetti di variabilità a piccola scala tra punti vicini.

A tale categoria appartengono i seguenti metodi:

- Inverse Distance to a Power (quando viene specificato un fattore di smussamento);
- Kriging (se si specifica un effetto nugget);
- Polynomial Regression;
- Radial Basis Function (se non si specifica un valore radiale R^2);
- Modified Shepard's Method (quando viene specificato un fattore di smussamento);
- Local Polynomial;
- Moving Average.

Nella scelta delle metodologie da applicare al dato selezionato, sono stati effettuate inizialmente alcune misurazioni di prova:

- ✓ il metodo Kriging è stato scartato in quanto, già nell'interpolazione con maglia a dimensioni maggiori tra quelle scelte, i tempi risultavano estremamente dilatati, e quindi non è apparsa una metodologia soddisfacente in termini di time-consuming;
- ✓ il Moving Average, che rientra senza eccezioni nella categoria degli "Smoothing Interpolator", oltre a richiedere un certo tempo per

l'elaborazione è risultato essere poco risolutivo alla fine della visualizzazione del dato, applicando in modo troppo eccessivo l'effetto di smoothing (dato appiattito).

Sulla base di questa seconda elaborazione, sono stati dunque esclusi anche la Local Polynomial e la Polynomial Regression, che appartengono alla medesima categoria.

Le metodologie di elaborazione selezionate sono state dunque le seguenti (Fig. 2.25):

❖ **Triangulation with linear Interpolation:** tale metodo utilizza la Triangolazione di Delaunay, algoritmo che crea triangoli tracciando linee congiungenti i punti originali, che risultano dunque connessi ma nel rispetto del principio di non intersezione degli spigoli. Ciò che ne risulta è una maglia di facce triangolari che si estendono sul grid, dove ogni triangolo definisce un piano in cui ricade uno dei nodi del grid stesso. Il valore di quota e di inclinazione del triangolo è direttamente legato al dato di definizione originale, mantenendo una stretta correlazione tra elaborazione e dato di partenza. Tale metodo lavora bene con dati distribuiti in modo omogeneo nell'area, mentre dati anomali determinano la visualizzazione di singole facce triangolari sopra la mappa. Il "Triangulation with Linear interpolation" non consente di esportare il valore di Z dal data range originario.

❖ **Modified Shepard's Method:** tale metodo interpola allargandosi in modo circolare attorno ai punti dato, descrivendo una superficie a maglia quadrata (metodo quadrato), metodologia simile all' "Inverse Distance to a Power", dalla quale viene però eliminato l'effetto "bull's eyes" correlato alla creazione di una superficie circolare. Un'importante considerazione è che tale metodo consente di estrapolare i valori di Z dal data range originario.

❖ Nearest Neighbor: tale metodo è molto utile per convertire dati XYZ per lo più regolari in una griglia. Consente di riempire eventuali buchi nel segnale di origine, o di assegnargli un valore neutro. Tale metodo non consente di esportare il dato di Z dal data range originario.

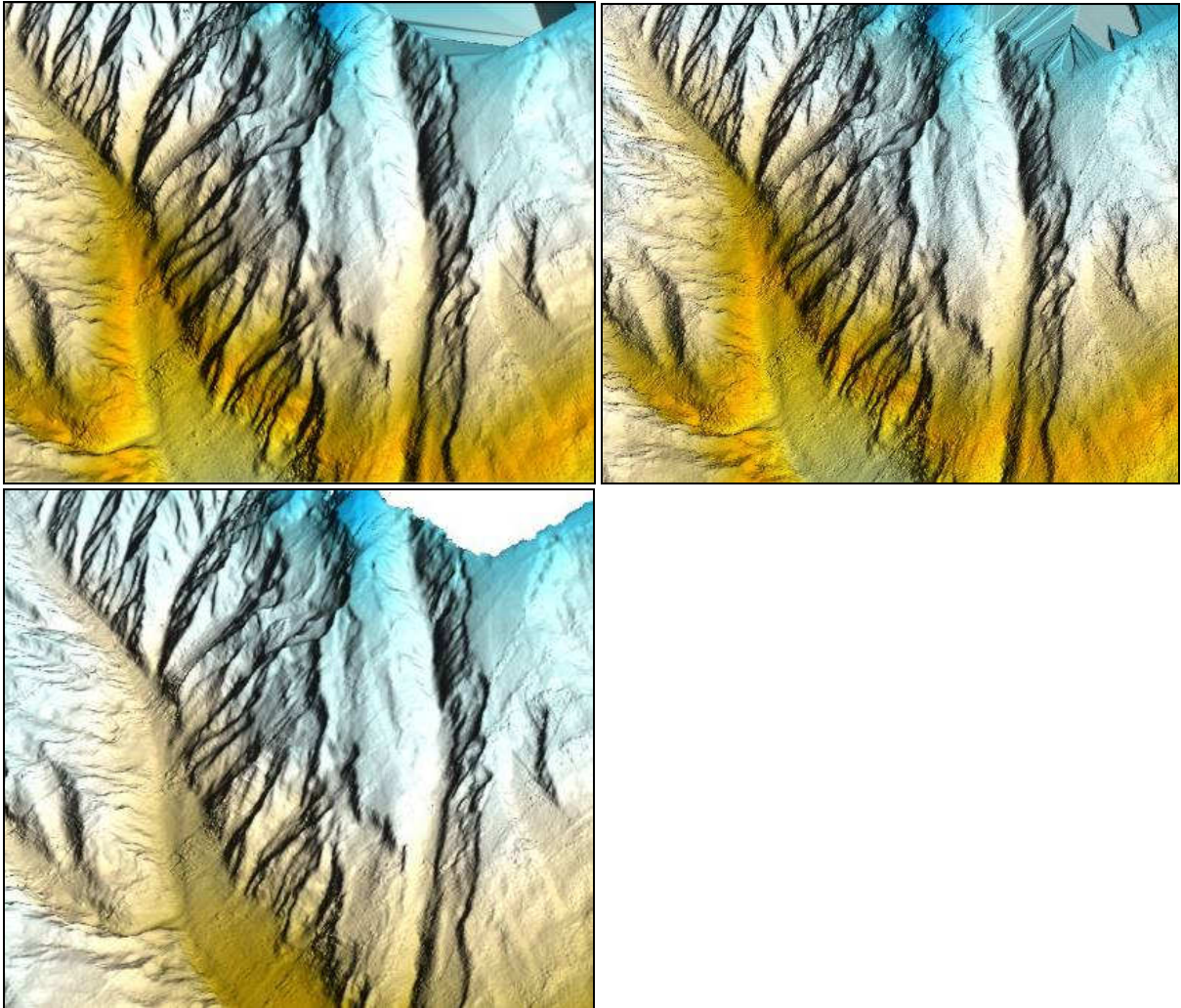


Fig. 2.25. Particolare della carta tridimensionale del fondale investigato realizzata con cella 10 unità secondo i tre metodi di interpolazione. Da destra a sinistra Triangulation with linear Interpolation, Nearest Neighbor, Modified Shepard's Method.

Le elaborazioni proposte in tale lavoro voglio rappresentare una valutazione pratica delle possibilità di elaborazione e restituzione di un dato di tipo batimetrico.

Partendo dall'utilizzo di un software comunemente utilizzato a tale scopo (anche se si potrebbe eventualmente approfondire tale valutazione confrontando le possibilità elaborative di diversi software), si è voluto quindi cercare di individuare una metodologia-dimensione di interpolazione ideale in termini di risoluzione del dato, ottimizzazione-attenuazione dell'errore, velocità di esecuzione ed, eventualmente, possibilità di esportazione ed integrazione con altri software per elaborazioni-correzioni successive.

A livello di elaborazione del dato batimetrico è stato osservato come, per tutte le metodologie di interpolazione selezionate, l'aumento delle dimensioni di cella del GRID determini una migliore mediazione del dato errore: i profili delle isobate risultano smussati, e vengono eliminati automaticamente quei segnali di disturbo che comunemente vengono cancellati con l'utilizzo di altri software (ad es. esempio effetto occhi di toro), operazione che richiede necessaria l'esportazione (DXF, SHP) del dato batimetrico creato.

Alla luce di ciò, è possibile affermare che nell'elaborazione del dato di batimetria, l'imposizione di una cella maggiore (in questo caso 30, ma eventualmente anche 40, ove l'errore è maggiore) a quella del dato originario possa essere una soluzione ottimale ai fini di ottenere una carta batimetrica di dettaglio, nel rispetto delle caratteristiche originarie dei punti campionati, ma con una sostanziale attenuazione dell'errore-disturbo; tale scelta inoltre risulta essere positiva in termini di time-consuming, in quanto evita di dover ottimizzare il dato tramite una successiva elaborazione.

A livello di dato batimetrico tridimensionale, come auspicabile, per tutte le metodologie di interpolazione all'aumentare delle dimensioni della cella, la risoluzione delle elaborazioni perde in dettaglio, con differenze spesso poco percettibili o riguardanti l'interpolazione di un dato esterno ai punti realmente campionati (interpolazione e riempimento dei gap).

Infatti, i metodi Triangulation With Linear Interpolation e Nearest Neighbor tendono ad interpolare il dato dove sono presenti "buchi" di acquisizione, il

primo tracciando triangoli affiancati fino alla copertura, il secondo realizzando una superficie smussata. Il metodo Modified Shepard's Method, invece, elabora il dato solo in corrispondenza dei punti realmente campionati.

Rispetto alle diverse dimensioni di cella, tutte le metodologie restituiscono un dato che può essere considerato identico a livello di elaborazione tridimensionale, con una leggera maggiore definizione per il dato ottenuto tramite il Modified Shepard's Method.

La migliore visualizzazione a profondità di 1200 unità (metri) a livello di risoluzione-mediazione dell'errore è stata osservata nelle elaborazioni con maglia di dimensioni 20 e 30 unità; maglie con dimensioni minori tendono semplicemente ad accentuare l'eventuale errore, anche se in modo poco evidente, mentre una cella di dimensioni troppo maggiori limita la capacità risolutiva delle strutture indagate.

Si è concluso che nella realizzazione di carte batimetriche e di immagini tridimensionali della superficie marina, è dunque possibile ottimizzare la restituzione grafica scegliendo per l'elaborazione batimetrica una griglia di dimensioni maggiori a quelle del dato originario esportato dal software di acquisizione-processing, mentre per il DTM è utile creare GRID in Surfer con dimensioni equivalenti o leggermente maggiori a quella di riferimento, specialmente se sono presenti errori troppo evidenti non eliminabili in fase di editing, al fine di una buona mediazione tra risoluzione del dettaglio ed attenuazione del disturbo.

3 INSTABILITÀ GRAVITATIVA ED ELEMENTI DI PERICOLOSITÀ GEOLOGICA PRESENTI NELLA AREA DELLA CALABRIA IONICA

L'instabilità gravitativa è un processo geologico che gioca un ruolo significativo nell'evoluzione dei margini continentali e nel trasferimento di sedimenti verso le parti profonde dei bacini oceanici, influenzando a volte in maniera determinante la morfologia e la stratigrafia dei fondali marini.

I movimenti di massa sottomarini rappresentano uno dei principali georischi in ambiente marino, data la frequenza, l'estensione e le conseguenze associate a tali eventi, che vanno dal danneggiamento di infrastrutture offshore (come piattaforme petrolifere, cavi sottomarini, etc.), a parziali collassi di aree costiere fino alla generazione di tsunami.

Una spinta decisiva e l'apertura di nuove prospettive per lo studio di tali fenomeni si deve principalmente allo sviluppo di tecniche acustiche (multibeam) avvenuto negli ultimi decenni, che, permettendo la mappatura batimetrica di altissimo dettaglio dei fondali oceanici, hanno aumentato notevolmente le conoscenze sulla distribuzione spaziale, estensione, frequenza e principali caratteristiche dei lineamenti di instabilità gravitativa in ambiente marino. Questi dati hanno, quindi, permesso di ottenere una migliore comprensione dei parametri chiave che controllano lo sviluppo, innesco e messa in posto dei movimenti di massa sottomarini (McAdoo et al., 2000, Canals et al., 2004; Hunherbach et al., 2004) e costituiscono la base per analizzare la stabilità dei sedimenti lungo i margini continentali.

3.1 ANALISI DEI FENOMENI DI GENERAZIONE DI INSTABILITÀ GRAVITATIVA IN AMBIENTE SOTTOMARINO

I fenomeni d'instabilità sottomarina presentano generalmente dimensioni maggiori (fino a due o tre ordini di grandezza superiori) rispetto ai corrispettivi subaerei, arrivando a mobilitare diverse migliaia di km³ di materiale e con la possibilità di verificarsi anche su fondali con pendenze di pochi gradi. La grande estensione di tali eventi in ambiente marino è attribuita a diversi fattori, tra cui i più importanti sono:

- l'ambiente marino è soprattutto deposizionale a differenza di quello subaereo, che è principalmente non deposizionale/erosivo;
- la maggiore presenza di sedimento non consolidato o parzialmente consolidato lungo i margini continentali (Masson et al., 1996);
- il diverso comportamento geo-meccanico dei materiali in acqua;
- le minori variazioni spaziali delle proprietà fisiche e meccaniche dei sedimenti negli ambienti marini (Silva et al., 2004).

La genesi o innesco di un movimento di massa è condizionata da più fattori interni o esterni al fenomeno, tra i quali, in base ad una discriminazione temporale possiamo distinguere (Dykstra, 2005-2006): fattori a lungo termine quali condizioni climatiche, acclività, resistenza al taglio\coesione dei materiali coinvolti, che sono controllati dall'erosione ma anche dall'accumulo concentrato (sovraccarico differenziato), dalla sismo-tettonica, e dall'azione dell'uomo; fattori a breve termine relativi a eventi climatici repentini di qualsiasi genere (in particolare; tifoni, alluvioni, eventi di piena, ed effetti connessi), sovraccarico rapido di sedimenti, o di infrastrutture (antropogeniche), erosione concentrata al piede di una scarpata e perturbazioni sismiche.

Oltre ai fattori già elencati relativi al vulcanismo, tettonica, sismicità, ed attività antropiche, altri fattori specifici devono essere considerati nella genesi di instabilità gravitativa in mare, quali:

- la variazione del livello marino (eustatismo e glacialismo);
- l'idrodinamica (correnti litorali, correnti di fondo profonde, moto ondoso, maree);
- l'apporto sedimentario (tipologia, dinamica, entità, velocità e distribuzione);
- presenza di gas nei sedimenti (gas charged sediment), gas idrati o risalita di fluidi con gas (vulcani di fango; pock marks, ect).

Nel caso specifico della tradizionale relazione tra variazioni glacioeustatiche e frequenza di movimenti di massa in mare, la presenza di flussi gravitativi nella scarpata e sul ciglio della piattaforma, sono, da tempo, schematizzati nei vari modelli di stratigrafia sequenziale come caratteristici del corpo sedimentario di basso stazionamento del livello marino (Low Stand System Tract; Mitchum et al., 1977; Emery, and Myers, 1996). L'instabilità era connessa all'insistenza sul ciglio della piattaforma dei sistemi deltizi fluviali che scaricavano ingenti quantità di materiale detritico direttamente sulla scarpata, senza un'area "cuscinetto" in grado di attenuare e distribuire l'energia (cinetica e gravitativa) connessa a tale processo, e cioè l'attuale piattaforma continentale. Studi più recenti hanno evidenziato il ruolo di processi che si realizzano a maggiore profondità e che riguardano la relazione tra variazioni di temperatura e pressione idrostatica generati dalle variazioni glacioeustatiche e la destabilizzazione dei gas idrati. Quest'ultima, in concomitanza con abbassamenti del livello marino sarebbe in grado di liberare notevoli quantità di acqua e gas libero (principalmente metano), e causare un aumento, nella copertura sedimentaria, della pressione interstiziale dei fluidi (Kennett, 2003). Tale condizione comporta a livello tessiturale un allontanamento dei clasti e diminuzione del numero dei contatti tra loro (attrito), ed è la principale causa della riduzione dei parametri di resistenza al taglio ed al movimento verso il basso delle masse sedimentarie.

Studi più recenti hanno dimostrato che anche piccole quantità di dissociazioni di gas idrati possono condizionare l'instabilità dei depositi, specialmente nell'attuale scarpata superiore (Nixon et al., 2006). Questo ha messo maggiormente in evidenza sia la possibilità che tali processi possano realizzarsi in maniera consistente anche in situazioni di alto stazionamento marino (Sultan et al., 2004), ma anche che la concentrazione e frequenza di processi di instabilità gravitativi non siano necessariamente controllati dalle variazioni eustatiche. Cospicui fenomeni di movimenti di massa si verificano anche durante la risalita del livello marino ed di stazionamento alto (Olocene) e la loro genesi è controllata da vari fattori. La loro complessa interazione induce a considerarli di pari importanza e l'analisi dei meccanismi di innesco delle frane e il loro grado di pericolosità deve riguardare le generali condizioni geologiche di un margine (Moscardelli et al. 2006).

I meccanismi di formazione iniziale ed il successivo sviluppo di una frana sottomarina sono vari e spesso coesistono all'interno di un generale processo di movimento di massa di grande dimensione. Tuttavia, raccogliendo vari esempi proposti in letteratura (Dykstra, 2006), è possibile riconoscere tre possibili modelli:

- ✓ il primo modello, il più semplice, presume che l'intero corpo di frana si muove secondo uno sviluppo simultaneo, e in maniera uniforme, durante il trasporto può disgregarsi in segmenti e, nei casi più estremi, raggiungere il massimo grado di disgregazione (debris flow, mud flow ,ecc);
- ✓ il secondo modello considera uno sviluppo retrogressivo della frana che dalla base della scarpata trasmette il dissesto verso l'alto progressivamente per mancato sostegno, generando fratture (scars) parallele all'andamento della nicchia iniziale. Il loro progressivo sviluppo e il contemporaneo franamento del materiale sottostante le trasforma in

nicchia di distacco principale fino a poter interessare il ciglio della piattaforma e provocare il suo progressivo arretramento;

✓ il terzo modello presume che lo sviluppo progressivo di una frana sottomarina comporta la formazione iniziale, nell'area della scarpata superiore, di slumping o scivolamenti (slides) che muovendosi verso il basso generano un sovraccarico sui depositi sottostanti e di conseguenza il loro cedimento e progressivo franamento verso la base della scarpata.

Tutti i processi descritti contribuiscono in molti casi, interagendo con altri movimenti di massa, come correnti di torbida, o con altri agenti erosivi come correnti di fondo o flussi iperpicinalici, alla formazione e sviluppo di canyon sottomarini e arretramento delle loro testate.

Il movimento della massa in frana può evolvere da scivolamento (slides) coerente in slumping (deformato internamente) oppure in flusso granulare (debris) con deformazioni plastiche; una porzione della massa in movimento può contribuire alla formazione di una corrente di torbida. Nella casistica è contemplato anche uno sviluppo inverso che prevede una iniziale corrente di torbida che per azione erosiva rende instabili i depositi della scarpata innescando slide e slumping, flussi granulari o di fango (mud flow) per il progressivo incorporamento nel flusso di depositi argillosi della scarpata. (Mulder and Cochonat, 1996; Locat and Lee, 2002; Dykstra, 2005-2006).

La varietà ed imprevedibilità di evoluzione del movimento di massa ha spinto molti ricercatori a tentare di definire i parametri in gioco e loro reciproche relazioni attraverso esperimenti di laboratorio con modelli analogici e/o matematici. I parametri che principalmente condizionano la dinamica del movimento di massa sono:

- morfometrici (acclività della scarpata, altezza tra la nicchia di distacco e l'accumulo, morfologia della superficie di distacco e morfologia del fondale attraversato dal debris flow o dalla corrente di torbida) (Dykstra, 2005-2006);

- litologici (grado di consolidamento dei sedimenti coinvolti, la pressione interstiziale, il rapporto tra sabbia\argilla degli stessi; De Blasio et al. 2006);
- dinamici (velocità, volume, grado di viscosità e di disgregazione della massa, interazione cinematica tra granuli ed interazioni fluido-dinamiche tra i debris flow e l'acqua) (effetto acqua-planing; Harbitz, 2003; De Blasio et al. 2006).

3.2 DESCRIZIONE DEI PRINCIPALI FENOMENI DI MASSA LEGATI ALL'INSTABILITÀ GRAVITATIVA IN AMBIENTE SOTTOMARINO

Le frane sottomarine si caratterizzano per il fatto che l'ambiente in cui si sviluppano è un fluido viscoso e che il materiale coinvolto è generalmente sciolto o poco costipato (o cementato) e soprattutto saturo di acqua.

Varie sono state le classificazioni proposte in questi ultimi anni in gran parte seguendo gli esempi elaborati per le frane emerse che riguardano principalmente i meccanismi di trasporto, i caratteri morfologici, stratigrafici e sedimentologici (Mutti and Ricci Lucchi, 1978), (Varnes, 1978; Nardin et al., 1979; Nemec, 1990; Fig. 3.1).

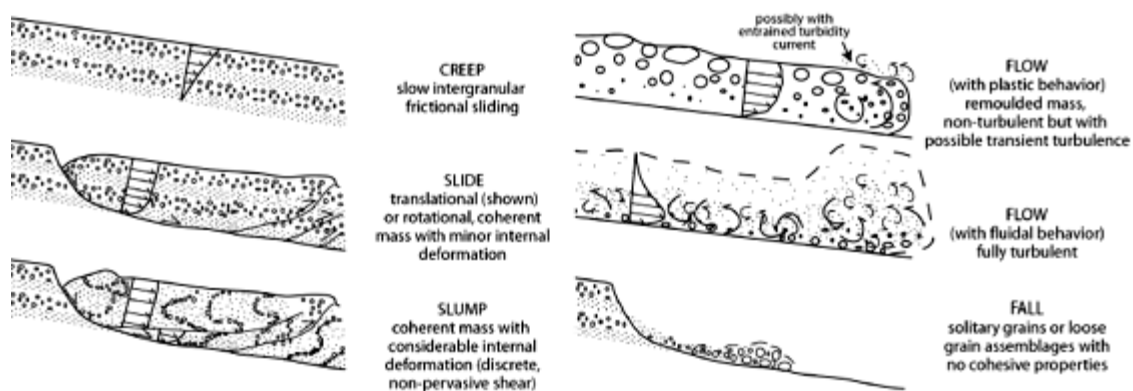


Fig. 3.1 Schema classificativo, secondo i processi legati a meccanismi di trasporto, caratteri morfologici, stratigrafici e sedimentologici, delle differenti tipologie di frana proposte da Nemec, 1990.

Di seguito sono riassunte le principali caratteristiche associate ai diversi movimenti di massa individuati nell'ambiente marino, includendo tra essi anche i fenomeni di creep (sebbene in essi non si raggiunga una vera e propria condizione di rottura del materiale), sulla base di una rivisitazione dei numerosi esempi di instabilità sottomarina riportati in letteratura e ispirandosi alla classificazione di Mulder&Cochonat (1996) aggiornata e semplificata da Masson et al. (2006).

- ✓ Il fenomeno di **creep** è legato ad una deformazione elastica a lungo termine dei sedimenti (usualmente fini) sotto un carico costante e con bassi tassi di deformazione (Mulder&Cochonat, 1996). Il risultato di tali processi è la produzione di ondulazioni nel fondale, spesso difficilmente discriminabili da morfologie simili create dallo scorrimento di correnti di densità (Lee et al., 2002). Tali fenomeni sono stati osservati principalmente in corrispondenza di scarpate di prodelta (Syvitskiet al., 1987) e vengono principalmente studiati attraverso l'analisi di profili sismici ad alta ed altissima risoluzione (Lee et al., 2002).

- ✓ I **crolli debris/rock** coinvolgono il distacco e movimento gravitazionale di blocchi di roccia o sedimento consolidato lungo falesie o ripide scarpate, rappresentando fenomeni locali e veloci, la cui mobilità dipende sia dalla grandezza e forma dei blocchi che dai gradienti e caratteristiche del substrato. Essi sono prevalentemente localizzati in corrispondenza di coste alte e rocciose, affioramenti di substrato litoide, testate di canyon e frane e vengono riconosciuti principalmente sulla base della morfologia (tramite multibeam e sonar a scansione laterale).

- ✓ Gli **slides/slumps** sono caratterizzati dal movimento di masse coerenti di sedimenti al di sopra di superfici di scivolamento basali e sono generalmente limitati sovrappendio da una ben definita nicchia di distacco, con rilievo morfologico variabile da alcuni fino a centinaia di metri. La struttura interna del materiale dislocato rimane abbastanza indisturbata durante il movimento ed il principale meccanismo di trasporto è dato dalla forza di gravità (Coleman&Prior, 1988; Mulder&Cochonat, 1996). Tali processi possono essere suddivisi in: semplici, quando il corpo di frana in scivolamento non genera altri

significanti fenomeni di rottura: complessi, in cui il movimento della frana induce instabilità nelle aree adiacenti, determinando lo sviluppo di altri eventi franosi (Mulder&Chochonat, 1996). Questi ultimi a loro volta possono essere suddivisi in diverse tipologie sulla base della distribuzione spaziale delle nicchie di distacco associate a tali eventi, di cui la geometria più diffusa è rappresentata da una migrazione sopraprendio dell'instabilità, a seguito di un meccanismo definito retrogressivo (Prior&Suhayada, 1979).

- ✓ La differenza tra slide e slump è generalmente riferita al rapporto di Skempton; dal punto di vista meccanico, gli slump sono caratterizzati da un movimento di tipo rotazionale, con lo spostamento di grandi blocchi di materiale, per lo più intatto, lungo superfici di scorrimento sub-ellissoidali, mostrando generalmente una bassa mobilità (Coleman&Prior, 1988; Mulder&Chochonat, 1996). I fenomeni di slide invece avvengono lungo una superficie di discontinuità regolare e preesistente (piani di strato o di faglia, livelli di debolezza, etc) e presentano un movimento di tipo traslazionale, rappresentando la più comune tipologia di instabilità gravitativa in ambiente marino. Questi fenomeni sono osservabili in tutti gli ambienti marini, anche se sembrano essere caratterizzati da maggiori dimensioni in corrispondenza dei margini continentali nelle alte latitudini, dove i gradienti di pendio sono dell'ordine di pochi gradi (Hunherbach et al., 2004). Il riconoscimento di slides e slumps avviene principalmente tramite le morfologie ad esse associate, come ad esempio nicchie di distacco (multibeam e sonar a scansione laterale) e dall'analisi di profili sismici.

- ✓ I **Debris/mud flows** sono usualmente definiti come flussi laminari di detrito eterogeneo, in cui la presenza di una matrice coesiva composta da fango (silt e argilla) ed acqua costituisce il principale meccanismo di supporto dei granuli, conferendo al flusso un comportamento reologico di tipo Bingham (Johnson, 1970; Iverson, 1997; Elverhoi et al., 2000). La presenza di tale matrice permette anche il trasporto di clasti di dimensioni maggiori sia di roccia che di sedimento soffice, fino ad enormi olistoliti (Gardner&Kidd, 1983). Questi flussi vengono distinti sulla base della diversa percentuale di ghiaia (maggiore o minore del 5%) e del rapporto tra fango e sabbia (minore o maggiore di 1) rispettivamente in debris e mud flow. I debris flow sono largamente diffusi lungo tutti i margini continentali (specialmente in corrispondenza delle alte latitudini), in fiordi ed edifici vulcanici e vengono identificati principalmente dalla facies sismica, che si presenta acusticamente trasparente o semi-trasparente nell'area di deposizione. I mud flows sono sviluppati anch'essi all'interno dei fiordi (Locat et al., 2006), ma sono particolarmente diffusi all'interno delle aree di fossa legate a subduzioni (Stanley&Knight, 1979).

- ✓ I **Debris avalanches** sono dei flussi non coesivi, caratterizzati dall'assenza o limitata presenza di particelle coesive e dove l'interazione tra granuli rappresenta il principale meccanismo di supporto del detrito (Mulder&Alexander, 2001). Questi processi generalmente coinvolgono grandi volumi di materiale, sviluppandosi su ripidi pendii con pendenze superiori ai 10° e sono caratterizzati da elevata velocità e mobilità (Kessler&Bedard, 2000; Masson et al., 2002). Il fenomeno di rottura iniziale è spesso uno scivolamento traslativo o rotazionale, trasformandosi in un vero e proprio debris avalanche nella

fase di post-rottura, a seguito di processi di brecciazione e dilatazione (Leyrit, 2000; Pollet&Schneider, 2004). Questi fenomeni, sono nella maggior parte dei casi identificati sui ripidi fianchi vulcanici, ma possono interessare anche sequenze sedimentarie e sedimenti altamente consolidati (Collot et al., 2001; Bohannon&Gardner, 2004; Normark et al., 2004). Il loro riconoscimento a mare si basa principalmente sui depositi, contraddistinti da una peculiare morfologia ad hummocky nella batimetria, mentre nei profili sismici i depositi sono generalmente rappresentati da una facies caotica (a volte semi-trasparente), con iperboli di diffrazione (Canals et al., 2004).

- ✓ I **Grain flows** sono flussi di detrito non coesivi che necessitano di pendii molto inclinati (20°-30°) per poter scorrere; la diminuzione del gradiente topografico comporta, infatti, un aumento degli attriti frizionali presenti tra i granuli, con conseguente riduzione della velocità e deposizione in massa del materiale (Jaeger et al., 1996). Questi fenomeni presentano in generale carattere locale e sono riconoscibili principalmente dagli alti valori di backscatter che li caratterizzano nelle immagini sonar, come osservato lungo la parte alta di pendii vulcanici o nei fan-delta sviluppati lungo i fiordi (Prior&Bornhold, 1989).

- ✓ Le **Turbidity Currents** appartengono anch'essi alla categoria dei flussi non coesivi (Mulder&Alexander, 2001), rappresentando il più frequente ed efficiente meccanismo di trasporto sedimentario in ambiente marino. Le correnti di torbida sono generalmente definite come flussi di densità in cui il sedimento è supportato principalmente dalla componente verso l'alto della turbolenza (Middleton&Hampton, 1973; Lowe, 1982; Kneller&Buckee, 2000) e si comportano reologicamente come un fluido di tipo newtoniano (Fig. 3.2). Questi fenomeni vengono

riconosciuti ed analizzati sia sulla base delle strutture erosivo-deposizionali formate a seguito del loro scorrimento (ad esempio, forme di fondo), che dei depositi ad essi associati (Bouma et al., 1962). Questi ultimi generalmente vanno a costituire estesi fan deposizionali nelle parti profonde dei bacini oceanici, contraddistinti dallo sviluppo di strutture argine-canale e lobi deposizionali. Nei profili sismici, i depositi torbiditici sono generalmente definiti da una serie di riflettori continui e paralleli, ad elevata ampiezza dovuta a salti di impedenza acustica per l'alternanza di livelli sabbiosi e fangosi.

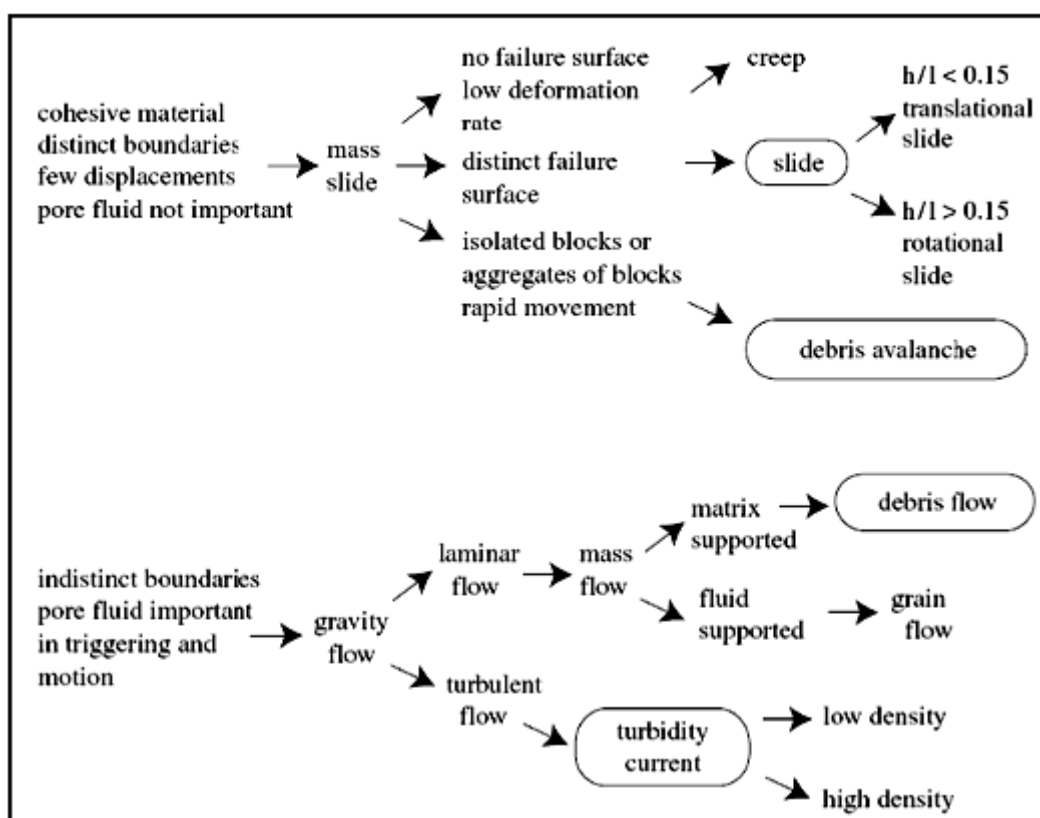


Fig. 3.2. Schema classificativo dei principali tipi di instabilità gravitativa sottomarina proposto da Masson et al., (2006) modificando la precedente classificazione di Mulder&Cochonat (1996).

3.3 IL SISTEMA CANYON: FOCUS DELL'AREA IN ESAME, INTERAZIONE CON IL DOMINIO SPIAGGIA

Nell'ambito della ricerca si è posta particolare attenzione allo studio dei canyon, i quali rappresentano le più imponenti depressioni dei margini continentali, nonché le vie principali di transito per gli apporti sedimentari provenienti dalle aree onshore o dalle zone litoranee poco profonde.

Lo studio di tali strutture riveste un'importanza considerevole nella valutazione e comprensione delle dinamiche di evoluzione morfologica e strutturale dei margini, oltre che nella comprensione dell'andamento della circolazione marina locale e della dinamica di sedimentazione.

Inizialmente tali strutture furono interpretate come valli relitte sommerse, mentre successivamente la loro evoluzione venne attribuita al prodotto di più processi sedimentari/tettonici, verificatesi direttamente in ambiente marino.

Una delle prime classificazioni a riguardo risale a Shepard (1973), il quale li descrive come "valli sinuose dai margini ripidi, con sezioni longitudinali a V, e rilievi comparabili a quelli dei maggiori canyon terrestri; i tributari sono presenti nella maggior parte dei canyon, ed affioramenti rocciosi si abbondano sulle loro pareti".

Tale definizione, alla luce delle moderne metodologie di indagine sottomarina, necessita ovviamente di una riformulazione: i canyon sono stati infatti riconosciuti essere forme ubiquitarie dei margini continentali, che mostrano un'ampia varietà di caratteristiche geometriche quali lunghezza, ampiezza, altezza, forma e complessità morfologica (Canalis et al., 2004), e che dunque numerosi e vari devono essere i processi che danno luogo alla loro genesi ed evoluzione.

Il dibattito sull'origine sedimentaria o tettonica dei canyon ha interessato lo studio di queste stesse strutture lungo margini dove la tettonica non presentava effetti così evidenti (margini passivi), aprendo spunti su interpretazioni molto

diverse, talora contrastanti. Coloro che sostenevano il prevalere delle cause erosive, enfatizzavano il ruolo degli intensi carichi di materiale sedimentario relazionati all'attività fluviale, che in prossimità della scarpata erano causa di un incremento localizzato dei flussi gravitativi, e di un progressivo sviluppo dell'erosione. Secondo tali ipotesi, l'andamento non rettilineo, le brusche deviazioni e la ripresa intermittente delle incisioni dei canyon furono esclusivamente controllati da una dinamica regolata dalla sedimentazione (meandri), o dalla morfologia del bacino stesso, cause della canalizzazione del deflusso lungo le direzioni di massima acclività.

A parere degli studiosi sostenitori dell'"origine tettonica", le maggiori conoscenze che si andavano acquisendo sull'assetto strutturale dei margini ponevano invece in evidenza la stretta connessione esistente tra lineamenti tettonici principali, attivi e relitti, e la localizzazione/sviluppo dei canyon.

Valutazioni recenti hanno evidenziato come questi rappresentino delle vie preferenziali per lo scambio di acqua e particelle tra la zona costiera e l'ambiente marino profondo, elemento importante se si considera che la maggior parte dei margini è interessata da tali strutture, presenti a gradi differenti di evoluzione.

Per ultimo indagini più recenti hanno iniziato ad evidenziare lo stato attuale delle testate di alcune di queste strutture, studiate principalmente nell'area mediterranea: queste risultano essere modellate da processi erosivi recenti, intaccanti sedimenti Plio-Pleistocenici, ed attive a profondità tali da non poter essere spiegate come derivabili da oscillazioni glacio-eustatiche quaternarie, o da movimenti verticali dei margini stessi. Tale constatazione obbliga chiaramente ad ammettere che i fenomeni erosivi responsabili della formazione di tali morfologie debbano essersi verificati direttamente in ambiente subacqueo, a differenza di quanto avanzato dai primi studi in merito.

La considerazione delle ipotesi presentate consente dunque di definire le seguenti modalità di iterazione tra canyon e foci fluviali:

- i corsi d'acqua rappresentano una "sorgente" per l'eccesso di sedimenti, accumulatisi in modo instabile lungo il ciglio della piattaforma nelle fasi di lowstand del livello marino;
- i sedimenti franano periodicamente, a causa dell'instabilità propria degli accumuli e per il verificarsi di shock sismici, determinando l'innescarsi di torrenti di torbida ad alta energia;
- le correnti di torbida erodono i sedimenti superficiali accumulatisi lungo la scarpata, ma possono intaccare anche substrati più coesivi, impostando ed approfondendo l'incisione subacquea;
- durante la fase di highstand del livello marino, la parte superiore del canale può essere colmata totalmente o in parte, costituendo la situazione di base del successivo ciclo glacio-eustatico.

Tale sistema evolutivo è applicabile per margini passivi maturi, ben alimentati dai sedimenti.

Nello studio di questa tesi e da studi precedenti si evinse che i canyon posizionati su margini attivi e giovani, come quello della Calabria ionica, si determinano invece in corrispondenza di importanti corsi d'acqua, ed assumono il carattere di canali di transito di imponenti correnti di massa, spesso messe in moto da shock sismici o definibili come correnti di torbida.

Tale conformazione, inoltre, a lungo andare è causata dall'incremento di una condizione di instabilità correlata all'accumulo di ammassi detritici, soprattutto quando il materiale transitato da terra è maggiore (eventi meteorologici estremi).

Dal punto di vista sedimentario ed idrodinamico studi recenti hanno evidenziato come i canyon rappresentino delle vie preferenziali per lo scambio di acqua e particelle tra la zona costiera e l'ambiente marino profondo, elemento importante se si considera che la maggior parte dei margini è interessata da tali strutture, presenti a gradi differenti di evoluzione.

Nell'area in studio, il raggiungimento di un equilibrio sedimentario costiero risulta dunque problematico, dal momento che i materiali erosivi apportati dalle fiumare, o prodotti per erosione marina, risultano essere in una condizione di equilibrio instabile nella zona corrispondente al margine superiore della scarpata.

La direzione prevalente del trasporto solido lungo costa individuata dall'Atlante delle Spiagge (AAVV, 1996, Fig. 3.3) è caratterizzata da una particolarità: nella zona antistante a Locri si assiste alla convergenza di due flussi opposti di corrente, che tuttavia non sembrano denotare alcuna evidenza morfologica.

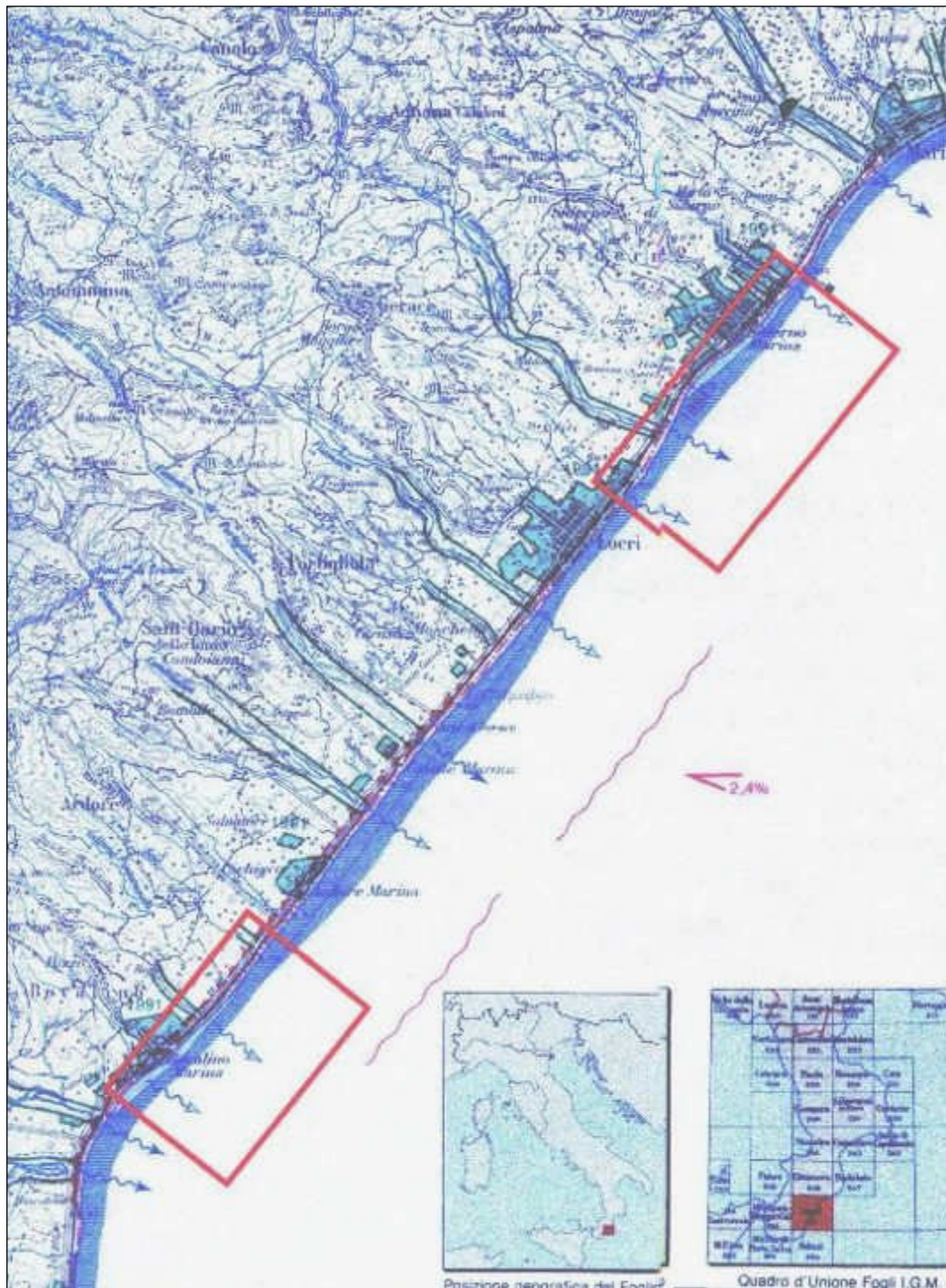


Fig. 3.3. Atlante delle Spiagge, 1996. Foglio IGM LOCRI.

Il bilancio sedimentario sulle spiagge risulta dunque essere un elemento precario (Letto, 2001).

I canyon, intersecando le correnti litoranee, inducono un nuovo bilanciamento di corrente, determinando moti consistenti attraverso la piattaforma, mentre la topografia ripida di tali strutture genera intensi moti verticali.

In tutto il tratto litoraneo tra Roccella e Locri, la granulometria dei sedimenti della spiaggia sottomarina è superiore a 2 mm, mentre più a largo in alcuni tratti questa diminuisce fino a 0,13 mm (Atlante delle spiagge, 1996).

Barre e cordoni sottomarini sono presenti nella porzione sommersa, ma non godono di una delimitazione cartografica precisa, in quanto successivi alla realizzazione della carta delle spiagge.

Tali elementi depongono a favore di un fenomeno erosivo non spinto, o addirittura limitato alla zona di battigia, con il semplice trasferimento di materiale dalla spiaggia emersa a quella sommersa.

3.4 GEOHAZARD DOCUMENTATI NELLA AREA IN STUDIO

I geohazard possono essere definiti, secondo l'IGC (International Geohazard Centre), come eventi causati da condizioni o processi geologici che rappresentano una seria minaccia alla vita delle persone, ai beni materiali e all'ambiente naturale.

Nella letteratura scientifica anglosassone per Geohazard si intende generalmente un particolare contesto o elemento geologico-ambientale che ha determinato o che potenzialmente può determinare direttamente ed indirettamente un danno o condizioni incontrollabili e rischi di danneggiamenti. La dimensione e tipologia dei danni sono estremamente variabili. Questi possono essere di piccole dimensioni, puntiformi o diffusi, oppure di dimensioni enormi (grandi terremoti, esplosioni vulcaniche, tsunami, disastri ambientali ecc..), e riguardare ampie regioni con conseguenti ingenti perdite, economiche e di persone. Anche la scala temporale può essere estremamente variabile e riguardare fenomeni rapidi a breve termine oppure processi lenti che comunque comportano un importante degrado dei caratteri geo-ambientali e/o predisponenti ad un danno. La definizione così generica di geohazard è legata al suo campo di applicazione che rappresenta un sistema complesso dove la varietà dei processi implicati è accompagnata da una moltitudine di fattori naturali ed antropici la cui interazione è spesso di difficile valutazione e previsione.

Con il passare degli anni e con progressivo approfondimento delle tematiche relative allo studio della pericolosità l'analisi del geohazard contempla tutti gli elementi naturali ed antropici che possono determinare significative variazioni dei caratteri morfologici fisici chimici e bionomici in grado di rappresentare un pericolo geologico-ambientale-economico-sociale in un determinato territorio.

Essi possono verificarsi sia in contesto subaereo che sottomarino; nel primo caso, essi sono tipicamente rappresentati da eruzioni vulcaniche, terremoti, frane, dissesti idrogeologici e valanghe di neve, mentre nel secondo caso, sono

principalmente associati a terremoti e processi di instabilità gravitativa. Questi ultimi sono in grado, infatti, di danneggiare strutture costiere ed offshore, e generare importanti maremoti come quelli che hanno distrutto la città di Lisbona nel 1755 e Messina nel 1908 o devastato le coste dell'Indonesia, Thailandia e Sri Lanka nel 2004.

La maggior parte dei maremoti o tsunami (termine giapponese, la cui traduzione significa "onda di porto") sono generati direttamente o indirettamente da eventi sismici e questo ha fatto sì che la maggior parte delle ricerche negli ultimi 50 anni fosse concentrata all'individuazione ed analisi di tali sorgenti, le quali sono oggi relativamente ben determinate (Bardet et al., 2003).

L'importanza degli tsunami generati da frane sottomarine è stata, invece, messa in evidenza solo recentemente (ultimi 15 anni circa), sia attraverso la reinterpretazione di alcuni importanti tsunami storici caratterizzati da una inusuale distribuzione del run-up lungo le coste circostanti all'evento, come nel caso di Papua Nuova Guinea nel 1998 (Tappin et al., 2001, Okal&Synolakis 2004) o di Scilla nel 1783 (Graziani et al., 2006) sia tramite la diretta osservazione o l'immediata ricostruzione di frane tsunamigeniche, come quelle verificatesi a Stromboli nel 2002 (Tinti et al., 2005).

I maremoti generati da frane sottomarine, sebbene presentino un carattere più locale rispetto a quelli sismo-indotti possono essere estremamente pericolosi, in quanto sono tipicamente caratterizzati da alte ampiezze d'onda vicino alla sorgente, e verificandosi spesso vicino a costa, lasciano poco tempo per l'allerta delle popolazioni circostanti. Ad esempio, simulazioni numeriche hanno mostrato che i tempi di arrivo previsti per un'eventuale onda di tsunami dall'area sorgente alla costa nei mari europei sono relativamente brevi e generalmente non superiori a 30 minuti, riducendosi a circa una decina di minuti (o meno) nel caso dei mari italiani.

Sulla base di queste osservazioni, è quindi difficile concepire un efficiente sistema di reti di monitoraggio atto ad individuare e informare tempestivamente la popolazione in caso di generazione di maremoti, analogamente a quanto accade per l'oceano Pacifico tramite il sistema di boe ondometriche gestito dal Pacific Tsunami Warning Center. Questo ha fatto sì che la politica di mitigazione della pericolosità da tsunami intrapresa in Europa (ed in particolare in Italia) sia stata quindi rivolta a tre aspetti principali: 1) studio degli eventi passati attraverso un'analisi statistica dei maremoti storici (creazione di un catalogo di questi eventi, vedi ad esempio Tinti et al., 2004 o al progetto Transfer, www.transferproject.eu); 2) modellazioni di tipo numerico sulla generazione e propagazione delle possibili sorgenti tsunamigeniche, al fine di evidenziare i possibili scenari di rischio (ad esempio, Tinti et al., 2000; Lovholt et al., 2005), 3) individuazione dei principali elementi di pericolosità negli attuali fondali marini per delimitare i settori di costa maggiormente esposti al rischio tsunami genico.

La morfodinamica dell'area in studio del settore delle Calabria ionica indicherebbe una vivacità e rapidità dei processi morfogenetici difficilmente spiegabile solo con l'ingente apporto di materiale detritico trasportato dai vari sistemi fluviali (fiumare). Un contributo fondamentale è sicuramente dovuto alla sismicità dell'area e sembrerebbe focalizzato lungo faglie attive, spesso continuazione a mare di lineamenti tettonici ben conosciuti a terra e dove, nella piattaforma, riscontriamo il maggiore sviluppo delle testate dei canyon.

A scala regionale le strutture che presentano una maggiore continuità sono rappresentate da sistemi di faglie dirette che delimitano la costa tirrenica e le principali depressioni tettoniche plio-pleistoceniche, poste ai bordi della catena. Faglie dirette parallele alla costa sono segnalate anche nel settore del margine ionico anche se non presentano una grande continuità laterale e spesso sono

segmentate da lineamenti trasversali al margine, che appaiono come il proseguimento a mare dei sistemi strutturali che intersecano l'Arco (Fig. 3.4).

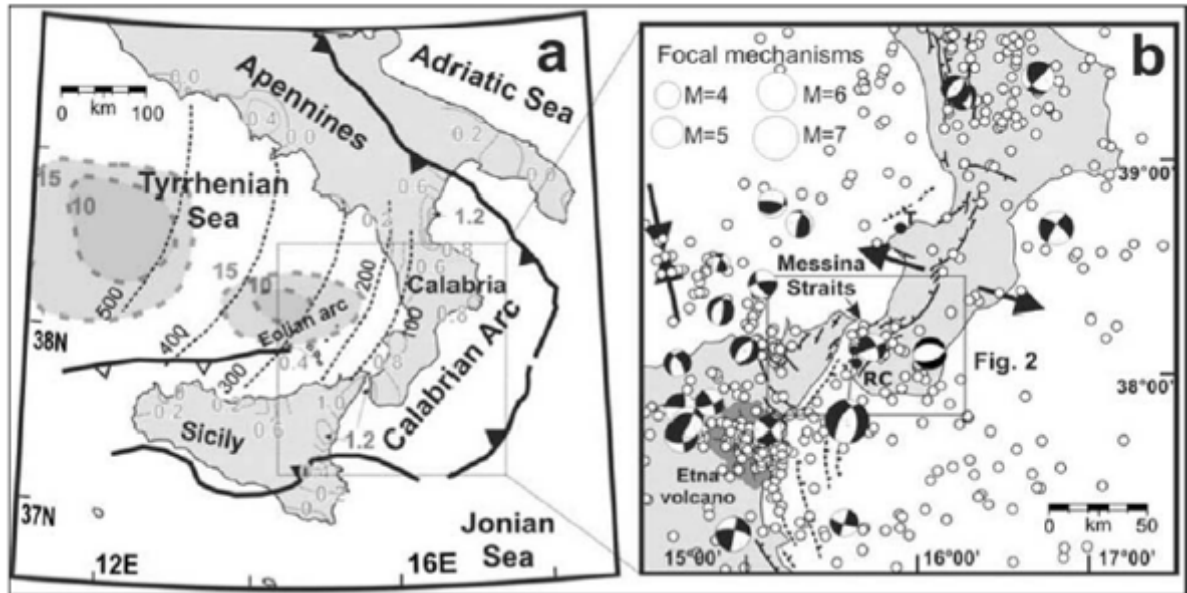


Fig. 3.4. In a, assetto dell'area circostante l'Arco Calabro, in cui sono riportati profondità dello slab ionico e della Moho. In b caratteri della tettonica attiva, con ipocentri e meccanismi focali dei principali terremoti. Da Ferranti et al. 2007.

In associazione alle evidenze morfologiche del Margine Ionico, il modello sismicità crostale mostra che la maggior parte dei terremoti uno intermedio profonda attenzione, tra i più grandi eventi avvenuti nell'arco Calabria con un'intensità tra 6,5 - 7,1 (Fig. 3.5), può essere situato in un settore ristretto si estende lungo il paramento pareti del nastro Quaternario faglia (sotto Tirreno meridionale mare, Mc Kenzie, 1972), suggerendo una correlazione diretta tra l'attività terremoti ei segmenti di faglia normale (Fig. 3.6).

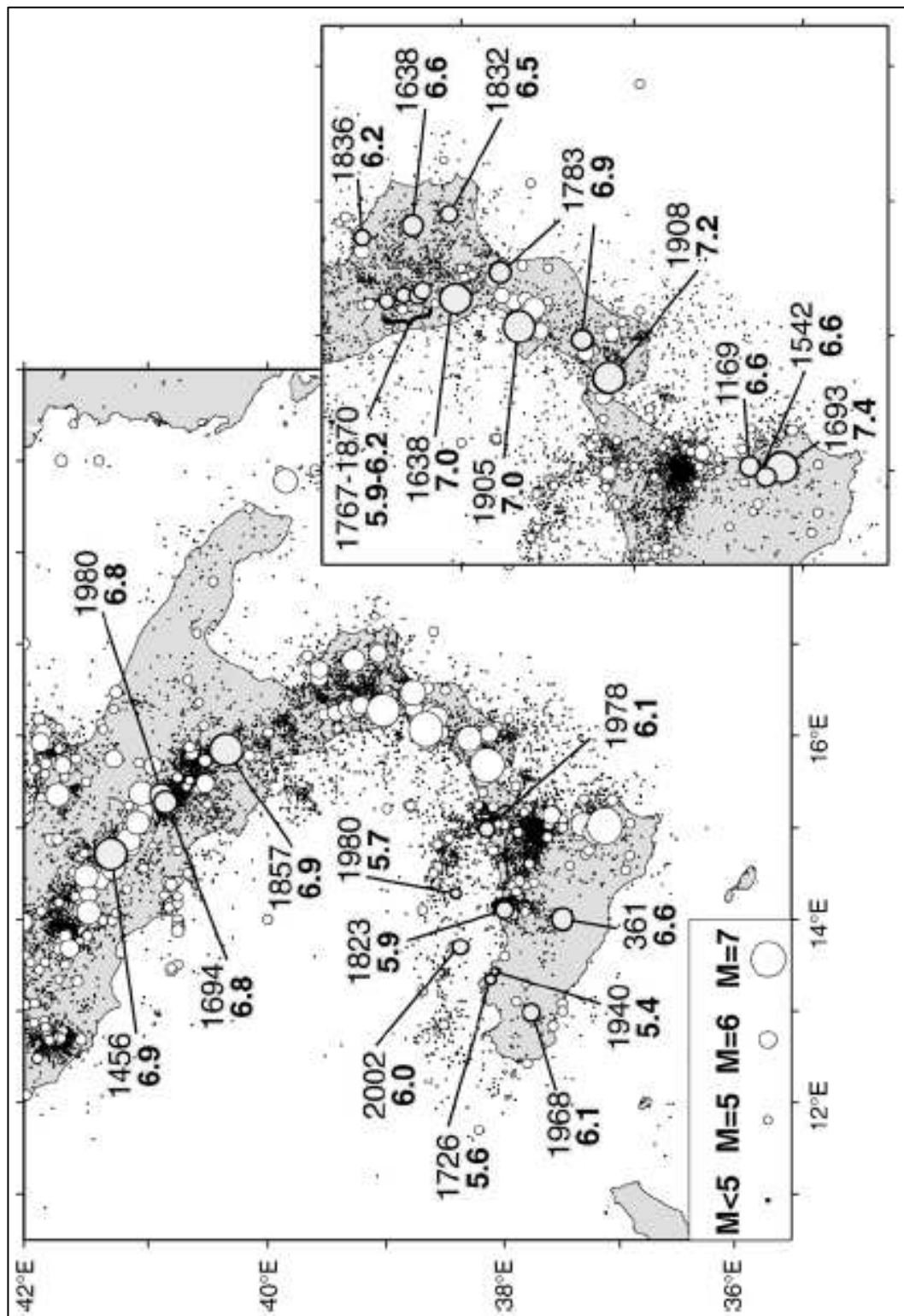


Fig.3.5. Distribuzione dei terremoti con ipocentri fino a < 40 km. I numeri rappresentano la data stimata e la magnitudo (Jenny, 2006).

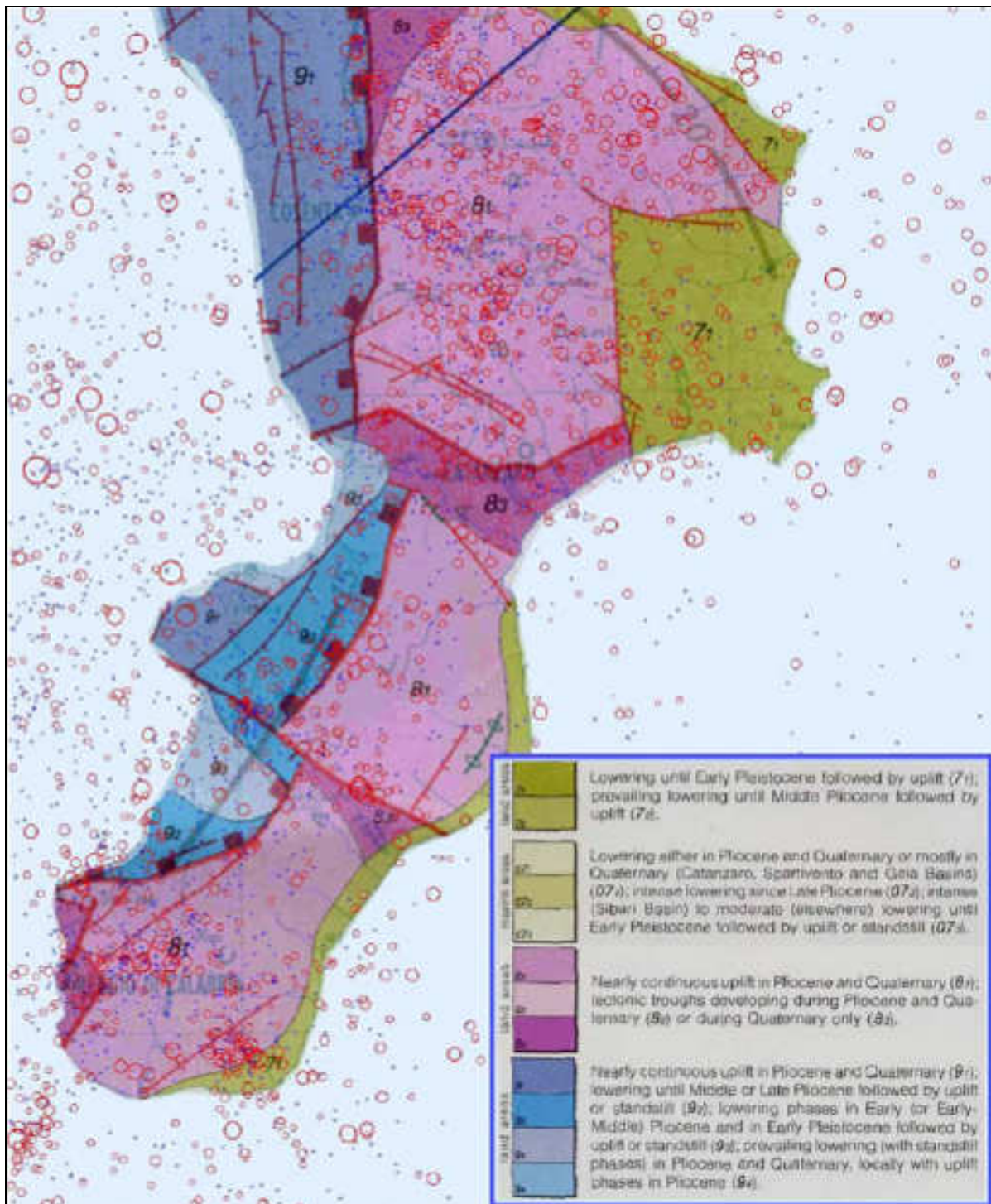


Fig. 3.6. Mappa neotettonica dell'Arco Calabro che mostra i principali sistemi strutturali attivi e la sismicità strumentale (INGV-CSI, 1981-2002, Tinti et al, 2004-7). Da "Neotectonic Model of Italy (1987), modificata.

Documenti storici descrivono nell'area eventi sismici lungo le faglie normali (Fig. 3.6):

- terremoto 1783 (Fig. 3.5, 3.6): lungo la faglia normale con direzione NE-NO che separa l'Aspromonte (Faglia di Cittanova), Serre (Faglia di Mesima) e il bacino di Gioia;

- terremoto di Messina del 1908: legato probabilmente alla faglia che si imposta sull'offshore di Reggio Calabria con alta immersione, verso Ovest, e direzione NNE-SSO.

I sismi più disastrosi hanno inoltre comportato eventi di tsunami. Tra questi il più forte terremoto avvenuto in Italia verificatosi nella Sicilia sud-orientale nel marzo 1638. Altri eventi sismici disastrosi sono quelli del 1693, del febbraio e marzo del 1783, nel 1905 e nel 1908. L'ultimo evento di paragonabile dimensione è il terremoto-maremoto di Messina del 28 dicembre 1908, forse il più noto per il numero accertato di vittime (più di 80.000; Baratta, 1910).

Nella tabella sotto sono elencati gli venti di tsunami verificatisi nell'area dello Stretto di Messina e nel Mar Ionio, dall'“Italian Tsunamis Catalogue” dell'INGV (Tinti et al. 2004-7). Dove EA) Sisma con epicentro a terra; ER) Sisma con epicentro a mare; EL) Frana generata da terremoto; GL) Scivolamento gravitativo sottomarino.

Year	Month	Day	Hour	Source_sub	Descriptio	Cause	Coord_n	Coord_e	Macr_int	Earth_mag	Runup	Tsu_int
1649	1			Messina Straits	Shipwrecks in the Messina harbour	ER	38 11	15 33	6.5	5.0		3
1783	2	6	00	Messina Straits	More than 1500 victims at Scilla	EL	38 13	15 38	8.5	5.9	900	6
1784	1	19		Messina Straits	Sea flooding at Faro and Catona	ER	38 10	15 38	6.0	4.1		4
1908	12	28	04	Messina Straits	Destructions, hundreds of victims	ER	38 09	15 41	11.0	7.2	1300	6
1783	3	24	12	Messina Straits	Capizing of a boat 1 man killed	GL	38 15	15 43				3
Year	Month	Day	Hour	Source_sub	Descriptio	Cause	Coord_n	Coord_e	Macr_int	Earth_mag	Runup	Tsu_int
1783	2	7	13	Ionian Calabria	Sea rise at Stilo	EA	38 35	16 12	10.5	6.6		2
1784	1	7		Ionian Calabria	Sea flooding at Roccella	ER	38 19	16 24	6.0	4.1		3
1832	3	8	18	Ionian Calabria	Sea flooding at Magliacane-Crotone	EA	39 04	16 54	9.5	6.5		3
1836	4	25	00	Ionian Calabria	Sea retreat/flooding. Boats damaged	EA	39 34	16 44	9.0	6.2		4
1907	10	23	20	Ionian Calabria	Sea flooding at Capo Bruzzano	EA	38 08	16 01	8.5	5.9		3

Un altro elemento di geohazard presente nella area in studio è dovuto alla presenza dei canyon cartografati durante lo studio e ubicato dal settore di Bovalino e Siderno dove le testate dei canyon principali coincidono con la prosecuzione a mare di lineamenti tettonici attivi di cui quelli coincidenti con i Canyon di Marina di Gioiosa e Caulonia intersecano l'intero Arco Calabro (Faglia

Gioiosa-Capo Vaticano). L'elemento di pericolosità è rappresentato dalle testate dei canyon soggette ad erosione regressiva che pongono serie problematiche di tipo geologico-ambientale, in quanto rappresentano un elemento di rischio della zona litoranea e di manufatti che vi insistono a causa di:

- tsunami, generati da correnti di torbida e da altre fenomenologie di mobilitazione gravitativa improvvisa di grosse masse di sedimento;
- drenaggio di sedimenti sottratti all'equilibrio costiero, con conseguente erosione dei litorali sabbiosi;
- arretramenti veloci della linea di costa, connessi alle fenomenologie precedenti, o per intensificazione delle correnti trattive, fenomeni di torbidità connessi ad eventi meteorologici estremi che accentuano il trasporto fluviale.

Un'importante considerazione riguarda il fatto che tutti questi fenomeni possano rappresentare dei veicoli per il trasporto di inquinanti e rifiuti vari, delle aste fluviali, ai sedimenti litoranei e lungo l'asse del canyon.

4 ANALISI DATI

L'area in studio appartiene al margine ionico della Calabria, situata nel margine continentale attivo connesso al processo di subduzione della litosfera ionica.

Le caratteristiche geomorfologiche del settore costiero della Calabria ionica, compreso tra il centro abitato di Marina di Caulonia e Marina di Gioiosa Ionica, sono strettamente correlate a modificazioni a livello strutturale, rappresentate dalla evoluzione dell'Arco calabro e dei bacini ad esso connessi, e da fenomeni regionali di sollevamento e di deformazione tettonica, registrati: da intensa attività sismica con eventi profondi e di elevata magnitudo (Jenny, 2006) e da terrazzi marini quaternari che mostrano un uplift tettonico recente di circa 1mm/a (Cosentino e Gliozzi, 1988; Ferranti, 2006).

Nell'area, sistemi di faglie con uno sviluppo circa NE-SO condizionano la fisiografia dei luoghi, poiché si rilevano, concordanti con le principali direttrici tettoniche, netti allineamenti di cime e selle, scarpate rettilinee e corsi d'acqua a sviluppo lineare e perpendicolare alla costa. In tutto il settore, inoltre, tutta la rete idrografica consiste in numerose fiumare dal corso breve e rettilineo, i cui bacini hanno limitata ampiezza areale. Questi corsi d'acqua, a causa del sollevamento tettonico, presentano profonde incisioni vallive e un'elevata percentuale di aree in frana. La peculiarità geomorfologica dell'area, è caratterizzata da sistemi idrografici brevi ma ad alta pendenza, che incidono profondamente l'entroterra e che determinano la formazione di strutture a mare (canyon) in correlazione ad un intenso trasporto di sedimenti.

Recenti studi effettuati in aree marine prossimali hanno evidenziato, tramite campionamenti di sedimento, che la morfologia del margine è modellata su una potente sequenza plio-quadernaria che si origina da un apporto terrigeno molto elevato proveniente dall'Arco Calabro (Colizza et al., 2008).

4.1 RUOLO DELLE FIUMARE: INTERAZIONE TRA SETTORE CONTINENTALE E SETTORE MARINO

L'attuale morfologia visibile sulla settore calabrese è il risultato di diversi tipi di fattori, in primo luogo dalla sua evoluzione strutturale e tettonica, dalla tipologia del clima e dall'impatto meteorologico locale, e più recentemente dagli effetti antropici dell'attività umana.

L'evoluzione strutturale e tettonica, ha determinato e condizionato le strutture e la geomorfologia calabrese, caratterizzati da rilievi molto alti prospicienti le zone costiere, e da una piattaforma molto stretta (Fig. 4.1).

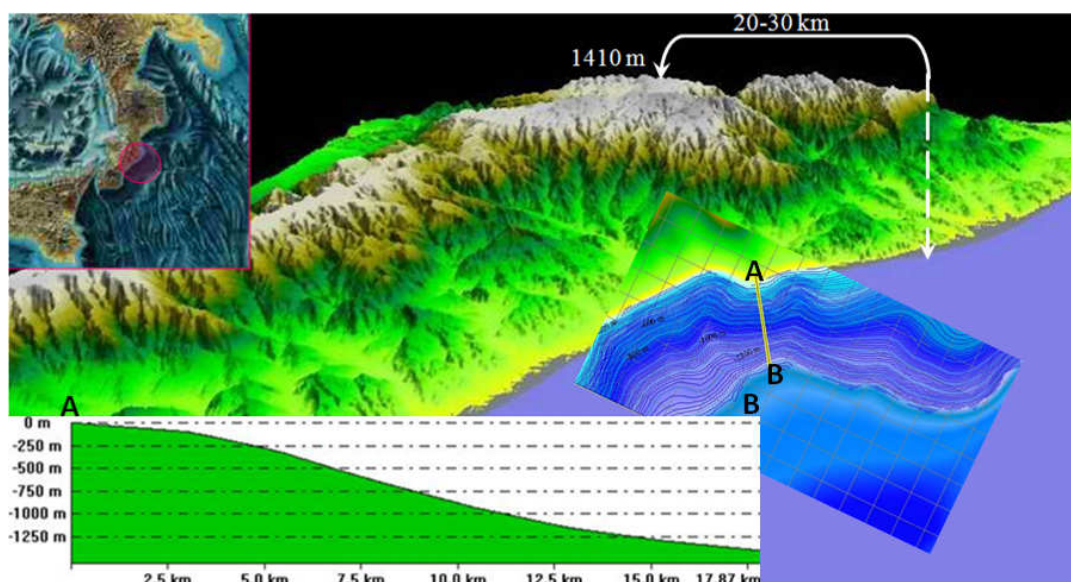


Fig.4.1. Mostrante la topografia e le caratteristiche fisiografiche della area in studio. Profilo topografico prospiciente il Margine Calabro ionico.

La particolare evoluzione strutturale, la geomorfologia del territorio calabrese, e il locale impatto degli eventi meteorologici, hanno favorito il drenaggio di un sistema idro-geologico, principalmente caratterizzato dal corso di fiumi stagionali. Questi sono contraddistinti da un breve corso, sviluppato su letti ristretti e fianchi ripidi, essi rappresentano la fonte primaria per il trasporto dei sedimenti, che vengono portati sulla zona costiera, attraverso la piattaforma e le aree in mare aperto.

A causa del clima mediterraneo, il settore, stagionalmente, è interessato da eventi meteorologici di intensa entità, rappresentata dai temporali con singoli eventi che raggiungono più di 400mm/giorno (la media massima annuale è di 2200mm, Caloiero et al., 1990). Tali eventi estremi hanno un periodo di ricorrenza di 20 a 25 anni a Sud della Calabria ionica (Versace et al., 1989). La ricorrenza di intensi terremoti e forti precipitazioni determina il verificarsi di eventi di frane diffuse e scorrimenti superficiali, dovuti ad intensa erosione.

In questo ambiente, l'uomo ha esercitato una azione catalizzante con la conseguenza modifica dei processi geomorfologici: la deforestazione ha notevolmente aumentato la azione erosiva sui pendii, le opere fluviali hanno condizionato l'aggradazione costiera, e le opere di ripascimento hanno modificato la morfologia del sistema costiero. Contromisure, come dighe di controllo e riforestazione nel corso del XX secolo, hanno portato ad un degrado dei letti dei fiumi e l'esaurimento dei depositi costieri attuali (spiaggia) (Sorriso-Valvo, 1994). Gli effetti di un tale tipo di modifiche sia profonde che più superficiali sul settore calabrese hanno condizionato lo sviluppo di un caratteristico sistema di drenaggio, dove la lunghezza supera la larghezza.

Fiumi	Lungh [km]	Ampiezza [km]
NOVITO	16.9	6.6
TORBIDO	19.5	16
AMUSA	16.6	4.6
ALLARO	27.7	12
PRECARITI	20	5.1

Inoltre il regime climatico stagionale provoca un forte trasporto e deposizione di una grande quantità di sedimenti, dal bacino di drenaggio fino alla zona costiera, fino a convogliare direttamente dal settore onshore alle strutture che si sviluppano lungo la piattaforma e scarpata.

Questi corsi d'acqua, a causa del sollevamento tettonico, presentano profonde incisioni vallive e un'elevata percentuale di aree in frana (Carta delle

Grandi Frane e Deformazioni Gravitative Profonde di Versante della Calabria, Progetto Corine).

L'evoluzione strutturale della zona in esame risulta essere quindi causa, assieme al condizionamento climatico ed alle litologie presenti, delle peculiarità geomorfologiche dell'area, caratterizzata da sistemi idrografici brevi ma ad alta pendenza, che incidono profondamente l'entroterra e che determinano la formazione di strutture a mare (canyon) in correlazione ad un intenso trasporto di sedimenti. Ragione per cui durante l'analisi dell'area in esame, si è visto come la dinamica sedimentaria dell'offshore dell'aerea sia collegata a cinque fiumi, da Nord a Sud, Precariti, Allaro, Amusa, Torbido e Novito, le cui foci sembrano essere direttamente collegate alle strutture, dei canyon Caulonia e Roccella Ionica, presenti nella zona sommersa (Fig.4.2).

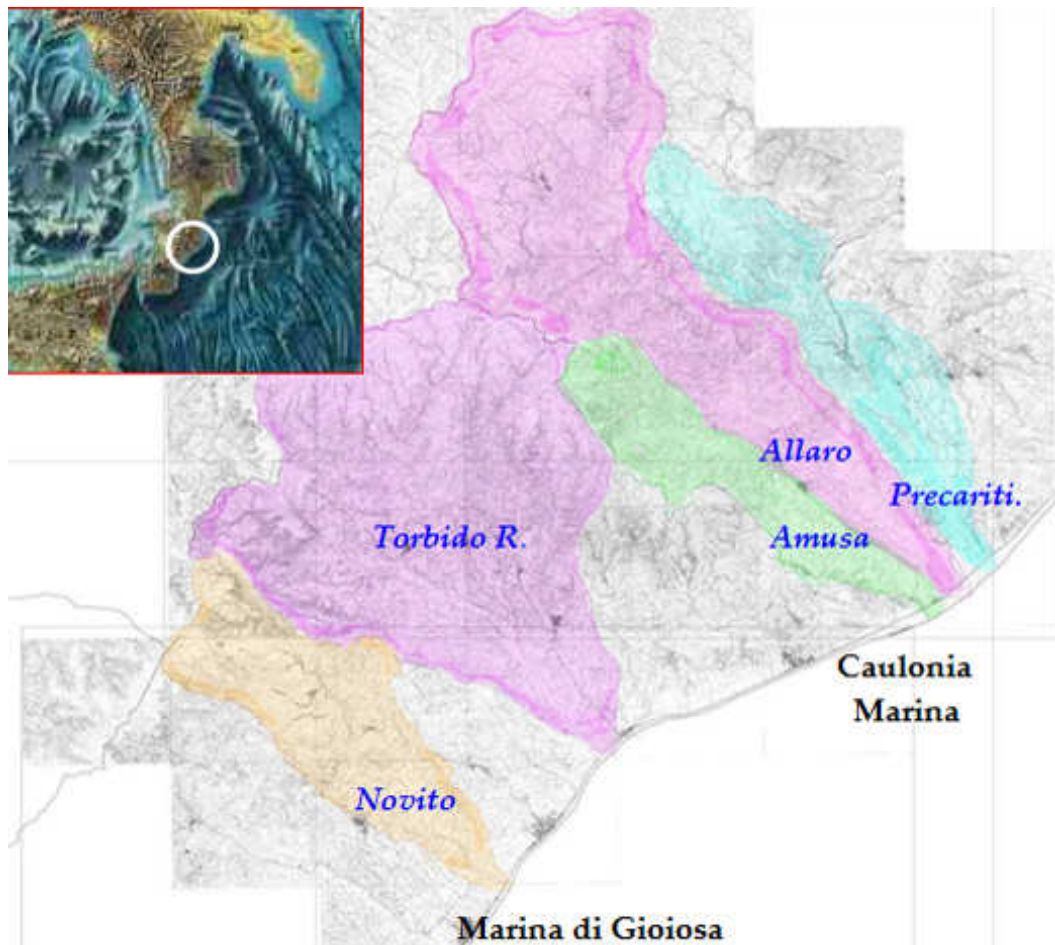


Fig 4.2. Ubicazione e bacini idrografici dei 5 cinque fiumi.

Dalle analisi condotte su i profili longitudinali dei fiumi in studio si potuto verificare che si tratta di un bacino idrografico in equilibrio, costatato dal tipo profilo concavo che caratterizzato tutti i fiumi analizzati e da valori di pendenza che fanno ipotizzare che i fiumi si trovano in uno stadio legato a variazione tettonica e climatica (Fig. 4.3).

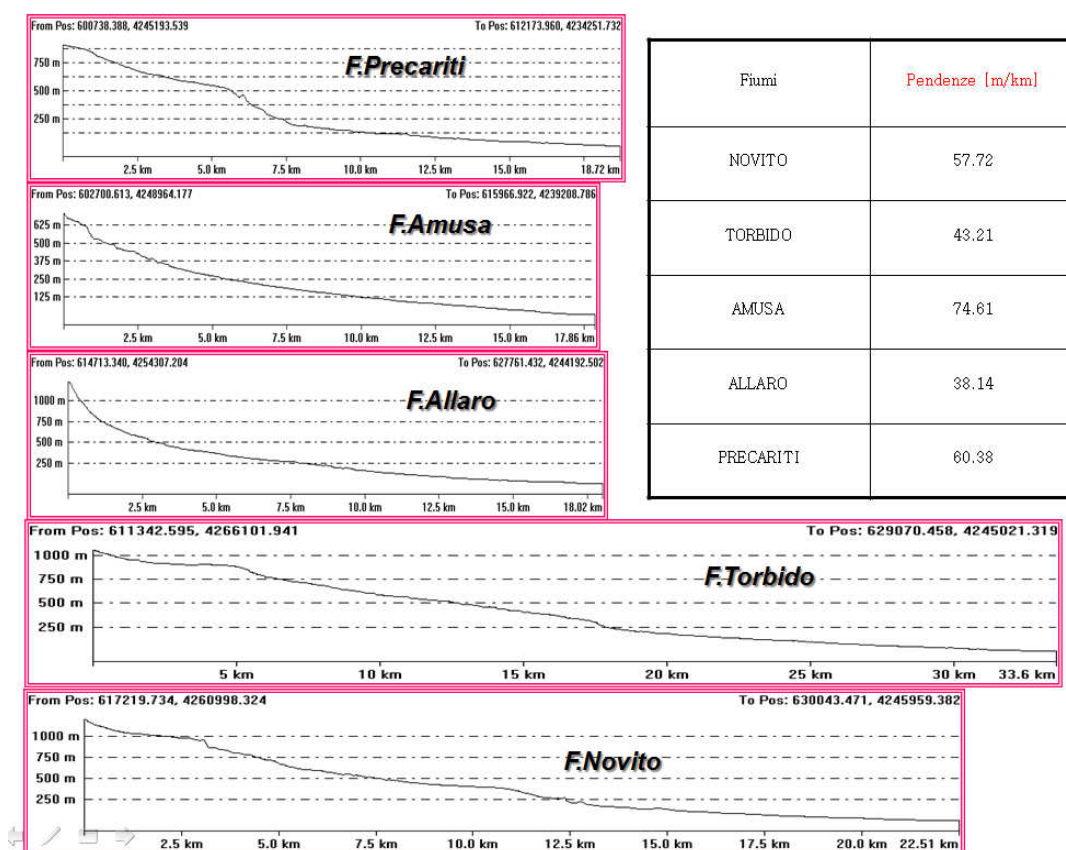


Fig 4.3. Profili longitudinali lungo la asse principale dei fiumi in studio con le caratteristiche pendenze

Questi fiumi caratteristici sono tipici della settore Calabria e Sicilia (Fiumare) caratterizzati da un letto asciutto in estate-primavera, e a regime torrenziale-catastrofico durante il periodo invernale. Questi processi influenzano direttamente i modelli deposizionali sia sulle conoidi di deiezione che sulla fascia costiera, ove localmente insiste anche l'attività di forti mareggiate. Lungo il corso bacini, i settori centrali sono caratterizzato da valori di pendenza maggiore, fino a 40°, coincidenti con le zone a più alto tasso di erosione (Fig. 4.4). L'azione degli

eventi meteorologici sui letti bacini migliora il comportamento dei processi di erosione, trasporto e deposizione, già favorita dalla elevata pendenza. Queste caratteristiche determinano l'apporto di sedimenti lungo la costa, la piattaforma e la scarpata, sia di sospensioni più sottili (sabbia e argilla), che sul fondo di una frazione di sedimenti di taglia grossolana (ghiaia e massi).

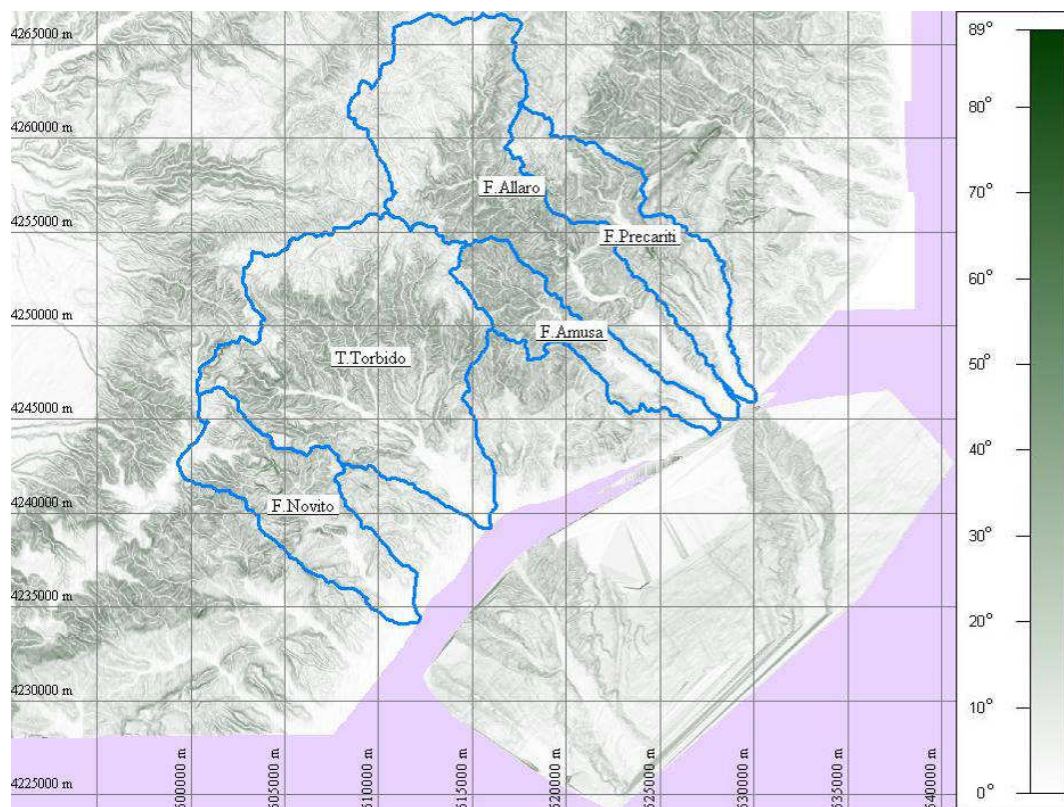


Fig. 4.4 Carta delle pendenze

Un'immagine tridimensionale della ubicazione, delle foci dei fiumi (Precariti, Allaro, Amusa, Torbido e Novito) che risultano essere interconnessi con la morfologia sotto marina (Canyon Marina di Gioiosa e Caulonia Marina) è mostrata in figura 4.5.

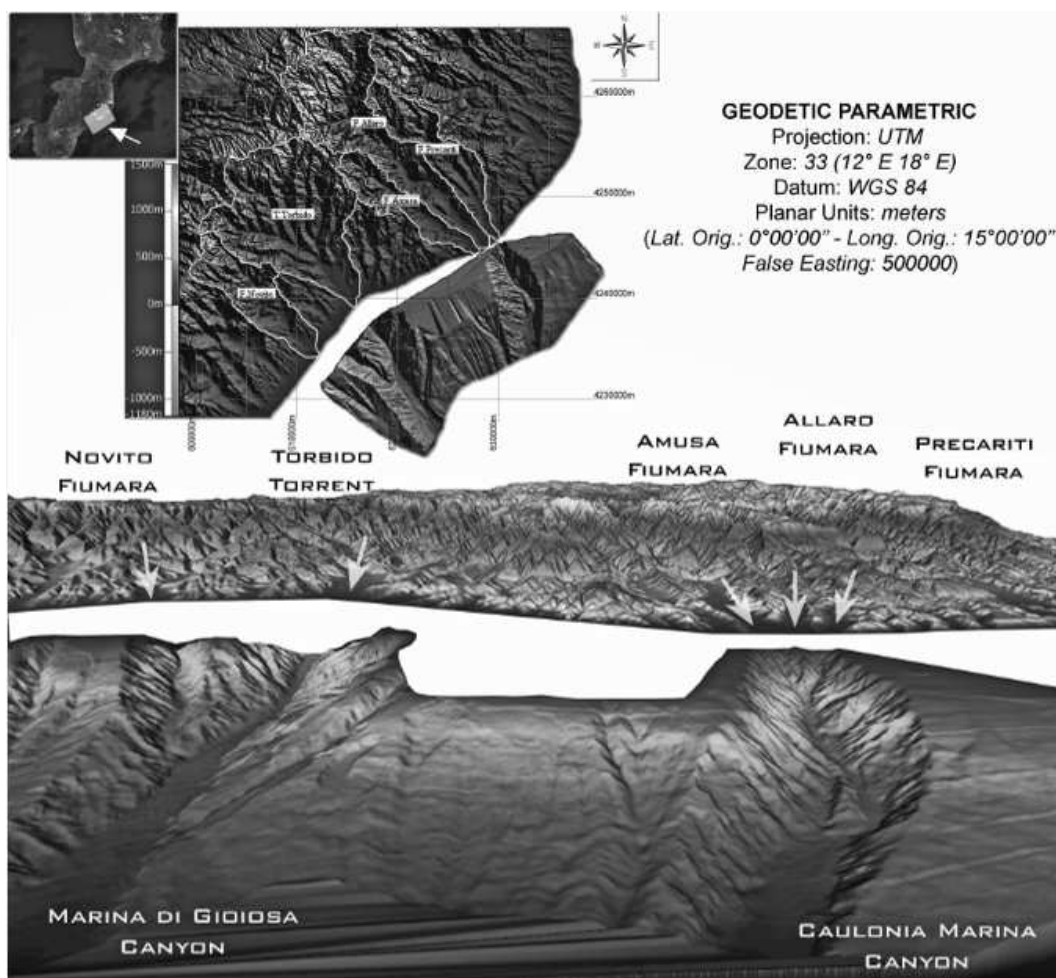


Fig. 4.5 Rappresentazione tridimensionale (DTM) della fascia costiera e dell'antistante area offshore (Di Grigoli et alii, 2008).

Sulla zona costiera, l'attività di fiumi e la taglia granulometrica dei sedimenti condizione l'ampliamento della piattaforma, di solito più stretta in corrispondenza dei principali sistemi di fiumi, come quello situato a Nord dell'area di studio rappresentato dai fiumi Precariti, Allaro, Amusa, che uniscono le loro foce in corrispondenza della linea di costa. Qui, in particolare la frazione di sedimento generata dal sistema di drenaggio, presumibilmente dovuta ad eventi di alta energia, è di taglia grossolana. Questo sedimento potrebbe essere sia rigestito dalle correnti lungo costa che incanala come correnti torbiditiche direttamente nelle testate di canyon (situate a circa 80-150m dalla linea di costa), raggiungendo i settori di scarpata più profondi, per poi depositarsi lungo

o lateralmente all'asse di canyon. Privando inoltre la zona costiera della frazione grossolana.

A confermare le ipotesi fin qui discusse sono recenti studi effettuati in aree marine prossimali che hanno evidenziato, tramite campionamenti di sedimento, che la morfologia del margine in esame è modellata su una potente sequenza plio-quadernaria che si origina da un apporto terrigeno molto elevato proveniente dall'Arco Calabro (Colizza et al., 2008).

4.2 VARIAZIONI DEL LIVELLO DEL MARE LUNGO IL SETTORE COSTIERO IN STUDIO: RILEVAMENTO GEOMORFOLOGICO DI CAMPAGNA

La variazione relativa del livello del mare è presente lungo tutta la costa italiana caratterizzata da una notevole variabilità spaziale e temporale in tutto l'Olocene, si tratta del risultato combinato di eustatismo, glacio-idro-isostasia e movimento tettonico.

Il primo parametro è globale ed è in funzione del tempo, mentre gli ultimi due variano da luogo a luogo. La glacio-idro-isostatica è un fattore ben definito da un modello ipotizzabile, esso deriva dall'aumento e dalla diminuzione dello spessore del ghiaccio alle alte latitudini; invece la componente tettonica è meno prevedibile, con un modello meno regolare, generalmente di minore lunghezza d'onda (Lambeck et al. 2004). Il contributo dell'idro-isostasia è risultati del carico delle masse d'acqua (oceani) sul fondale marino. Nel caso del Mediterraneo, la massa d'acqua causò subsidenza massimo entro le parti centrali del bacino, e il relativo sollevamento sulla costa e nell'entroterra. Per ciò che riguarda la tettonica, la penisola italiana non può essere considerata stabile su scala quaternario o più a lungo di tempo. In particolare, mentre il 25% è costituito da basse pianure, alcune delle quali sono in subsidenza, le coste meridionali della Calabria e della Sicilia Orientale sono sottoposte a tassi uplift medi di 1 millimetro/anno che raggiungo in alcune zone anche 1,4 millimetri/anno (Monaco et al., 2001, Antonioli et al. 2003, Miyauchi et al., 1994), quindi in qualsiasi analisi di variazione del livello marino in Italia, in termini di eustatismo e isostasia, deve essere correlata con la possibilità di un movimento tettonico verticale.

Un importante espressione del sollevamento in Italia, durante l'interglaciale è il livello MIS 5.5 o 5e, è chiamato anche Tirreniano. Tale livello è caratterizzato da diversi marker morfo e lito-stratigrafici, compresi solchi di battente, facies sedimentarie lagunari, spiagge fossili e terrazzi marini che spesso contengono

associazione fossili tipiche di ambiente caldo (Fauna senegalesi, tra cui *Strombus bubonius*; Gignoux, 1913).

A livello globale lungo le coste, nelle regioni tettoniche stabili, l'ultimo interglaciale si trova a pochi metri sul livello del mare attuale, invece in altre zone, come quella della Calabria, si evincono verifica a più di 100m.

La particolare situazione di questa regione è portata alla realizzazione di diversi tipi di studio, finalizzati alla valutazione del sollevamento tettonico della Calabria correlato alle variazioni quaternarie del livello del mare. Tali studi sono stati condotti principalmente sui depositi affioranti lungo la zona costiera (Lambeck, 2004; Pirazzoli, 1997; Dumas, 1987, 2005; Antonioli, 2006).

Premesso che i terrazzi marini sono state modellati orizzontalmente dall'oscillazione del mare, questi si trovano in corrispondenza dei cicli di massimo e di minimo, raggiunto durante ogni ciclo completo di variazione del livello del mare, o durante le fasi intermedie di salita e caduta del livello del mare.

La regione Calabria, è caratterizzata da una peculiare interazione glacio-eustatica, infatti, durante le oscillazioni del Pleistocene Medio superiore, per ogni singolo ciclo del IV ordine (Williams, 1988) e il coevo sollevamento tettonico regionale si ebbe la formazione di terrazzi marini di 100-150m di larghezza, generati durante un determinato highstand. Il contributo del sollevamento tettonico regionale, permise la conservazione dei terrazzi marini. Questa situazione ha permesso la formazione di una sequenza di terrazzi marini, esposti a diverse elevazioni lungo la costa ionica calabrese (Dumas, 1980, 1987; Miyuchi, 1994). Recentemente, nei pressi dello Stretto di Messina, sono stati cartografati terrazzi di abrasione marina tra 40-820m di altitudine (Dumas, 1980), terrazzi del Pleistocene fino a 1350m di altitudine (Miyuchi, 1994); a Vibo Valentia, sono stati trovati in situ, a 50 metri al di sopra il livello del mare attuale, dei campioni caratterizzati dalla presenza del corallo *Cladocora cespitosa* e del fossile guida dell'ultimo Interglaciale *Strombus bubonius* (Dumas, 1987).

Il rilevamento della zona in esame, condotto con la collaborazione del Dr. Ph.D M. Agate (Uni Palermo), Dr. Ph.D F. Antonioli (ENEA), Prof. C. Monaco (Università di Catania), Dr. Ph.D L. Ferranti (Università di Napoli) e Dr.ssa Ph.D C. Tessarolo (Università di Milano Bicocca), è stato mirato alla ricerca di evidenze del sollevamento tettonico che durante il Pleistocene medio ha contraddistinto l'area in esame.

Durante il rilevamento della fascia sono stati cartografati dei depositi del Pleistocene medio a 130m slm; si tratta presumibilmente appartenente alla fase isotopiche 7, sabbie di trasgressione al di sopra della formazione Trubi. L'elevazione di questo terrazzo dimostra come l'effetto delle uplift è fattore predominante nella zona in studio (Dumas, 2005).

I dati di campagna (presenza dei terrazzi marini) in accordo con i dati presenti in letteratura lungo la zona di Crotona hanno permesso di valutare il sollevamento del Pleistocene medio. Infatti sono stati riconosciuti cinque livelli di Pleistocene, caratterizzato da depositi di cicli alta frequenza, interpretati come variazioni del livello del mare correlate alla curva isotopica delle oscillazioni del Pleistocene. Il tasso di sollevamento dedotto dall'interpretazione degli autori è compreso tra 0,4 a 1,8 millimetri/anno.

Per quanto concerne la risalita del livello del mare, i studi di Lambeck e Johnston (1995), basati sull'aumento del livello del mare come funzione della deformazione isostatica della superficie marina correlata alle coperture di grandi masse di ghiaccio, hanno permesso di stimare che durante gli ultimi 6000 anni, nell'area di studio, la risalita del livello del mare è stata di circa 7-8m, e meno di 2 metri a partire dagli ultimi 2000 anni.

Un altro modello isostatico (Peltier, 1996) effettuato nella zona di Reggio Calabria indica un totale aumento relativo del livello del mare di circa 4,25 m per gli ultimi 6000 anni e di 1,64 m per gli ultimi 5000 anni.

Sulla base di questi presupposti, è possibile affermare che negli ultimi 6000-5000 anni il sollevamento tettonico e il trend di subsidenza hanno avuto la stessa velocità, compensando così a vicenda gli effetti relativi.

Anche se tutti questi modelli rappresentano una valutazione empirica-matematica solo alcuni parametri, potrebbero spiegare perché in molti settori della penisola italiana, si evincono eventi di sollevamento durante Quaternario.

Quindi se la variazione del livello del mare globale può essere trascurata la componente di subsidenza glacio-idro-statica è diventata più lenta rispetto al trend tettonico locale, che potrebbe avere iniziato la sua attività l'ultimo migliaio di pochi anni (Pirazzoli, 1997). Pirazzoli et al. (1997). Evidenze di questa uplift recente sono osservabili, per circa 180 km, lungo il settore Sud-Est della Calabria.

Anche se solo in un caso (vicino Crotona) il litorale emerso rifacentesi al tardo Olocene è caratterizzato da un uplift con valori compresi tra 1.0 e 1.5 m. Questo potrebbe essere collegato alla presenza di una faglia che attraversa e disloca in diversi blocchi il settore occidentale della Calabria, permettendo l'ipotesi di più spostamento cosismici (olocenici) a componente per lo più verticale (Pirazzoli et al., 1997).

4.3 CARATTERISTICHE MORFOLOGICHE DELLA FASCIA COSTIERA: RILEVAMENTO DELLA SPIAGGIA

Nell'ambito del Progetto Vector, nel giugno 2008 è stata effettuata una campagna di rilevamento della fascia costiera, al fine di comprendere la morfologia della ambiente di transizione tra il settore sommerso ed emerso.

Il rilievo è stato condotto in collaborazione con l'Università di Trieste (Prof. S. Fontolan e Dr. S. Pillon) e Milano Bicocca (Dr.ssa PhD C. Tessarolo), lungo le spiagge da Caulonia Marina a Nord alla città di Soverato a Sud, nei pressi della foce del fiume Novito.

Durante il rilevamento sono stati realizzati dei profili di spiaggia di litorale utilizzando un sistema GPS, costituito da una base GPS ed una stazione Rover (Fig. 4.6). Questo ha permesso di ipotizzare e valutare le modifiche che stanno agendo sul dominio spiaggia, e di capire quali sono i più probabili fattori responsabili.

I fattori in questione sono:

- presenza di fiumare, e quindi trasporto e deposizione di sedimenti;
- correnti trasversali e longitudinali;
- eventi meteorologici estremi;
- attività umana.

Una valutazione delle morfologie attuali presenti sulle spiagge è quindi utile per comprendere gli elementi che agiscono sulle zone costiere, l'intensità della loro attività e alla fine il loro ripetersi. Principalmente le indagini hanno permesso di determinare l'effettivo comportamento del sistema costiero rispetto alla zona circostante, vale a dire se la linea di costa è in una situazione di equilibrio, avanzamento o erosione. Il tutto finalizzato ad ottenere un quadro completo del dominio della fascia costiera, utile per una migliore comprensione delle relazioni tra dominio emerso e sommerso nella zona in studio.

I profili sono stati realizzati, con una interdistanza di circa 1 km, limitati a Nord dalla foce Fiumara Precariti, nei pressi del centro abitato di Caulonia Marina, e a Sud dalla foce del fiume Novito, a Sud della città Soverato. In totale sono stati realizzati 20 profili lungo una fascia di 27 km (Fig.4.6).

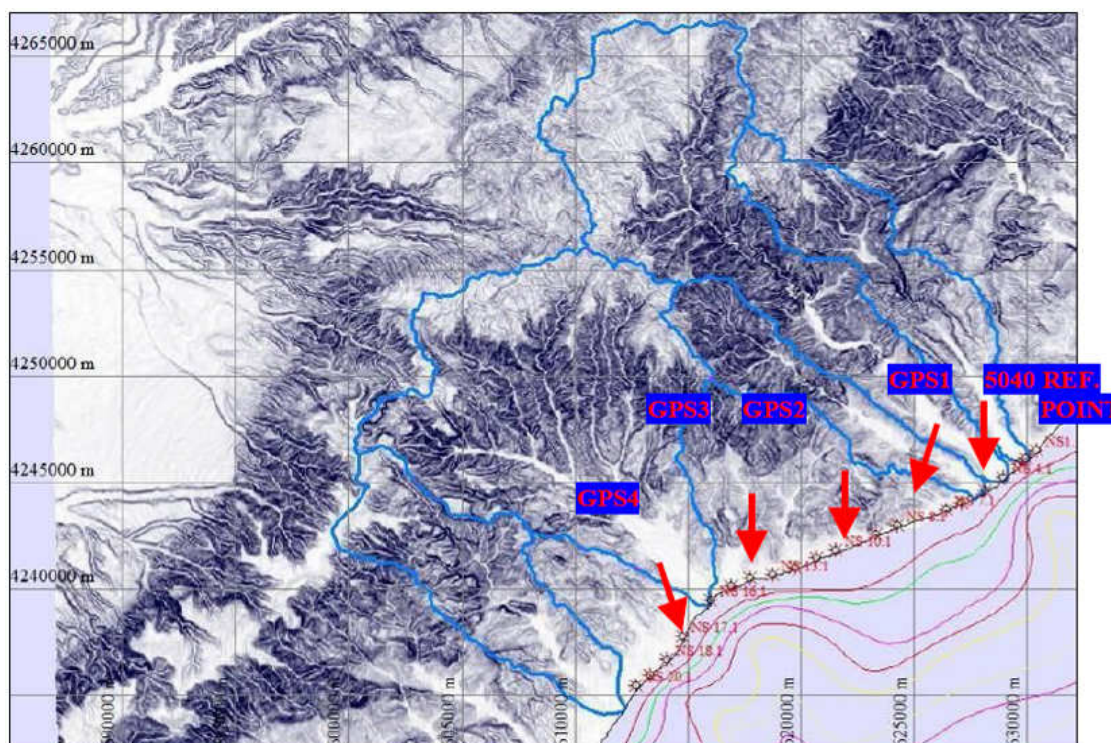


Fig. 4.6. Localizzazione dei profili lungo la fascia costiera in studio. Le frecce indicano le posizioni del GPS base.

La realizzazione dei profili GPS, è avvenuta tramite GPS e l'individuazione di uno o più "georeferenziati", appartenente alla rete geodetica nazionale, indispensabili per calibrazione della stazione base GPS. Come punto di riferimento è stato preso il numero di riferimento 5040 (sito regione Calabria) cartografato nel 2001, situato in prossimità della linea di costa della città di Caulonia (Fig.4.6). Dal punto geodetico 5040, sono stati generati altri 3 punti, distanziati di circa 5 km, al fine di coprire l'intera area di interesse. Queste stazioni sono state chiamate GPS1, GPS2, GPS3 e GPS4, ubicate come indicato dalle frecce in Fig. 4.6. Per favorire la corretta la comunicazione tra i due elementi GPS è stata mantenuta una distanza massima di 2-4 km.

Dal rilievo condotto nel settore calabrese, si evince che l'alto gradiente dei fiumi porterebbe fino alla loro foce massi e ghiaia, condizionando la formazione di spiagge caratterizzate da sedimenti medi e grossolani (sabbia e ghiaia). Inoltre, la forte attività delle onde, che caratterizza il settore, è in grado di prendere in carico le frazioni più grossolane dei sedimenti, e quindi favorire la formazione di spiagge a grana grossa.

Più in dettaglio a Nord, dal centro di Caulonia Marina, la spiaggia è stretta, con pendenza piuttosto elevata, ciò è probabilmente legato alla azione delle onde e/o al locale trasporto longshore (da Nord a Sud), si evincono anche correnti trasversali (rip current) alla linea di spiaggia, che determinano la formazione di strutture ad onda, caratterizzate da cuspidi elevate quasi 40 centimetri lungo la superficie di spianamento della spiaggia (Fig. 4.7).



Fig. 4.7. Strutture ad onda e corrispettive cuspidi, caratterizzate da sedimento di taglia grossa. Profilo NS2.

Proseguendo verso Sud, i profili realizzati a Nord del porto di Roccella Ionica (NS6-NS7), a differenza di quanto descritto precedentemente, mostrano una tendenza di avanzamento, difatti il tratto costiero è caratterizzato da spiagge ampie e poco inclinata (Fig. 4.8), correlato al basso impatto antropico e alla cattura dei sedimenti più fini ad opera della struttura portuale.



Fig. 4.8. Foto del Profilo NS6, mostrante una spiaggia con chiare tendenza d'avanzamento.

Oltre passando il porto, le spiagge sono di nuovo interessate da erosione (NS8 a NS13), tutto il settore meridionale è condizionato dalle attività antropiche per il turismo (stabilimenti balneari pubblici passeggiate, ect). qui la larghezza spiaggia è caratterizzata è interessata da un forte ampliamento (ripascimento), e da omogeneo pendenza media, con valori più alti in alcuni settore frontale della spiaggia in prossimità della battigia (Fig.4.9).



Fig. 4.9. Foto del Profilo NS9, mostrante l'influenza delle infrastrutture antropiche

La quasi totalità delle spiagge, distanti dai fiumi sono caratterizzate da profili con concava verso l'alto e dalla presenza di fronti d'onda di sedimenti tipicamente dovuti ad eventi di mareggiati. Questa situazione porta a definire che la spiaggia attuale è soggetta ad erosione ed al conseguente arretramento correlato alla mancanza di ingresso regolare di nuovi sedimenti. Una strana situazione poiché di solito nei settori caratterizzati dalla presenza dei delta di fiumi e nelle zone in prossimità delle foci dei fiumi (dai quali ricevono regolarmente nuovi sedimenti) sono caratterizzati da profili convessi verso l'alto.

Dall'analisi dei dati morfologici ed dall'elaborazione geometrica dei profili realizzati, si osserva che la maggior parte delle zone costiere sono sottoposte a erosione o alla presenza di un forte impatto antropico. Una sintesi dei dati morfologici è espresso con l'ausilio dai grafici sottostanti dai quali si riesce a distinguere l'andamento delle variazioni delle ampiezze della spiaggia, da 27 a 115 m (Fig. 4.10) e dell'inclinazioni (Fig. 4.11), comprese tra 3.5° e 14.1°.

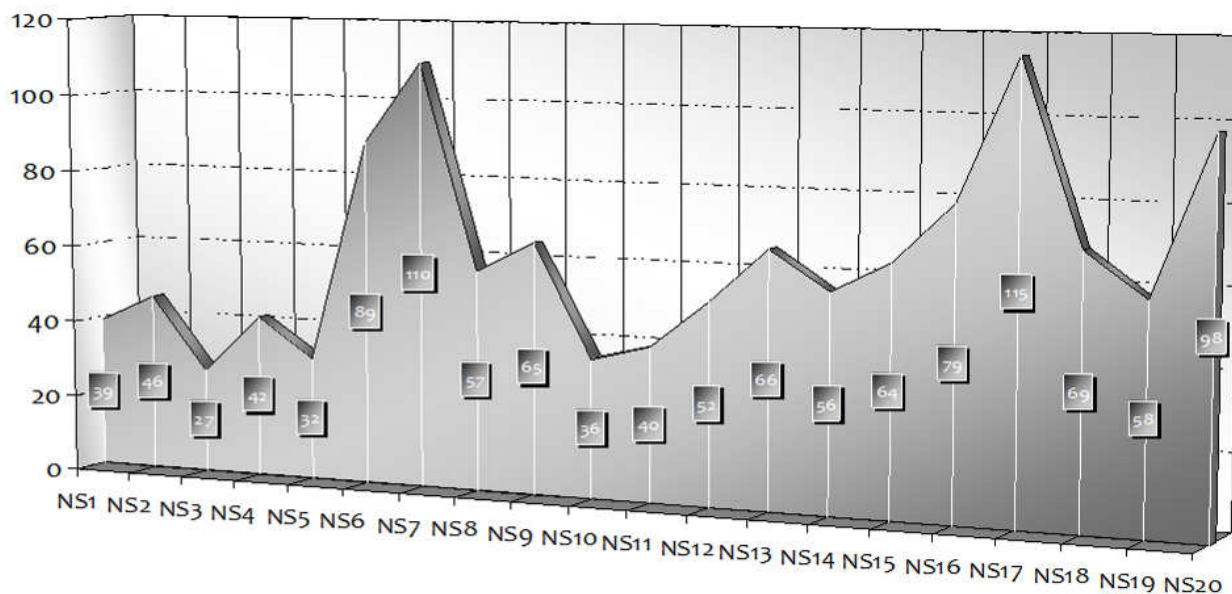


Fig. 4.10. grafico mostrante la variazione delle ampiezze delle spiagge, in ascissa il numero dei profili in ordinata la ampiezza espressa in metri.

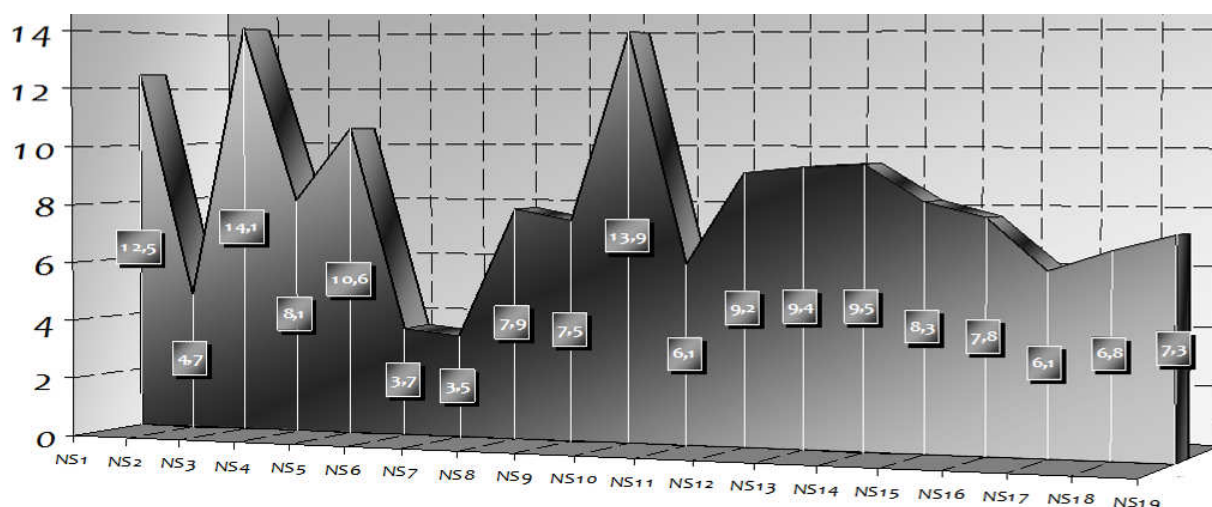


Fig. 4.11. Grafico mostrante la variazione dell'inclinazione delle spiagge, in ascissa il numero dei profili in ordinata l'inclinazione espressa in gradi.

Da quanto riferito si potrebbe ipotizzare che i flussi di sedimenti e di acqua dolce in un margine continentale in gran parte dipendono dal clima e dalle caratteristiche dei bacini di drenaggio (ad esempio elevazione acqua a monte), che insieme contribuiscono ad influenzarne l'idrogeologia dei fiumi. Gli altri fattori che potrebbero agire in questo equilibrio, sono l'antropizzazione della

fascia costiera (Mulder e Syvitski, 1996), le attuali rip current presenti nella zona sommersa, fanno sì che il sedimento grossolano si incanali direttamente lungo strutture sviluppatesi nei pressi della fascia costiera (vedi canyon, Caulonia Marina e Roccella, gullies cartografati in questo studio e i canyon di Bovalino ubicato più a Sud da Colizza et al., 2003)

4.4 ANALISI E DISCUSSIONE DEI DATI MORFO-BATIMETRICI E SISMO-STRATIGRAFICI

Nell'ambito del dottorato di ricerca il settore in studio è stato un ottimo laboratorio, al fine di capire le relazioni tra i settori sommersi ed emersi nell'ambito dei margini attivi assimilabili a quello della Calabria ionica. Questo è stato condotto grazie ad una campagna oceanografica mirata alla acquisizione dei dati morfo-batimetrici e sismo-stratigrafici ad alta risoluzione e al rilevamento delle morfologie a terra, come i sistemi di drenaggio e la fascia costiera (Fig. 4.12).

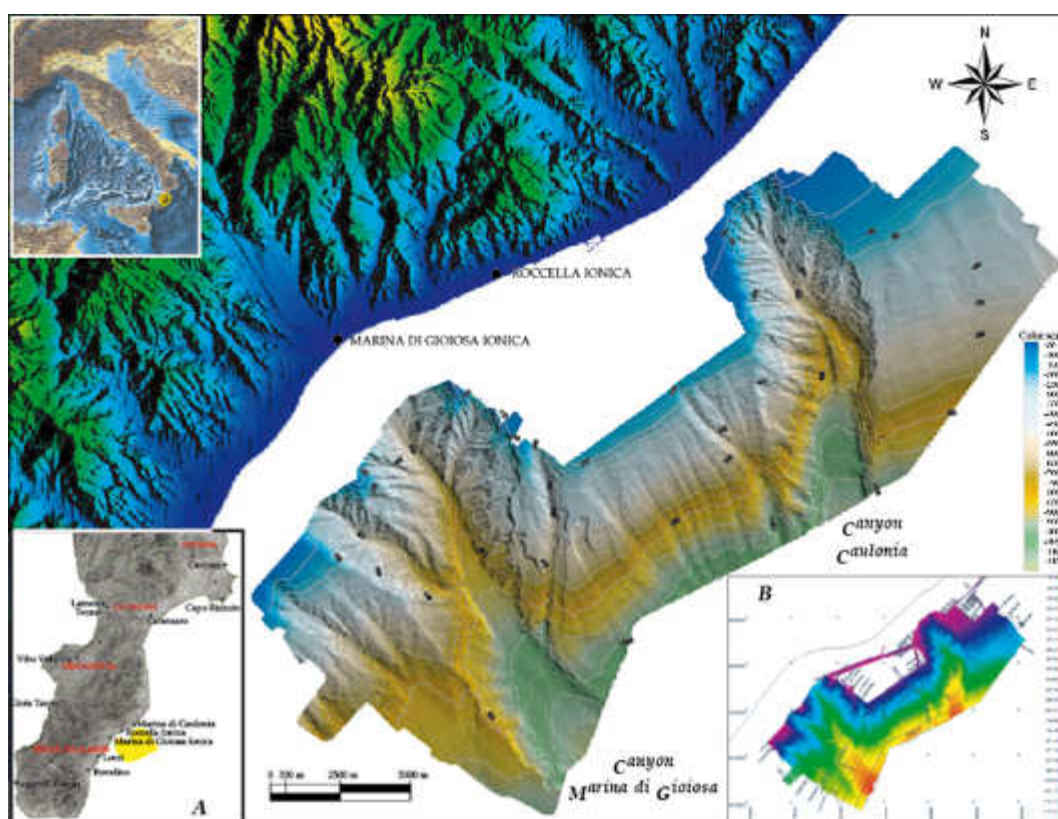


Fig. 4.12. Immagine tridimensionale in falsi colori della scarpata superiore (ricavata dal rilievo MBES) e della fascia costiera calabra (DEM, ricavato dall'elaborazione dei dati delle ortofoto in scala 1:10.000); A) Ubicazione dell'area studiata lungo la costa calabra. B) area indagata dal rilievo MBES e ubicazione delle tracce dei profili SBP.

Da quanto discusso nei paragrafi precedenti, sul settore emerso e sul quello sommerso della zona in esame si evince come diversi elementi e processi, a partire dall'evoluzione strutturale di fondo, all'oscillazioni della variazione del livello del mare, a finire con l'impatto antropico, il regime meteorologico, l'erosione della fascia costiera e l'azione delle onde, svolgono un importante e decisivo ruolo nella comprensione del settore del margine ionico in studio.

Questi fattori determinano l'attuale morfologia visibile su diversi tipi di margini, accrescendo la loro evoluzione e attraverso tutti quei processi che causano la produzione di sedimenti, trasporto e deposizione, sia per il continente emerso e per il ambiente marino.

Le caratteristiche geomorfologiche del settore costiero della Calabria ionica, compreso tra il centro abitato di Marina di Caulonia e Marina di Gioiosa Ionica, sono strettamente correlate a modificazioni a livello strutturale, rappresentate dalla evoluzione dell'Arco calabro e dei bacini ad esso connessi, e da fenomeni regionali di sollevamento e di deformazione tettonica, registrati: da intensa attività sismica con eventi profondi e di elevata magnitudo (Jenny, 2006) e da terrazzi marini quaternari che mostrano un uplift tettonico recente di circa 1mm/a (Cosentino e Gliozzi, 1988; Ferranti, 2006).

Si è costatato che i dati morfobatimetrici e sismostratigrafici acquisiti nell'area della Calabria Ionica, rappresentano un caso studio nel quale è stato possibile condurre una analisi dettagliata sulle morfologie erosive e deposizionali (superfici di distacco, orli di canyon, gullies, etc) e sui processi che li hanno generati.

Al fine di comprendere al meglio l'instaurarsi dei canyon nella area del margine ci si è basati anche sulle valutazioni e le possibili interazioni esistenti tra la rete fluviale insistente sull'area in oggetto, e le strutture correlate sviluppatesi con scale differenti sulla piattaforma e la scarpata.

La vivace morfo-dinamica è una caratteristica riscontrabile lungo tutto il settore del margine della Calabria ionica studiato, dove ricerche precedenti

avevano segnalato che alla notevole attività sismo-tettonica si accompagna la presenza di fenomeni gravitativi, diffusi nelle imponenti masse di depositi terrigeni, e il forte dinamismo nei ben sviluppati canyon di impostazione strutturale (Cuppari et al., 2004;).

L'attenzione è stata focalizzata principalmente sulle morfologie geneticamente connesse ai processi di instabilità gravitativa e sui sistemi di canyon che insistono nella fascia costiera. Infatti al pari di tanti altri margini continentali attivi (Greene et alii, 2002), anche qui la scarpata è solcata da sistemi di canyon e di incisioni minori e presenta chiare evidenze di una diffusa instabilità gravitativa.

Già le prime elaborazioni dei dati multibeam di campagna rivelavano un quadro morfodinamico articolato ed inaspettato per la moltitudine e complessità dei vari canali erosivi sia nella scarpata superiore che nelle porzioni più profonde, e per l'evidenza di un cospicuo flusso massivo dei materiali verso l'area più profonda. Nell'area, sistemi di faglie con uno sviluppo circa NE-SO condizionano la fisiografia dei luoghi, poiché si rilevano, concordanti con le principali direttrici tettoniche, netti allineamenti di cime e selle, scarpate rettilinee e corsi d'acqua a sviluppo lineare e perpendicolare alla costa. In tutto il settore, inoltre, tutta la rete idrografica consiste in numerose fiumare dal corso breve e rettilineo, i cui bacini hanno limitata ampiezza areale.

Tali fenomeni sono stati meglio dettagliati ed analizzati durante la fase successiva al processing, distinguendo le morfologie per l'intera area indagata.

Dalla analisi morfologica il settore sommerso (Fig. 4.13) antistante il litorale di Roccella Ionica e Marina di Gioiosa è caratterizzato da una ristretta piattaforma continentale di ampiezza massima 3.5 km, con pendenze dell'ordine di 1° fino a 1.6° e da una ripida scarpata che si approfondisce fino a 1400m con inclinazione media di 4-5° (fino a 9° nel settore centrale), lungo la quale si impostano due canyon principali: Caulonia e Marina di Gioiosa, orientati circa NW-SE (Di Grigoli

et al.,2008) e che si impostano dalla zona costiera fino Bacino plio-quadernario di Spartivento.

I due canyon sono localizzati in prossimità delle fiumare Novito-Torbido (canyon di Marina di Gioiosa) e Amusa-Allaro-Preariti (canyon di Caulonia) e si connettono ai corsi d'acqua, essendo impostati lungo le stesse direttrici tettoniche che in superficie hanno rettificato il corso delle fiumare (Tessarolo et al.,2008) (Fig. 4.14).

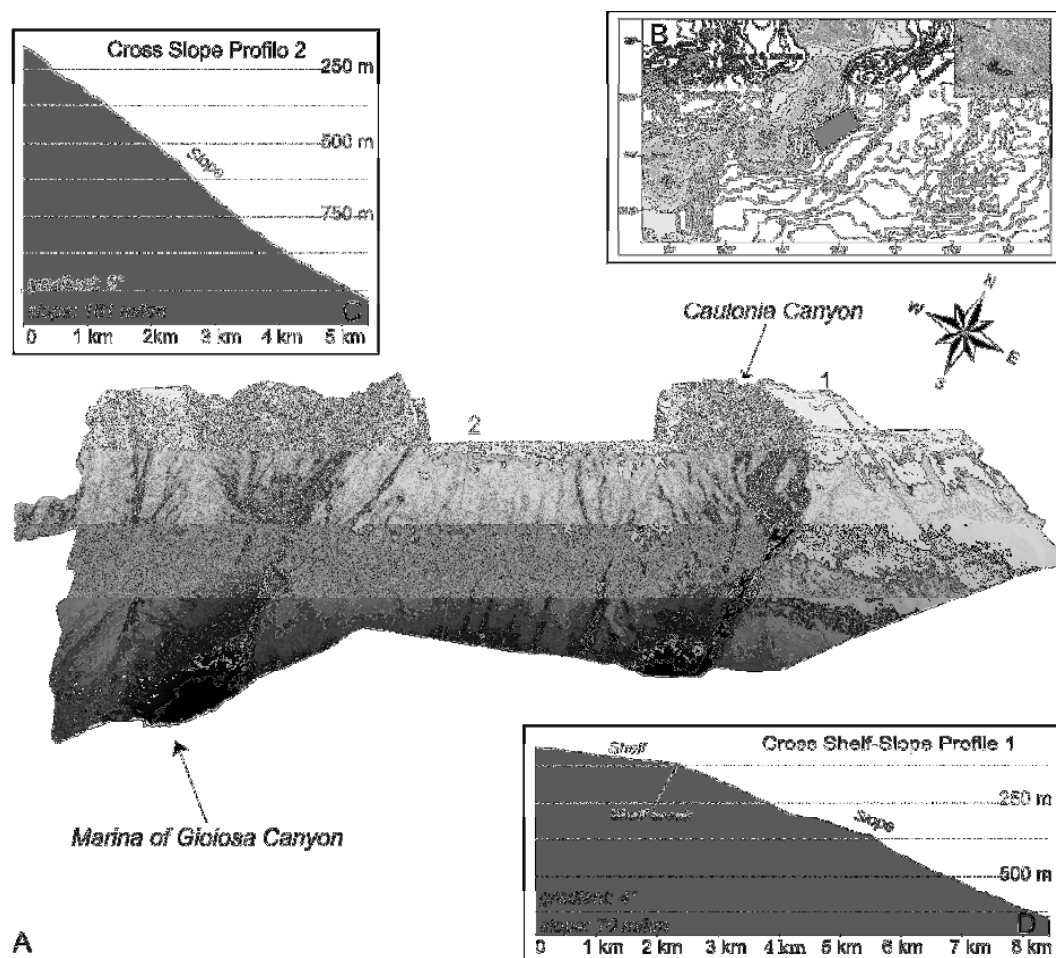


Fig. 4.13. Profili lungo la scarpata. Tracciati sul settore centrale (2), orientale (1). (A) vista 3D della zona in studio, sono evidenziati i canyon. (B) ubicazione dell'area in studio. (C-D) Profili batimetrici dei settori di scarpata.

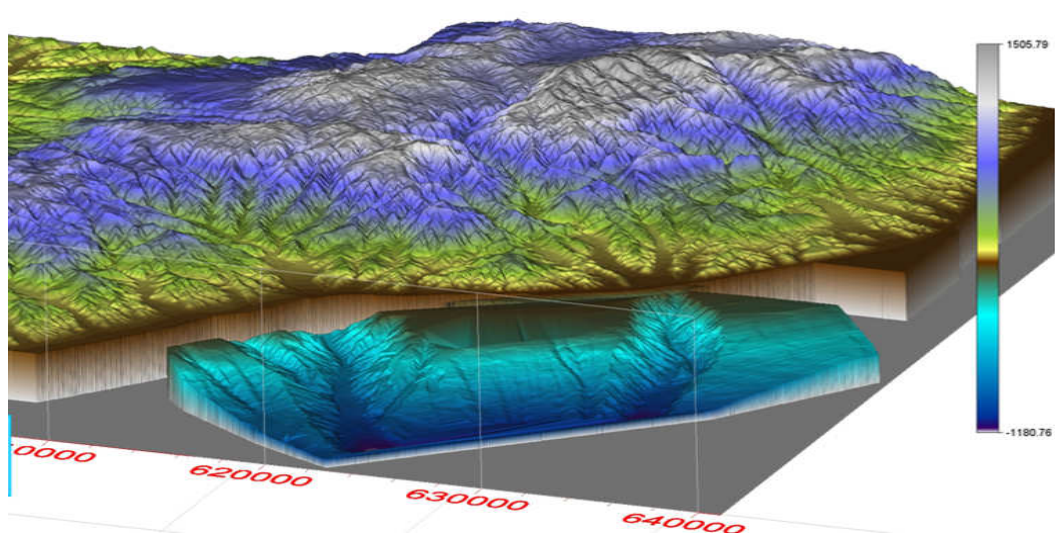


Fig. 4.14. Correlazione DTM parte mare e terra. Mostrante il ruolo delle fiumare nella formazione dei canyon.

I due canyon principali (Caulonia e Marina di Gioiosa), attraversano la scarpata con decorso circa NO-SE ad una distanza di circa 10 km l'uno dall'altro (Fig. 4.13); entrambi presentano un andamento abbastanza rettilineo con basso indice sinuosità (valori: compresi tra 1,09 e 1,02). Dai profili trasversali (Fig. 4.15 e 4.16) è possibile vedere come i canyon presentano profilo trasversale a "V" fino alla profondità di circa 900 m, oltre la quale il thalweg si allarga conferendo alla sezione trasversale una forma ad U; contestualmente diminuisce l'altezza delle scarpate che fiancheggiano l'asse dei due canyon, il che fa ritenere che oltre la profondità di 900 m il fondo all'interno delle incisioni sia costituito dall'accumulo dei depositi trasportati dai flussi gravitativi lungo i due canyon.

Entrambi i canyon mostrano un profilo longitudinale caratterizzato, nel tratto investigato da una pendenza quasi costante pari a 93m/km (Caulonia) e 53,3m/km (Marina di Gioiosa). I fianchi sono caratterizzati da un'inclinazione massima di 12° e fittamente incisi da canali tributari che convergono verso il fondo valle con direzione obliqua o trasversale all'asse del canyon (Fig. 4.15 e 4.16). Sulla terminazione superiore di questi solchi si osservano frequentemente "nicchie di distacco" prodotte da frane che si originano a causa della progressiva instabilità del fondo dovuta all'azione di "scalzamento al piede" indotta dai flussi erosivi che percorrono i due canyon.

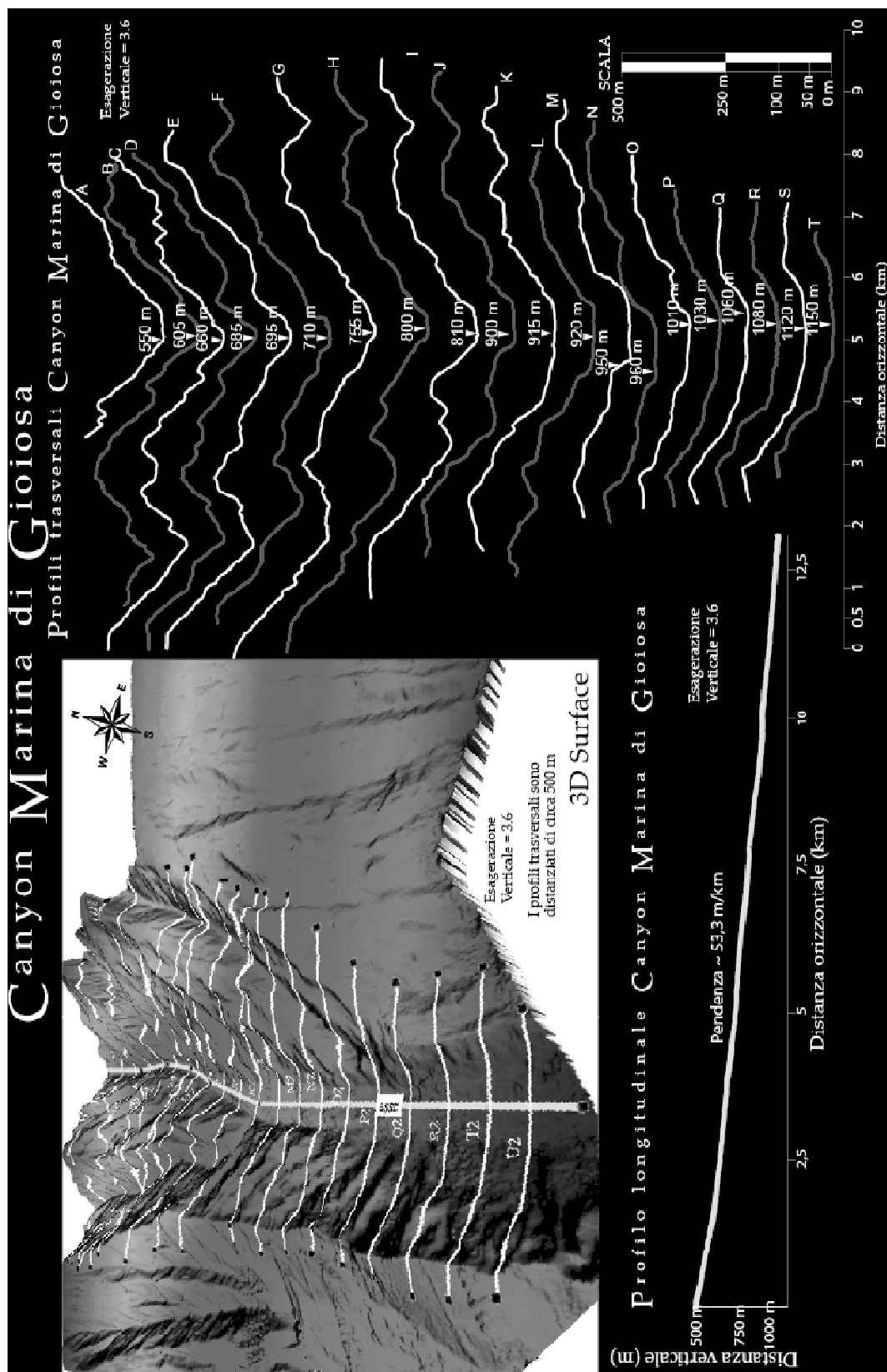


Fig.4.15. Immagine tridimensionale di canyon di Marina di Gioiosa (vista da S-E) con tracce dei profili batimetrici trasversali all'asse e profili batimetrici longitudinali agli assi dei canyon (vedi testo).

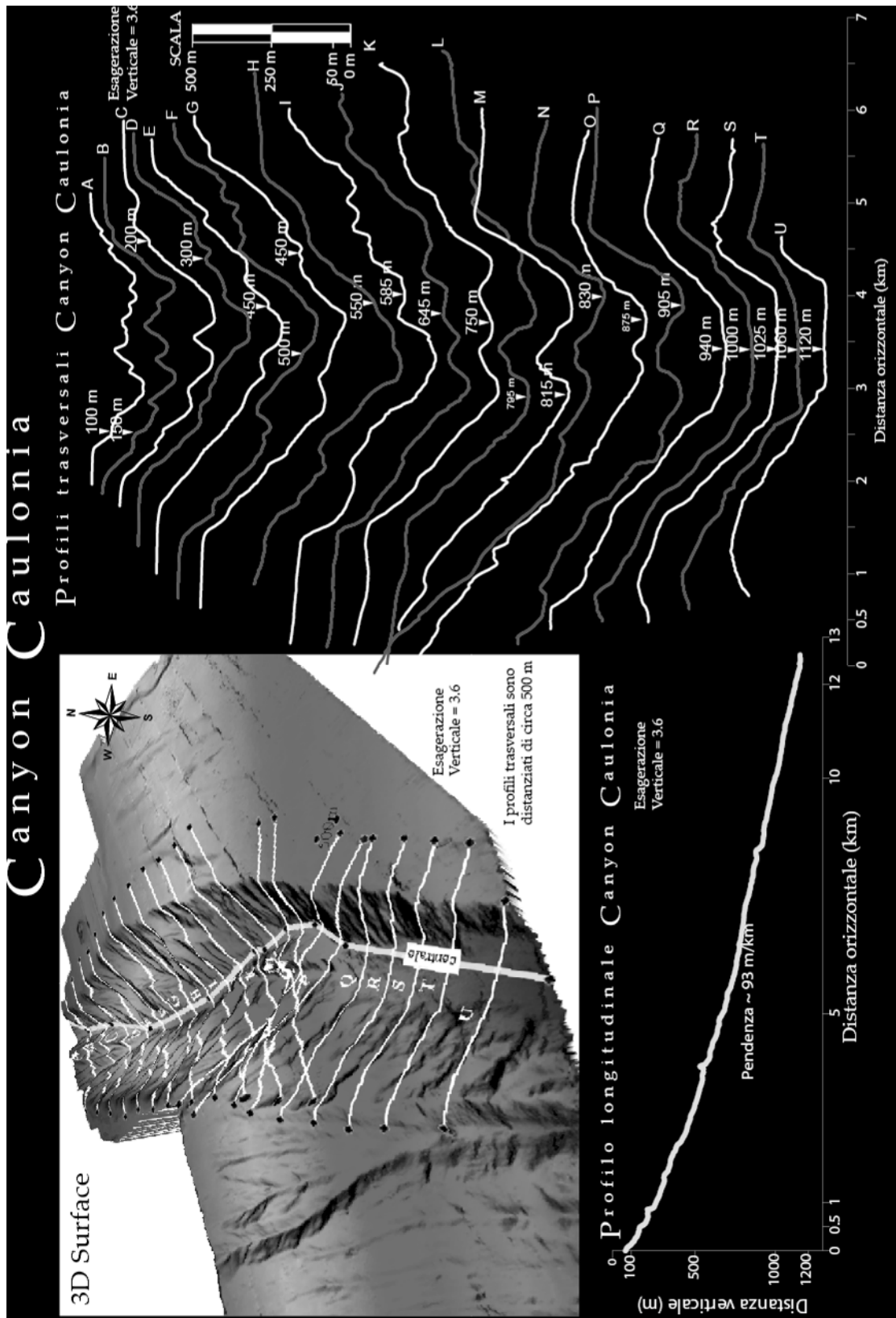


Fig.4.16. Immagine tridimensionale dei canyon di Caulonia (vista da S-E) con tracce dei profili batimetrici trasversali all'asse e profili batimetrici longitudinali agli assi dei canyon (vedi testo).

La testata del canyon di Marina di Gioiosa (Fig.4.17) appare più ampia e articolata, con il limite superiore situato molto vicino alla linea di costa. La assenza di affluenti e l'inclinazione meno marcata, permettono di ipotizzare un impatto maggiore trasporto sedimentario attraverso la struttura.

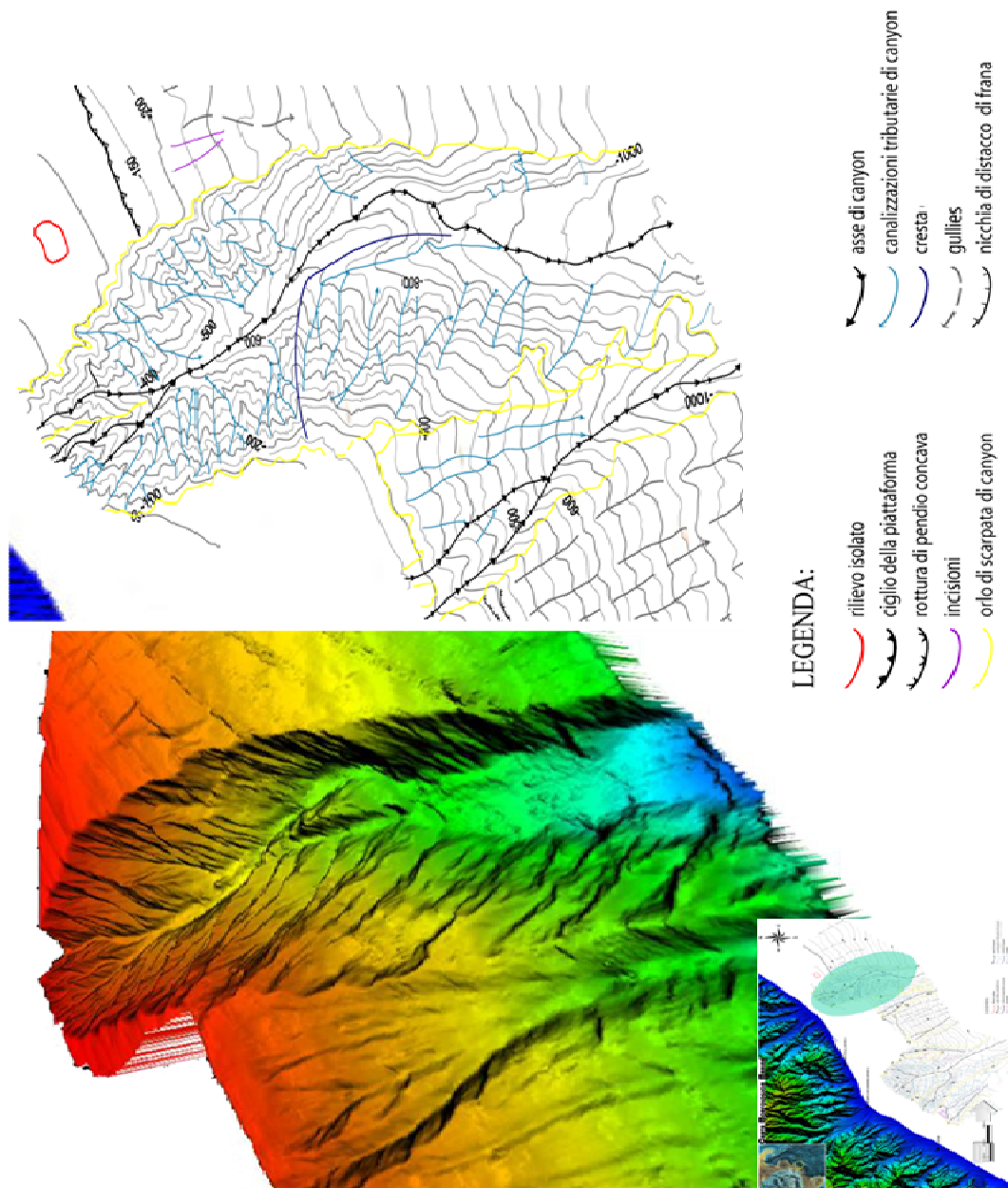


Fig. 4.17. Particolare tridimensionale del canyon di Gioiosa con la corrispettiva interpretazione morfologica.

Questo trasporto è stato probabilmente più importanti sul sistema del canale centrale, come dimostra la forma ondulata del suo asse maggiore. Quest'ultima è condizionata dalla presenza nel settore centrale di un deposito, di dimensioni di

0.2X1.7x0.6 km rispettivamente in altezza, lunghezza e larghezza. La formazione di tale deposito è probabilmente collegata ad un evento di frana sviluppatosi nel settore laterale (orientale). In questa situazione probabilmente il meccanismo di rimozione del materiale al piede provoca la progressiva instabilità delle pareti del canyon, lo sviluppo degli slumping fanno sì che scarpata orientale sia molto più accentuata. Probabilmente il materiale prodotto dalla erosione della parete viene periodicamente rimosso dai flussi erosivi che corrono lungo l'asse del canyon, dando sviluppo alla formazione di ulteriore instabilità gravitativa e approfondendo il canale principale.

La struttura del canyon di Caulonia Marina (Fig. 4.16 e 4.18) fa presupporre che sia anche esso in fase matura in una fase matura, anche se alcuni elementi permettono di ipotizzare che la sua attività sia ancora in corso.

L'alta inclinazione dell'asse è presumibilmente collegata ad una forte erosione. La presenza di una cresta centrale sul fondovalle del canyon di Caulonia è correlata alla deviazione verso est dell'asse, a causa degli eventi di instabilità dei pendii che si sono verificati dal lato occidentale e in realtà pervasa da solchi erosivi sovrapposizione (evento pendenza antica). In realtà, l'asse principale del canyon di Caulonia sembra essere ancora attivo.

Le caratteristiche più importanti nella area sono rappresentate dal sistema di due canyon di Caulonia Marina e Marina di Gioiosa Ionica, che presentano alcune differenze nella loro conformazione strutturale, probabilmente attribuibile alla fase di maturi dei canyon.

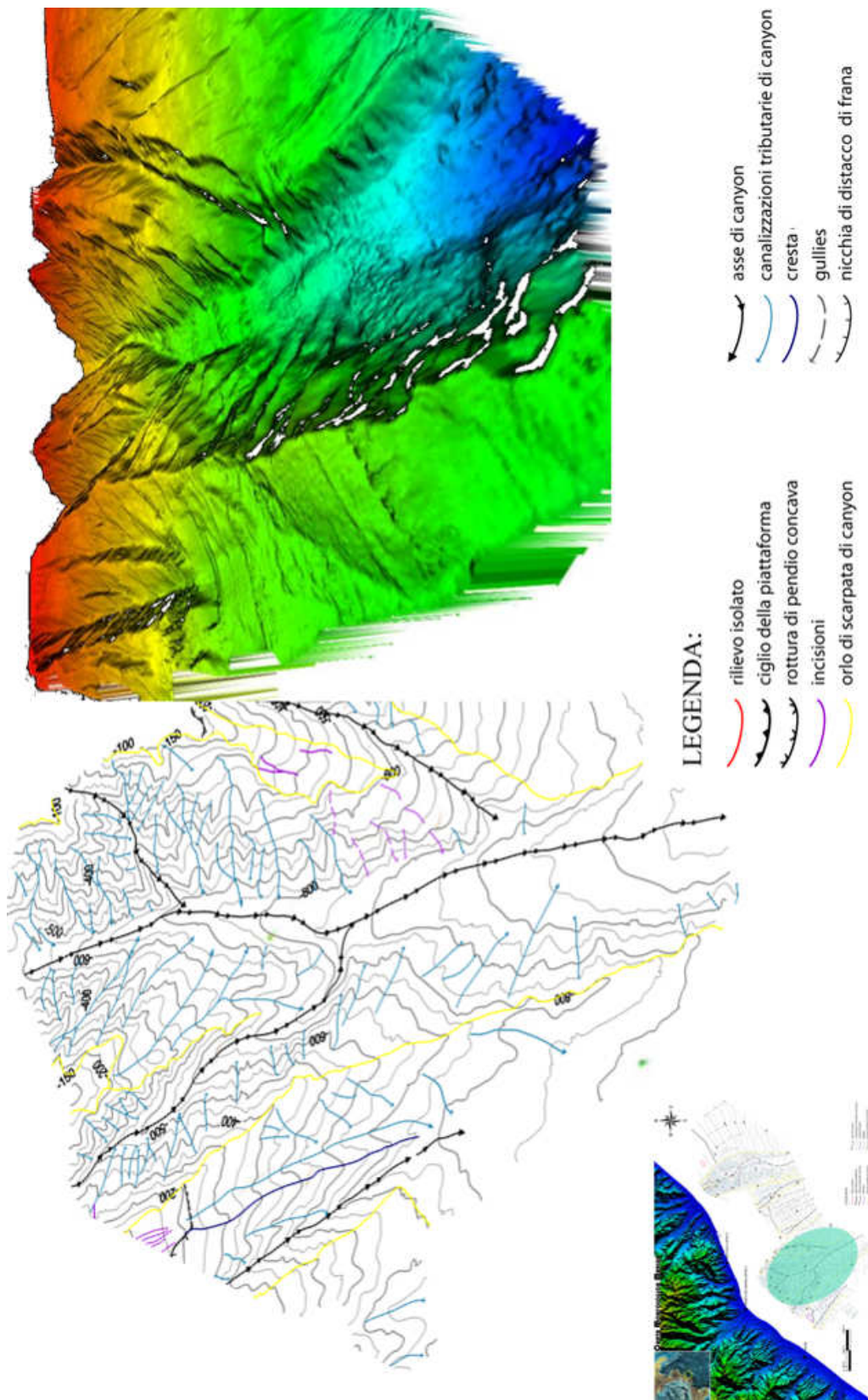


Fig. 4.18. particolare tridimensionale del canyon di Caulonia con la corrispettiva interpretazione morfologica.

Diversi canyon minori sono stati riconosciuti nel settore di scarpata interposto tra i due canyon principali; uno (ad ovest del Caulonia) si posiziona direttamente sulla scarpata, senza intaccare il limite con la piattaforma, l'altro con andamento obliquo rispetto al gradiente batimetrico principale della scarpata, è un tributario del canyon di Marina di Gioiosa; gli altri invece sono tra loro circa paralleli e mostrano un decorso abbastanza rettilineo che segue il gradiente batimetrico principale. Il tratto della scarpata interna ad i due canyon mostra inoltre un gran numero di gullies ed una rottura di pendio (fessura da trazione) alla profondità di circa 250 m (Fig. 4.19), probabilmente rappresentante una nicchia di distacco generata da un'estesa frana superficiale, del tipo di quelle osservate da Green et alii (2002) lungo il margine californiano.

Altre frane di minore estensione sono state riconosciute a maggiori profondità. Al margine Sud-occidentale dell'area investigata è presente un canyon con decorso circa parallelo al canyon di Marina di Gioiosa ma di più ridotte dimensioni (Fig. 4.19), lungo il fianco sinistro di questo canyon, nel tratto più prossimale (profondità comprese tra 250 m e 450 m) è stata riconosciuta la parte esposta della superficie di distacco di un corpo in frana (Fig. 4.20), spesso circa 40 m, legato al cedimento della parete sinistra del canyon, resa instabile dai flussi erosivi che scorrono all'interno.

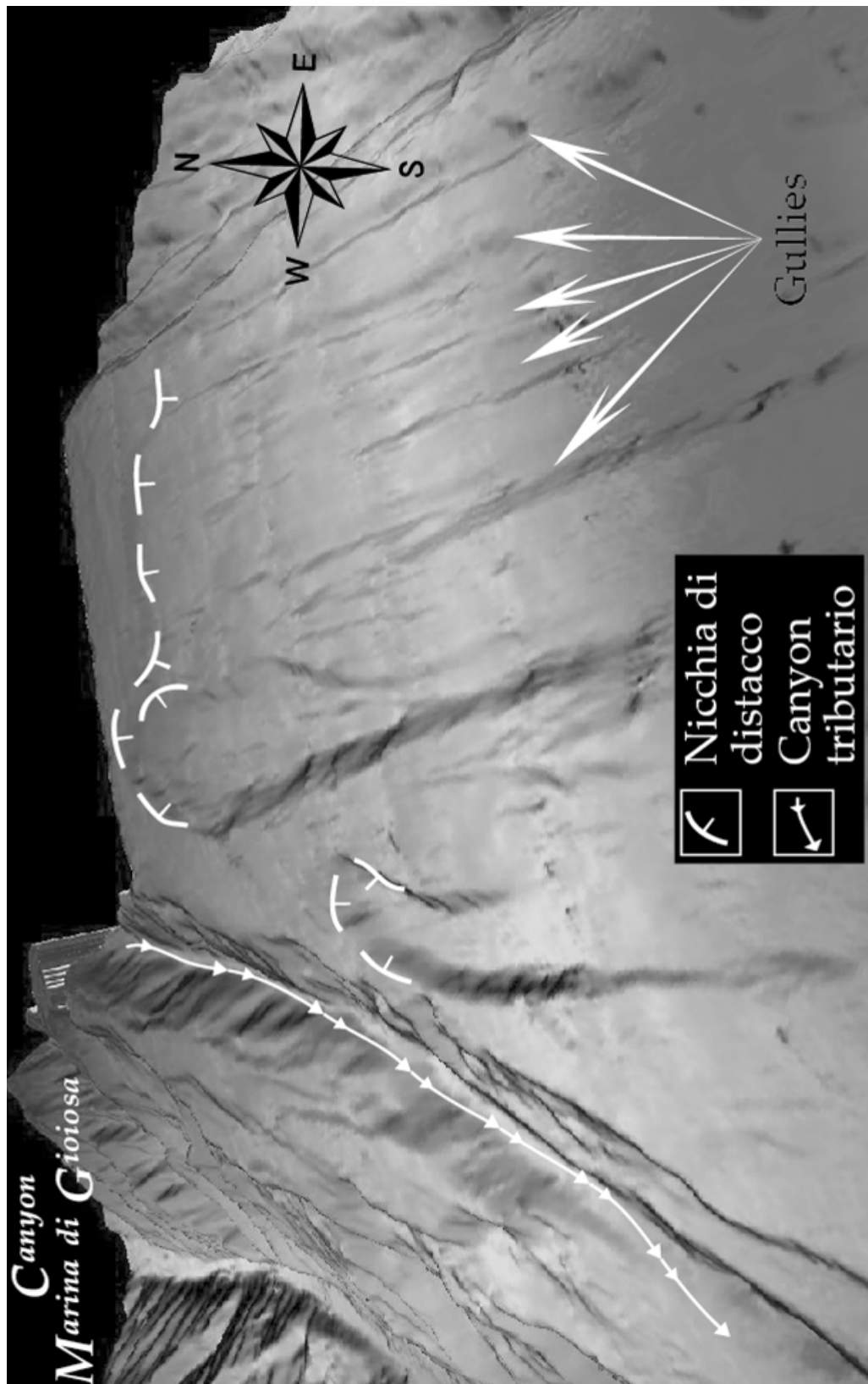


Fig. 4.19. Immagine 3D del settore compreso tra i due canyon (vista da Sud), mostrando l'instabilità agente sul settore scarpato.

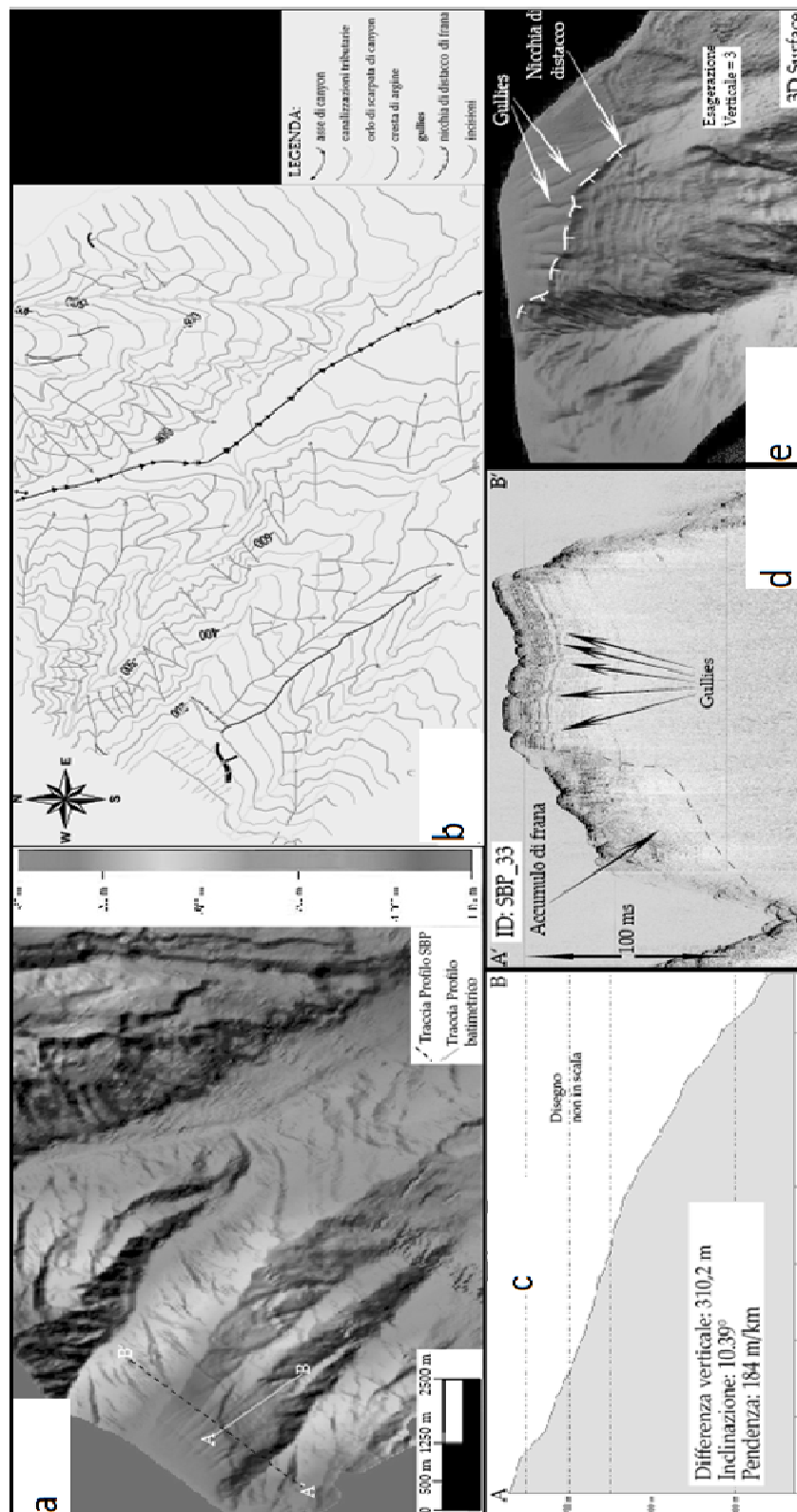


Fig. 4.20. Immagini mostranti l'instabilità gravitativa nella parte occidentale del rilievo: (a): ubicazione del profilo batimetrico e della traccia di un profilo sismoacustico; (b): stralcio della carta morfologica; (c): profilo batimetrico attraverso il corpo di frana; (d): sezione sismica SBP lungo il fianco sinistro del canyon; (e): dettaglio 3D dell'area in frana (vista da Sud).

Dall'analisi dei dati morfobatimetrici e sismostratigrafici dell'offshore ionico calabrese è evidente come l'intero settore sia caratterizzato da una diffusa instabilità gravitativa anche nei settori di scarpata esterni ai due canyon; in questa area sono stati evidenziati: sistemi di gullies, rotture di pendio, ampie nicchie di distacco e fessure da trazione, la totalità degli elementi riconosciuti è stata sintetizzata in una carta geomorfologica (Fig. 4.21).

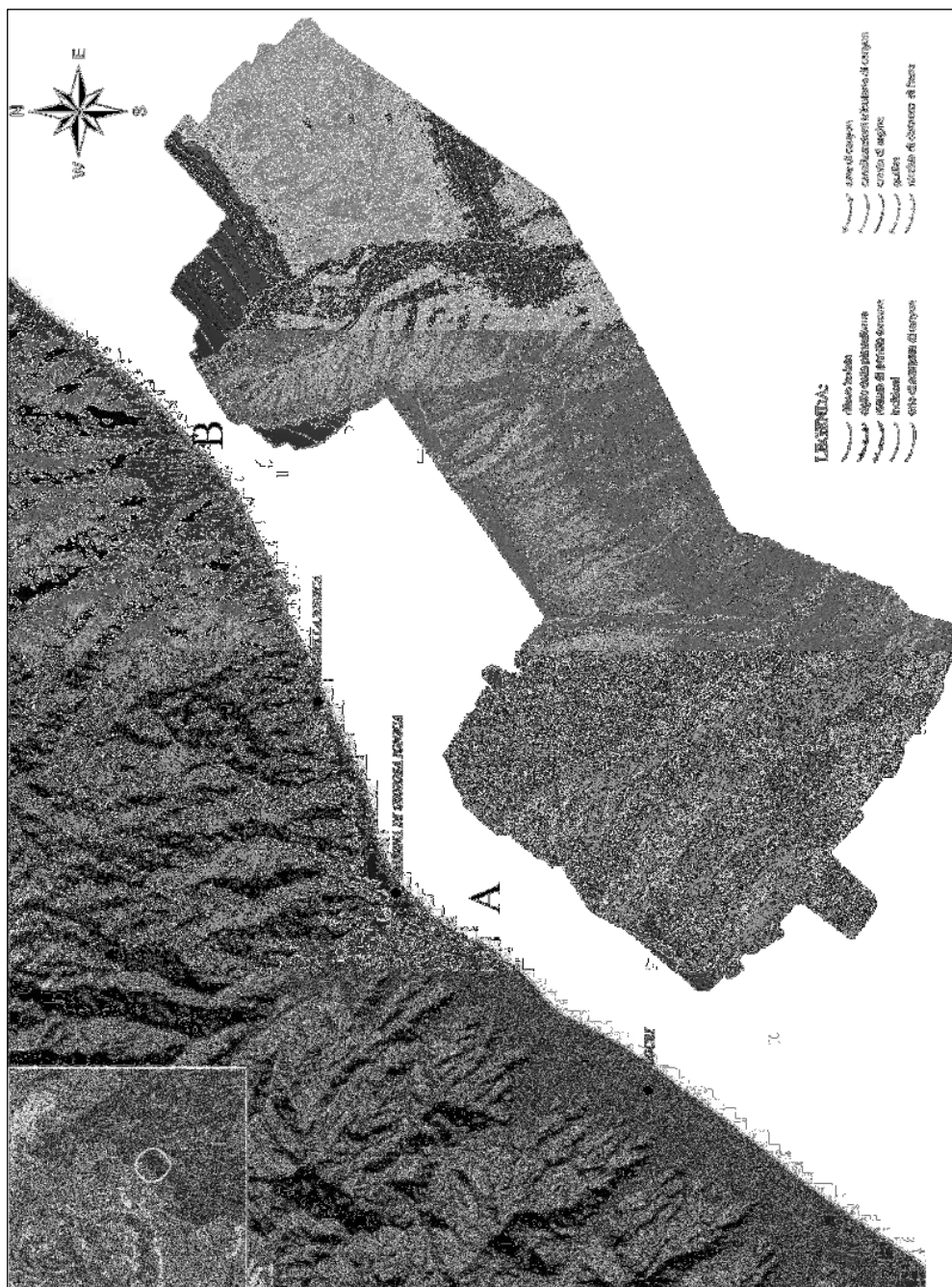


Fig. 4.21. Carta geomorfologica, (A) canyon Gioiosa (B) Caulonia (modificato da Di Grigoli et alii, 2008).

Nella carta geomorfologica sono stati mappati:

- Rilievo isolato, situato sulla parte più orientale dell'area indagata;
- Ciglio della piattaforma: visibile solo sul settore orientale, a causa dell'attività strutturali, presenti nell'area che ne hanno obliterato la presenza;
- Rottura di pendio concava, in corrispondenza del settore centrale;
- Incisioni, osservati in alcuni limitati settori del versante superiore e in alcune parti dei canyon;
- Orlo di scarpata di canyon;
- Assi dei canyon;
- Canalizzazioni tributarie dei canyon;
- Creste di argine mappate in corrispondenza del settore centrale del thalweg del canyon Caulonia Marina;
- Gullies, che si trovano nel settore della scarpata compresa tra i due sistemi di canyon trasversali alla linea costiera;
- Nicchie di distacco di frana, presenti in tutto il settore indagato.

Di seguito è stato redatto una analisi più dettagliata delle morfologie presenti nell'area. In concomitanza con i principali sistemi sopra descritti precedentemente, la zona indagata è caratterizzata dalla presenza di numerose strutture, a scala minore, morfologicamente rilevate tramite la rappresentazione del dato multibeam, e successivamente supportati per la loro analisi dai profili sismostratigrafici.

L'interpretazione e la mappatura di questi elementi costituisce un importante contributo per la valutazione e la descrizione dei processi di morfo-sedimentari che hanno modellato l'area studiata.

Evidenze di scarpate singole (cartografate come nicchie di distacco):
Depressioni a forma di anfiteatro, che rappresentano il tetto di eventi di instabilità gravitativa, di solito collegato alla rimozione di corpi sedimentari, come slump e slide. Queste appaiono con morfologie semi-circolari caratterizzate da ripidi pareti. Questa caratteristica è cartografabile ad est del canyon di Marina di Gioiosa (Fig. 4.22).

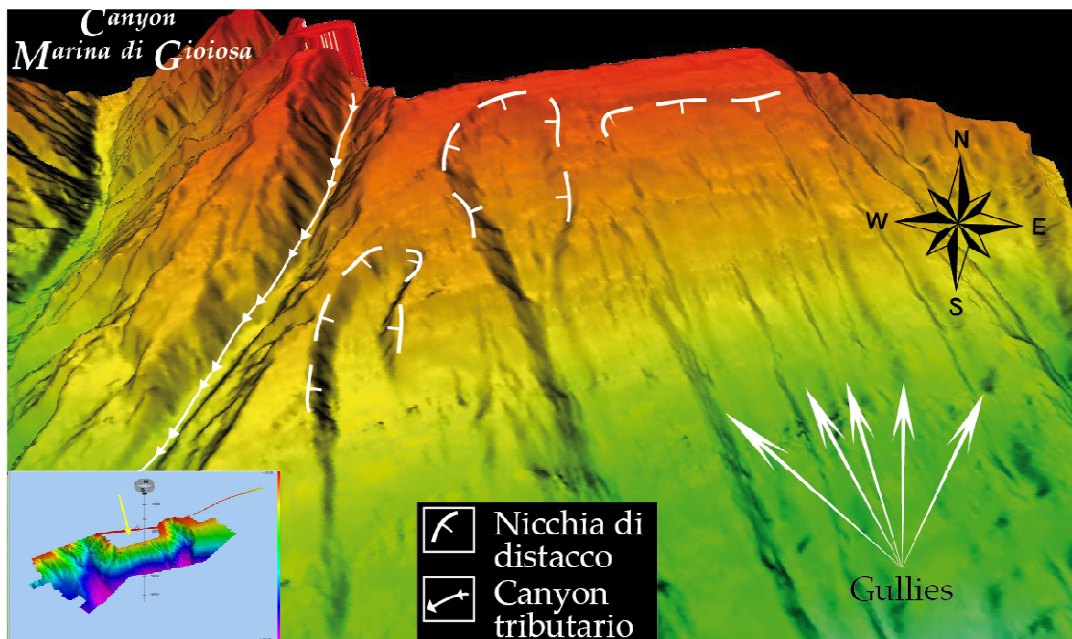


Fig. 4.22. Immagini 3 D mostrante un particolare del settore centrale, ove presenti scarpate singole.

Evidenze di scarpate complesse: questa hanno le stesse caratteristiche delle singole con la differenza che sono generati quando si è in presenza di meccanismi di instabilità in estensione laterale e retrogradanti. Questa morfologia è stata osservata in corrispondenza di una forte erosione a zona diffusa, localizzata nel settore superiore e centrale della area in studio e sulla zona occidentale, nelle prossimità di testimonianze di instabilità (Fig. 4.23).

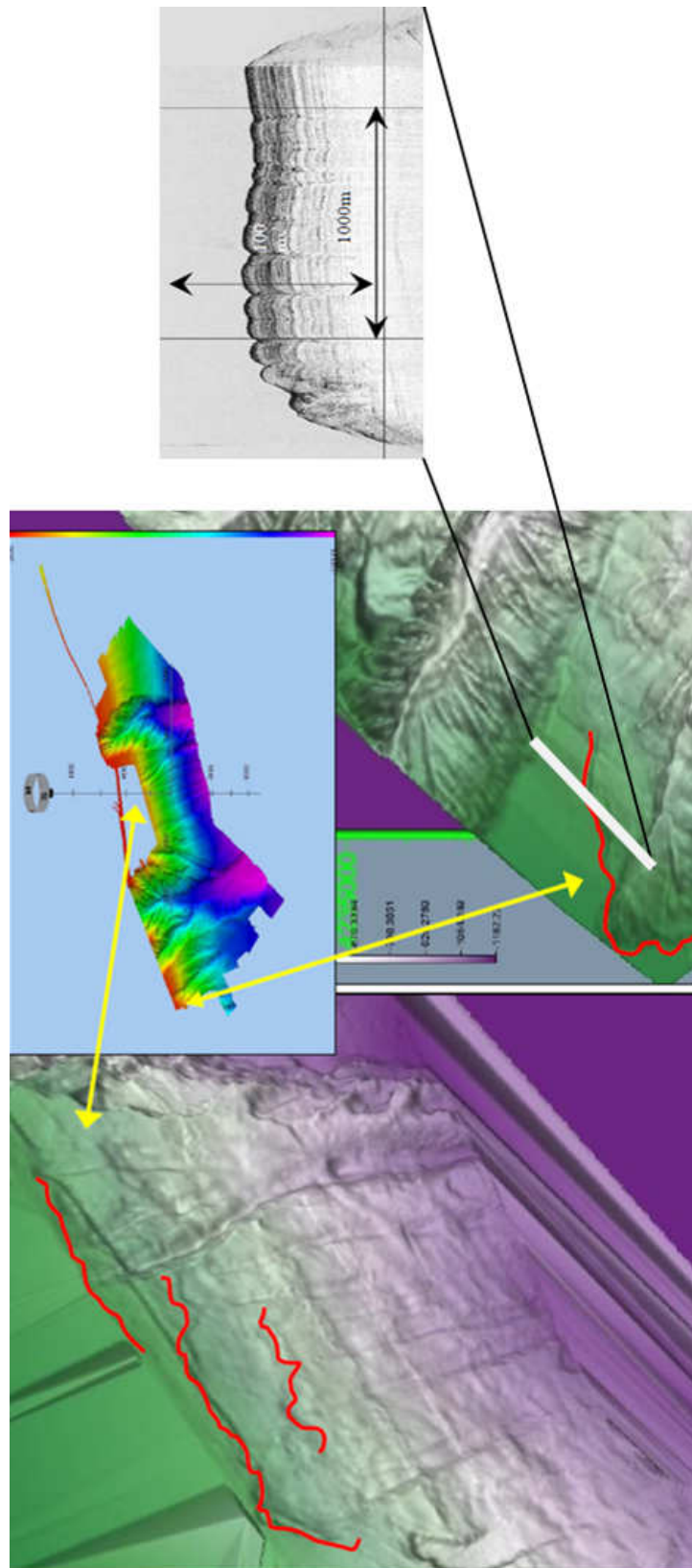


Fig. 4.23. Immagini 3D mostrante un particolare del settore centrale e occidentale, ove presenti scarpate complesse. A destra profilo SBP.

Orli di scarpata intercanale: evidenzia il limite superiore di una depressione-scarpata osservate all'interno dei canyon. Queste evidenze morfologiche sono collegati con l'attività di erosione di sedimenti incanalati dai flussi (4.24).

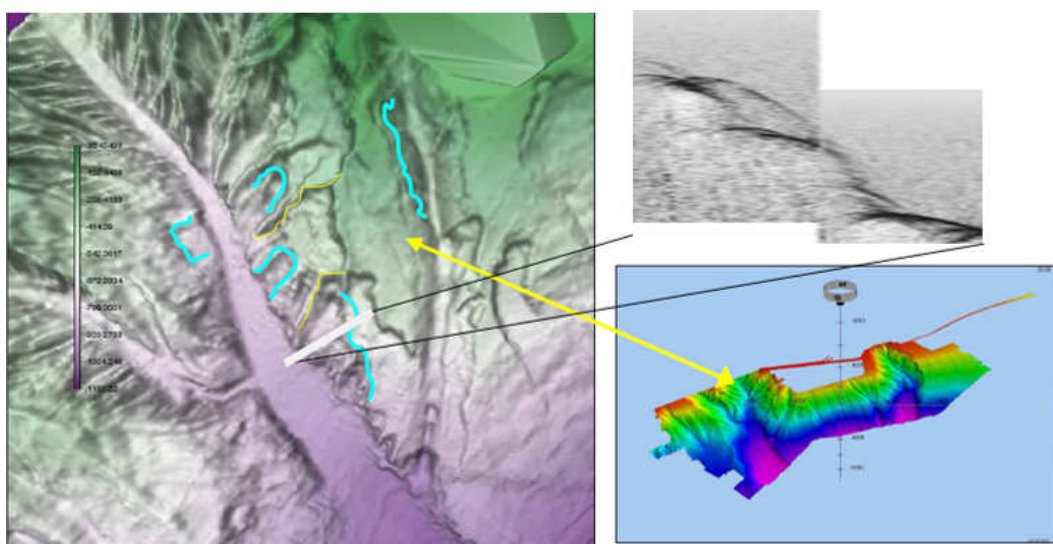


Fig. 4.24. Immagini 3D e profilo SBP mostrante un particolare del canyon di Gioiosa, ove presenti orli di scarpata intercanale (in rosa) e creste (in giallo).

Crete: rilievo con una culminazione molto accentuata generato dalla erosione circoscritta, cartografabile nel settore di riferimento come lineamenti che tagliano perpendicolarmente gli orli di canyon (Fig.4.18).

Ciglio della piattaforma: limite tra la piattaforma continentale e la scarpata, osservata sul settore più orientale dell'area (vedi carta morfologica) (Fig.4.18)..

Gullies: presenti nel settore centrale del rilievo tra i due sistemi di canyon, si tratta di canali dritti e paralleli, caratterizzati da un rilievo relativamente piccolo. I "gullies" si ritrovano sono sviluppati ortogonalmente alla linea di costa, e delimitati verso l'alto da una orlo di scarpata. Queste strutture rappresentano un processo erosivo, costituendo un importante veicolo di trasporto di sedimenti dalla piattaforma alla scarpata.

Da una panoramica a grande scala si evince come il settore interno ai due canyon è caratterizzato da erosione diffusa (4.25).

La formazione delle strutture più piccole sembrano essere legate ad un evento di crollo localizzato. Infatti le estensione e la presenza delle estensione dei lineamenti morfologici nell'area in studio, potrebbe essere correlata ad un inizio fase di crescita per la formazione di canyon sottomarini.

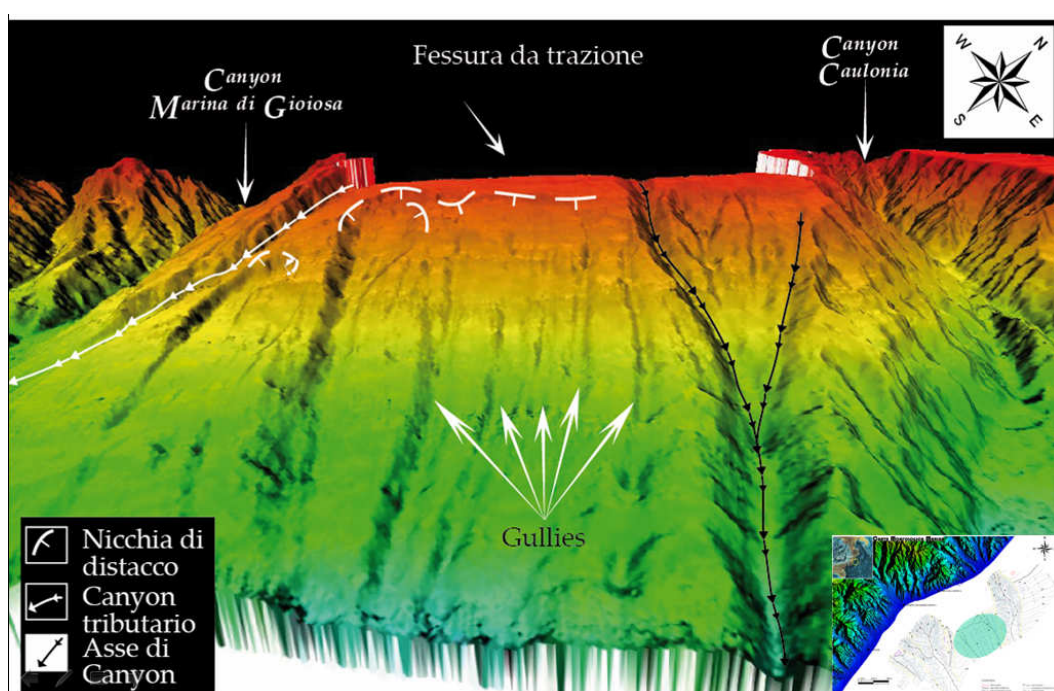


Fig. 4.25. Immagini 3 D mostrante un particolare del settore centrale, ove presente erosione diffusa.

L'evoluzione dei due principali sistemi di canyon, e delle diverse da strutture minori, sono potute essere influenzate dal loro collegamento con la foce 'Fiumare'. In realtà, durante la fase lowstand del Pleistocene le testate di canyon di Marina di Gioiosa Caulonia Marina avrebbero potuto, presumibilmente, catturare un apporto solido dalla deriva litoranea. Poi i sedimenti che si incanalano verso il basso all'interno dei sistemi di canyon, specialmente durante le inondazioni, tempeste marine o scosse telluriche, potrebbero aver generato correnti torbiditiche che erodono e approfondiscono il fondovalle. Considerando alcune caratteristiche, l'indicazione di un controllo strutturale può essere

indicata, ad esempio, dall'affluente orientale laterale che si insinua sul Canyon a Marina di Gioiosa a circa 950 m di profondità (Di Grigoli et al, 2008). La sua tendenza alla linearità ha portato all'ipotesi di un controllo di tipo strutturale, orientato in direzione NE-SW: questo è supportato anche dai dati di cartografia esistenti per l'area emerse, dove lineamenti strutturali sono state riconosciute nella zona costiera a ridosso degli elementi valutati. Anche Colizza et al (2003), nello loro studio integrato sismico-acustico del margine ionico calabrese, sostengono l'influenza di lineamenti tettonici nella generazione di strutture erosivi sul pendio.

5 DISCUSSIONI E CONCLUSIONI

La morfodinamica dell'area indagata indica una intensità e rapidità dei processi morfogenetici difficilmente spiegabile solo con l'ingente apporto di materiale detritico trasportato dai vari sistemi fluviali (fiumare). Un contributo fondamentale è sicuramente dovuto alla sismicità dell'area e sembrerebbe focalizzato lungo faglie attive, spesso continuazione a mare di lineamenti tettonici ben conosciuti a terra e dove, nella piattaforma, riscontriamo il maggiore sviluppo delle testate dei canyon. Un caso emblematico è rappresentato dal settore in studio dove le testate dei canyon principali coincidono con la prosecuzione a mare di lineamenti tettonici attivi di cui quelli coincidenti con il Canyon di Gioiosa intersecano l'intero Arco Calabro e lineamenti ubicati nell'offshore (Fig. 5.1).

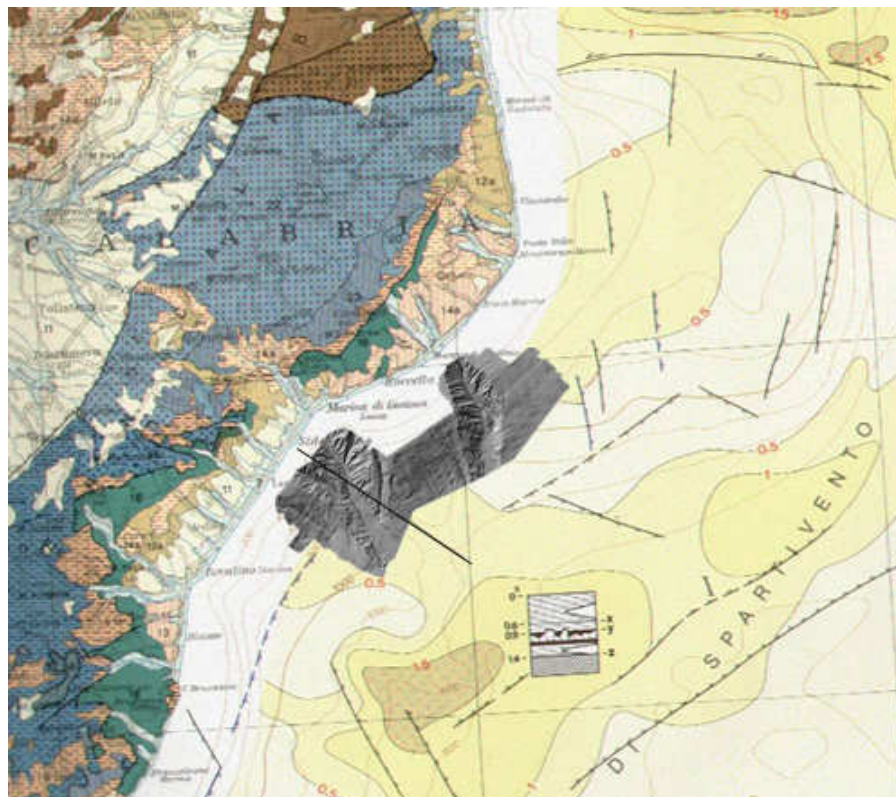


Fig. 5.1. Immagine 3D in falsi colori di grigio ubicata su un stralcio della carta del modello strutturale d'Italia.

La conseguenza più evidente è l'accentuazione di tutti i processi che causano l'allontanamento dalle zone costiere e di piattaforma degli abbondanti apporti terrigeni, provenienti da un retroterra continuamente "ringiovanito". Gran parte di questo processo si realizza attraverso l'attività dei canyon, in erosione regressiva, e i movimenti gravitativi in massa indotti anche dalla sismicità. Il tutto determina uno sviluppo ridotto della piattaforma continentale che, in certi settori, sembra essere quasi assente per fenomeni di collasso gravitativo.

Nell'insieme è emerso un quadro morfosedimentario caratterizzato da un elevato grado di instabilità gravitativa con grande diffusione di processi di trasporto in massa e morfologie erosive ad essi collegate. Le morfologie osservate risultano riconducibili sia a processi di trasporto che procedono dal ciglio della piattaforma verso la base della scarpata, sia a frane e scivolamenti "retrogressivi" che generano morfologie erosive le quali evolvono risalendo la scarpata verso il ciglio della piattaforma. Sull'instabilità gravitativa gioca un ruolo importante l'elevata pendenza della scarpata, come è evidente dal fatto che le morfologie erosive sono molto più frequenti ed imponenti nel settore a sud del centro abitato di Marina di Caulonia, dove l'inclinazione media raggiunge i 9°, mentre più a nord la pendenza media diminuisce a 4°. Lo sviluppo dei canyon maggiori sembra comunque legato anche alla presenza di corsi d'acqua a regime torrentizio i quali, durante i periodi di piena, creano condizioni favorevoli all'accumulo di depositi non consolidati sulla piattaforma che, in particolari circostanze (scosse telluriche, mareggiate eccezionali), possono innescare correnti di torbida.

La vicinanza delle foci fluviali alle testate dei canyon Caulonia e Marina di Gioiosa e la generale ristrettezza della piattaforma continentale fanno ritenere che l'evoluzione morfosedimentaria della scarpata possa influenzare anche il trasporto sedimentario litorale. Inoltre tenendo conto anche degli elevati tassi di sollevamento tettonico presenti nell'area della Calabria ionica, le testate dei *canyon* potrebbero avvicinarsi ulteriormente a costa, intercettando così il

trasporto sedimentario litorale e sottraendo al bilancio costiero cospicue quantità di sedimento che verrebbero veicolate verso le aree bacinali contribuendo così all'arretramento delle coste basse. In tali zone, il raggiungimento di un equilibrio sedimentario costiero risulta dunque problematico, dal momento che i materiali erosivi apportati dalle fiumare, o prodotti per erosione marina, risultano essere in una condizione di equilibrio instabile nella zona corrispondente al margine superiore della scarpata.

Come accennato in precedenza l'analisi della localizzazione, caratterizzazione ed attività di fenomeni di frana sottomarina, di grandi dimensioni, ha in qualche caso messo in luce la relazione tra eventi di tsunami storici e la vicinanza di grossi accumuli di frana o di testate di canyon particolarmente sviluppate ed attive.

Questo è verificabile nell'area del margine ionico indagato, in base alla sovrapposizione dei dati marini morfodinamici e la localizzazione degli tsunami storici estratti da catalogo "Italian Tsunamis Catalogue" (Tinti et al., 2004-7). Gli eventi di tsunami principali sono nella maggioranza dei casi attribuiti, nei racconti storici e nelle ricostruzioni più recenti ad eventi sismici con epicentro a terra, a volte posizionato a notevole distanza. I dati morfobatimetrici illustrati consentono di ipotizzare che tale correlazione (tra tsunami della Calabria ionica e sismi di grande intensità) potrebbe essere di tipo indiretto. E', infatti, plausibile che le inondazioni provocate dagli tsunami siano il prodotto di frane sottomarine di notevole dimensione, ben visibili sulle registrazioni multibeam, innescate a loro volta dalla propagazione di onde sismiche. Questa ipotesi se confermata da successive ricerche, evidenzerebbe una lacuna metodologica nei tentativi di ricostruzione dei meccanismi che hanno generato fenomeni di tsunami; spesso le stesse non considerano gli elementi di instabilità, anche macroscopici, dei settori marini. Questa evidenza conferma l'estrema utilità dei dati marini morfo-strutturali di grande dettaglio per la valutazione dei rischi geo-ambientali legati a terremoti e tsunami lungo la scarpata.

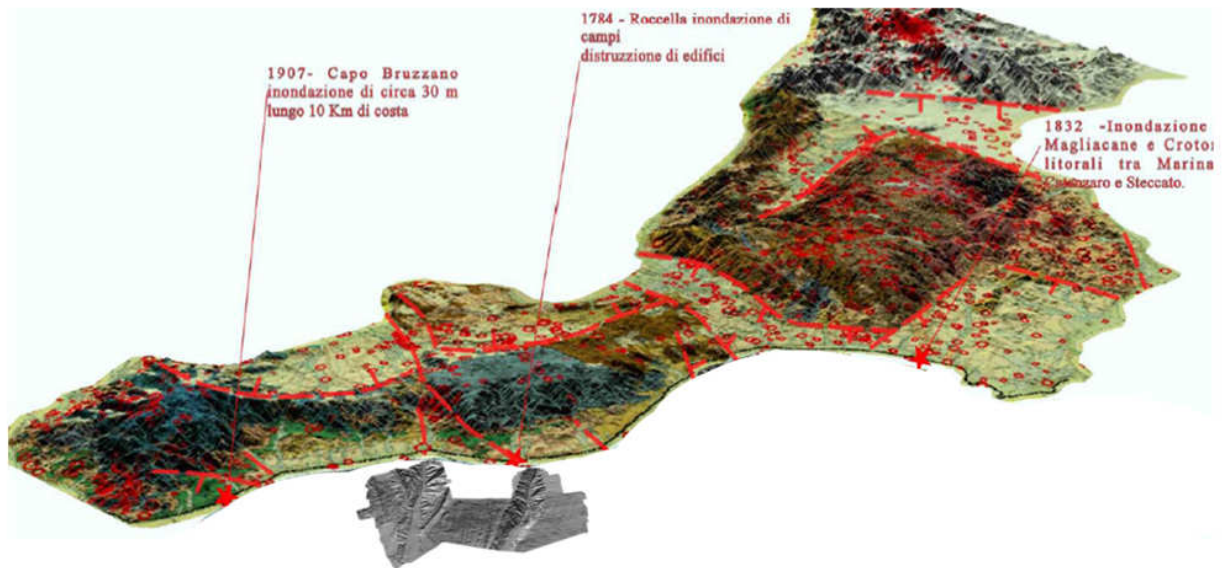


Fig. 5.2. Modello tridimensionali del margine ionico e dell'Arco calabro che mostra la localizzazione dei principali tsunami dell'area, la sismicità (ITC e CSI dell'INGV, Tinti et al. 2004-7) e le principali strutture tettoniche attive (Neotectonic Model of Italy, 1987). Immagine 3D in falsi colori di grigio dell'area investigata

Altre applicazioni, di non trascurabile importanza, per le valutazioni di pericolosità o per piani di mitigazione e prevenzione dei rischi riguardano le informazioni relative ai dissesti gravitativi posti a brevissima distanza dalla linea di costa, da centri urbani o infrastrutture. Nelle testate dei canyon calabresi tale condizione è molto frequente e in passato ha generato ingenti danni, anche non necessariamente legati alla sismicità o ad altri fenomeni naturali ma connesse ad una carente gestione e valutazione dei geohazard nella progettazione e realizzazione di opere marittime (Frana di Gioia Tauro, 1977; Colantoni et al., 1992).

Le tematiche riguardanti i "geo-hazard" marini sono state trattate attraverso l'analisi dell'area campione, un dei settori lungo la costa dei mari italiani maggiormente critica dal punto di vista della valutazione dei rischi. Questo rappresenta un campo di applicazione estremamente complesso a causa della varietà dei processi collegati, i quali a loro volta sono controllati da più fattori naturali ed antropici la cui interazione è spesso di difficile valutazione e previsione.

Nel settore di margine continentale ionico dell'Arco Calabro, dati morfobatimetrici, sismostratigrafici e strutturali, ricavati dalle più moderne tecnologie d'indagine offshore sono stati integrati con altri dati geologici e geofisici pregressi, utilizzando metodologie di visualizzazione, analisi e restituzione digitale di gran dettaglio. L'insieme di questi dati ha permesso di segnalare gli elementi "pericolosità geologica" di seguito elencati:

- marcati fenomeni gravitativi (instabilità sottomarine "lente": creep, slumpings, deformazioni gravitative profonde; instabilità sottomarine "rapide": debris flow, crolli, scorrimenti roto-traslativi) che caratterizzano le zone di scarpata ed il sistema *canyon*; che in taluni casi potrebbero generare veri e propri tsunami (vedi quello di Roccella Ionica in tempi storici di lieve entità; CAPUTO & FAITTA, 1984; TINTI & GUIDOBONI, 1988);
- le testate dei *canyon* potrebbero lambire le strutture portuali e centri abitati che insistono sulla costa;
- drenaggio di sedimenti sottratti all'equilibrio costiero, con conseguente erosione dei litorali sabbiosi, connessi alle fenomenologie precedentemente discusse.

BIBLIOGRAFIA

- Acosta, J., A. Muñoz, P. Herranz, C. Palomo, M. Ballesteros, M. Vaquero, and E. Uchupi. 2001. Geodynamics of the Emile Baudot Escarpment and the Balearic Promontory, western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 18:349-369.
- Angelier J., Lyberis N., Le Pichon X., Barrier E. and Huchon P. (1982). The tectonic development of the Hellenic arc and the Sea of Crete: a synthesis. *Tectonophysics*, 86, 159-196.
- Antonioli F., Kershaw S. And Ferranti L. et al (2006). Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): A beachmark of coastal tectonics. *Quaternary International* 145–146, pp. 3–18.
- Antonioli F., Kershaw S. And Ferranti L. et al (2006). Elevation of the last interglacial highstand in Sicily (Italy): A beachmark of coastal tectonics. *Quaternary International* 145–146, pp. 3–18.
- Antonioli F. and Monaco C. Abstract Summary: "Il contributo dello studio delle antiche linee di riva alla comprensione della dinamica recente." (Messina, May, 5-8, 2003).
- Bardet J.P., Synolakis C.E., Davies H.L., Imamura F., Okal E.A., 2003. Landslide tsunamis: recent findings and research directions. *Pure Appl. Geophys.* 160, pp 1793–1809.
- Bernoulli D. et al. (1980). Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. *Mem. BRGM.* 115, 168-179.
- Bernoulli D. et al. (1979). Evolution of continental margins in the Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 59, 165-170.
- Bocaletti M. et al. (1974). Evoluzione paleogeografica e geodinamica del Mediterraneo: i bacini marginali. *Mem. Soc. Geol. It.* 13, 1-39.
- Bocaletti M., Nicolish. R. and Tortorici L. (1984). The calabrian arc and the Ionian Sea in the dynamic evolution of the central Mediterranean. *Marine Geology.* 55, 219-245.
- Bohannon R.G., Gardner J.V., 2004. Submarine landslides of San Pedro Escarpment, southwest of Long Beach, California. *Mar. Geol.*, 203, pp 261–268.

- Bouma A.H., Kuenen P. H., Shepard F.P., 1962. Sedimentology of some Flysch deposits; a graphic approach to facies interpretation. Book, Amsterdam : Elsevier Publishing.
- Calcagnile G., D'Ingeo F., Farrugia P. and Panza G.F. (1982). The lithosphere in the central-eastern Mediterranean area. *Pageoph*, 120, 389-406.
- Calcaterra D. and Parise M. (2005). Landslide types and their relationships with weathering in a Calabrian basin, southern Italy. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 64: 193–207.
- Calcaterra D. and Parise M. (2005). Landslide types and their relationships with weathering in a Calabrian basin, southern Italy. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 64: 193–207.
- Caloiero D., Niccoli R. and Reali C. (1990). Le precipitazioni in Calabria, 1921–1980. *Geodata* 36, 53, Cosenza.
- Canals M., Casamor J.F. 2004. The role of canyon in strata formation. *Oceanography*, V.17, N.4, pp80-91.
- Canals, M., J.L. Casamor, R. Urgeles, G. Lastras, A.M. Calafat, D. Masson, S. Berné, B. Alonso, and M. De Batist. 2000. The Ebro continental margin, Western Mediterranean Sea: Interplay between canyon-channel systems and mass wasting processes. In *Deep Water Reservoirs of the World* (CD edition), Gulf Coast Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Foundation, p. 152-174.
- Canals, M., Lastras G., Urgeles R., Casamor J.L., Mienert J., Cattaneo A., De Batist M., Haflidason H., Imbo J., 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, pp 9–72.
- Caputo M. & Faita G.F., 1984- Primo catalogo dei maremoti delle coste italiane. *Memorie dell'Accademia Nazionale dei Lincei*, Roma 1984.
- Catalano R., Doglioni C. and Merlini S. (2001). On the Mesozoic Ionian Basin. *Geophysical Journal International* 144, pp. 49–64.
- Cavazza W., Blenkinsop J., De Celles P.G., Patterson R.T. and Reinhardt E.G. (1997). Stratigrafia e sedimentologia della sequenza sedimentaria oligocenico-quadernaria del bacino calabro-ionico. *Boll. Soc. Geol. Ital.* 116, pp. 223–241.

- Cernobori L., Hirn A., McBride J.H., Nicolich R., Petronio L. and Romanelli M. (1996). Crustal image of the Ionian basin and its Calabrian margins. *Tectonophysics*, 264, 175±189.
- Chiocci F.L. , Romagnoli C., Bosman A., Calarco M., Casalbore D., Coltelli M., Del Deo C., 2007. Genesis and characters of the submerged lava delta built during the 2007 eruption in Stromboli volcano, Aeolian Island. In: *Geoitalia 2007 II*, 246.
- Colantoni P. e Menichetti P.,. *Geoitalia 2005 I*, 180.
- Coleman, J.M., Prior, D.B., 1988. Mass wasting on continental margins. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 16, pp 101–119.
- Colizza E. , Cuppari A., Fanucci F., D. Morelli , Fonda G., Melis R., Accettella D., Wardell N., 2008. Morfostrutture e processi sedimentari nei fondali dell'area compresa fra Punta Stilo e Capo Rizzuto (Calabria Ionica), zona a potenziale rischio geoambientale. *Rend. Ondine Soc. Geol. It.* 3 (2008), pp 248-249.
- Colizza E., Cuppari A., Fanucci F. and Morelli D. (5-8 Maggio 2003). Morphology and evolution of the Siderno and Bovalino canyons (Ionian Margin): relation with tectonics of the Calabrian Arc. In "Il contributo dello studio delle antiche linee di riva alla comprensione della dinamica recente. Escursioni nello Stretto di Messina"-Riassunti e guida alle escursioni. Antonioli & Monaco. pg 54.
- Cosentino D. e Gliozzi E., (1988). Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia. *Mem. Soc. Geol. It.* 41, 653-665.
- Collot J.-Y., Lewis K., Lamarche G., Lallemand S., 2001. The giant Ruatoria avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: result of oblique seamount subduction. *J. Geophys. Res.*, 106, pp 19271–19297.
- Cuppari A., Colizza E., Fanucci F., Morelli D., 2004. Morphology and Evolution of the Sidereo and Bovalino Canyons: Their relationship with the Tectonics of the Calabrian Arc (Calabrian Ionian Margin). *Quaternaria Nova*, VIII, 2004, 29-44
- Daly R. 1936. Origin of submarine Canyon. *American journal of Science*. V31, P.401-420.
- Davis W. 1934. Submarine mock valley. *Geographical Review*, V.24, P.297-308.
- Dewey J. F., Helman M.L., Turco E., Hutton D.W.H. and Knott S.D. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean, in *Alpine Tectonics*, Coward M.P., Dietrich D., Park G., eds, Geological Society London Special Publication, 45, pp. 265–283.

- Decourt J. et al (1986). Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*. 123, 241-315.
- De Blasio Fabio V., Anders Elverhøi, Lars E. Engvik, Dieter Issler, Peter Gauer & Harbitz C., 2006. Understanding the high mobility of subaqueous debris flows. *Norwegian Journal of Geology*, 86,3. Harbitz, 2003
- Di Grigoli G., Tessarolo C., Agate M. & Corselli C. "Elementi di pericolosità geologica dell'offshore del margine calabro ionico". *Rend. Online Soc. Geol. It.* 3 (2008), pp 334-335.
- Doglioni C. (1991). A proposal of kinematic modelling for W-dipping subductions - possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova*. 3, 423-434.
- Doglioni C., Mongelli F. and Pieri P. (1994). The Puglia uplift (SEItaly): an anomaly in the foreland of the Apenninic subduction due to buckling of a thick continental lithosphere. *Tectonics*, 13, 1309-1321.
- Dumas B., Guérémy P., Lhénaff R. and Raffy J. (1987). Découverte à 157m d'altitude, près de Nocella (Italie di Sud) du plus haut rivage tyrrhénien connu à ce jour. *Comptes Rend. Acad. Sci. Série II* 305, pp. 139–142.
- Dumas B., Guérémy P., Lhénaff R. and Raffy J. (1980). Terrasses quaternaires soulevées sur la façade calabraise du Détroit de Messine (Italie). *Comptes Rend. Acad. Sci. D* 90, pp. 739–742.
- Dumas B., Guérémy P. and Raffy J. (2005). Evidences for the sea-level oscillation by the "characteristic thickness" of marine deposits from raised terraces of Southern Calabria (Italy). *Quaternary Science Reviews* 24, pp. 2120–2136.
- Dykstra, M., 2005. Dynamics of Sediment Mass-Transport from the Shelf to the Deep Seas. Unpublished PhD Dissertation, University of California, Santa Barbara.
- Dykstra, M. 2006. Review of Submarine Slope Systems: Processes and Products, D.M. Hodgson and S.S. Flint, eds., 2005, 232 pp., in *Journal of Sedimentary Research*, 24th February, 2006.
- Elverhøi A., Harbitz C.B., Dimakis P., Mohrig D., Marr J., Parker, G., 2000. On the dynamics of subaqueous debris flows. *Oceanography*, 13, pp 109-117.
- Emery, D. and Myers (eds.) 1996. *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Science, Oxford, UK, 297 pp.

- Fairbridge R.W. (1968) The encyclopedia of geomorphology. Reinhold, New York.
- Farrugia P. and Panza G.F. (1981). Continental character of the lithosphere beneath the Ionian sea, in *The Solution of the Inverse Problem in Geophysical Interpretation*. pp. 327-334, ed. Cassinis R., Plenum, New York.
- Ferranti L., Antonioli F., Mauz B., Amorosi A, Da Pra G, Mastronuzzi G., Monaco C., Orru` P., Pappalardo M., Radtke U., Renda P., Romano P., Sanso` P., Verrubbi V. Markers of the last interglacial sea-level high stand along the coast of Italy: Tectonic implications- *Quaternary International* 145–146 (2006) 30–54.
- Finetti I. (1982). Structure, stratigraphy and evolution of central Mediterranean. *Boll. geofis. Teor. Appl.*, 24, 247-315.
- Finetti I., Lentini F., Carbone S., Catalano S. and Del Ben A. (1996). Il sistema Appennino Meridionale-Arco Calabro-Sicilia nel Mediterraneo Centrale: studio geologico-geofisico. *Boll. Soc. geol. It.*, 115, 529-559.
- Gamberi F. 1999. Morphosedimentary features of the Orosei and Stromboli deep-sea valleys and related channel fed depositional system. *GEOITALIA, Secondo Forum FIST*, 1, 160-162.
- Gardner J.V., Kidd R.B., 1983. Sedimentary processes on the Iberian Continental margin viewed by long range side scan sonar. *Oceanologica Acta*, 6, 3, pp 245-254.
- Graziani L., Maramai A., Tinti S., 2006. A revision of the 1783–1784 Calabrian (southern Italy) tsunamis. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, pp 1053–1060.
- Greene H. G., Maher N.M., Paull C.K. (2002) - Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology*, 181, 55-82.
- Huhnerbach V., Masson D.G., COSTA project partners, 2004. Landslides in the north Atlantic and its adjacent seas: an analysis of their morphology, setting and behaviour. *Mar. Geol.*, 213, pp 343-362.
- Iverson R.M., 1997. The Physics of Debris Flows. *Reviews of Geophysics*, 35, 3, pp 245-296
- Jaeger H.M., Nagel S.R., Behringer R.O., 1996. The physics of granular materials. *Phys. Today*, 49, pp 32-36.
- Jenny S., Goes S., Giardini D., Kahle H.-G. (2006). Seismic potential of Southern Italy. *Tectonophysics* 415, 81-101.

- Johnson, A.M., 1970. Physical Processes. In *Geology*. Freeman, Cooper & Company, San Francisco, pp 557.
- Lambeck K., Antonioli F., Purcell A. and Silenzi S. (2004). Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 yr. *Quat. Sci. Rev.* 23, pp. 1567–1598.
- Lambeck K. and Johnston P. Land subsidence and sea-level change: Contributions from the melting of the last great ice sheets and the isostatic adjustment of the Earth, in *Land Subsidence*. Barrends F.J., Brower F.J.J. and Schröder F.H., eds, The Hague, 16–20 October 1995. Balkema, Rotterdam, 1995, pp. 3–18.
- Lemoine M., Bas T., Arnaud-Vanneau A. et al. (1986). The continental margin of the Mesozoic Tethys in the western Alps. *Mar. petrol. Geol.* 3, 179-199.
- Lee S.H., Chough S.K., Back G.G., Kim, Y.B., 2002. Chirp (2–7 kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: styles of mass movement and sediment gravity flow. *Mar. Geol.*, 184, 227–247.
- Leyrit H., 2000. Flank collapse and debris avalanche deposits. In: *Volcaniclastic Rocks, from Magmas to Sediments*, pp 111-130.
- Locat, J., and Lee, H. J., 2002, Submarine landslides: advances and challenges: *Can. Geotech. J.*, v. 39, no. 1, p. 193-212.
- Locat J., Locat P., Locat A., Leroueil S., 2006. Linking geotechnical and rheological properties of a submarine mudflow deposit, and its source material, for mobility analysis: the case of the Pointe-du-Fort slide, Saugenay Fjord, Quebec. Abstract presented at AGU.
- Lovholt F., Harbitz C.B., Haugen K.B., 2005. A parametric study of tsunamis generated by submarine slides in the Ormen Lange/Storegga area off western Norway. *Marine and Petroleum Geology* 22, pp 219-231.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal Sed. Petrology*, 52, pp 279-297.
- Lurton X., *An Introduction To Underwater Acoustic- Springer*, 2002.
- Malinvero A. and Ryan W.B.F. (1986). Extension in the Tyrrhenian sea and shortening in the Apennines as result of the Arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, 5, 227-245.

- Masson D.G., Kenyon N. H., Weaver P.P.E., 1996. Slides, debris flows and turbidity currents. In C.P. Summerhayes, S.A. Thorpe (Eds.), *Oceanography. An Illustrated Guide*, pp 136-151.
- Masson D. G., Watts A. B., Gee M. J. R., Urgeles R., Mitchell N. C., Le Bas T. P. and Canals M. 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57, 1-2, pp 1-35.
- McAdoo B.G., Pratson L.F., Orange D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169, pp 103–136.
- McKenzie D. (1972). Active tectonics in the Mediterranean region. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 30, 109-135.
- Middleton G.V., Hampton M. A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *Sedimentary Petrology*, pp 1-38.7
- Mitchum, R. M. Jr., P. R. Vail & S. Thompson III., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. In Payton, C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 26, Tulsa: 53–62.
- Mitchum, R.M. Jr., P. R. Vail & J. B. Sangree, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In Payton, C. E. (ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration*, Am. Assoc. Petrol. Geol., Memoir 26, Tulsa: 117–133.
- Miyauchi Y., Dai Pra G. and Sylos Labini S. (1994). Geochronology of Pleistocene marine terraces and regional tectonics in the Tyrrhenian coast of south Calabria, Italy. *Quaternario* 7, pp. 17–34.
- Monaco C. et al. (2001). The geological map of the urban area of Catania (Sicily): Morphotectonic and seismotectonic implications, *Memorie dell Società Geologica Italiana* 5, pp. 425–438.
- Monaco C., Tortorici L., Nicolich R., Cernobori L. and Costa M. (1996). From collisional to rifted basin: An example from the southern Calabria arc (Italy). *Tectonophysics* 266, pp. 233–249.

- Moscardelli et al., 2006. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. AAPG Bulletin; July 2006; v. 90; no. 7; p. 1059-1088; DOI: 10.1306/02210605052 © 2006 American Association of Petroleum Geologists (AAPG)
- Mutti e Ricci Lucchi., 1978. Turbidites of the northern Apennines: introduction to the facies analysis. -International Geol. RevVarnes, 1978;
- Mulder T., Alexander J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology , 48, 2, pp 269-298.
- Mulder T., and P. Cochonat, 1996. Classification of offshore mass movements. Journal of Sedimentary Research, v. 66; no. 1; p. 43-57
- Mulder T. and Syvitski J.P.M (1996). Climatic and morphologic relationship o rivers. Implications of sealevel fluctuation on river loads. J.Geol. 104, 509-523.
- Nardin, T. R., Hein, F. J., Gorsline, D. S., and Edwards, B. D., 1979. A review of mass movement processes and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems, in Doyle, L. J., and Pilkey, O. H., eds., Geology of Continental Slopes, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 61-73.
- Nixon, Mark F & Jocelyn L.H. Grozic, 2006. A simple model for submarine slope stability analysis with gas hydrates. . Norwegian Journal of Geology, 86,3.
- Normark W.R., McGann M., Sliter R. 2004. Age of Palos Verdes submarine debris avalanche, southern California. Mar. Geol., 203, pp 247–259.
- Kennett, J.P., 2003, Methane Hydrates in Quaternary Climate Change: The Clathrate Gun Hypothesis: Washington D.C., American Geophysical Union.
- Kneller, B.C., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. Sedimentology, 47, pp 62–94.
- Kessler L.G., Bedard J.H., 2000. Epiclastic volcanic debrites-evidence of flow transformations between avalanche and debris flow processes, Middle Ordovician, Baie Verte Peninsula, Newfoundland, Canada. Precambrian Res., 101, pp 135–161.

- Okal E.A., Synolakis C.E., 2004. Source discriminants for near-field tsunamis. *Geophys. J. Int.* 158, pp 899–912.
- Pasquale V., Verdoya M., and Chiozzi P. (2005). *Pure appl. geophys.* 162 967–986.
- Pirazzoli P.A., Mastronuzzi G., Saliège J.F. and Sansò P. (1997). Late Holocene emergence in Calabria, Italy. *Marine Geology*, 141, pp. 61–70.
- Pollet N., Schneider J.-L.M. (2004) Dynamic disintegration processes accompanying transport of Holocene Flims sturzstrom (Swiss Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 221, pp 433–448.
- Prior D.B., Coleman J.M., 1979. Submarine Landslides: geometry and nomenclature. *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, 23, 4, pp 415-426.
- Renahult J.P. (1987). Structural evolution of the Tyrrhenian back-arc basin. *Marine Geology*. 74, 123-150.
- Rossi S. and Sartori R. (1981). A seismic reflection study of the external Calabrian arc in the northern Ionian sea (eastern Mediterranean). *Mr.Geophys. Res.*, 4, 403-426.
- Rothwell, R.G., J. Thomson, and G.H. Kähler. 1998. Pleistocene ‘megaturbidite’ in the western Mediterranean Sea. *Nature* 392:377-380.
- Rothwell, R.G., M.S. Reeder, G. Anastasakis, D.A.V. Stow, J. Thomson, and G. Kähler. 2000. Low sealevel stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology* 135 (1-4):75-88.
- Royden L., Patacca E. and Scandone P. (1987). Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: an important control on thrust-belt and fore-deep basin evolution. *Geology*, 15, 714-717.
- Sardou, O., and J. Mascle. 2003. Cartography by Multibeam echosounder of the Nile deep-sea fan and surrounding areas, E: 1/600 000, 2 maps. CIESM Cartes & Atlas, Monaco.
- Scandone P. (1980). Origin of the Tyrrhenian Sea and calabrian arc *Boll.Soc.Geol.It*, 98, 27-34.
- Shepard F.D, e DillR.F., 1966. Submarine canyons and others sea valley. Rand Mcnalley & Co., Chicago, 381pp.
- Shepard, F.P., 1973. *Submarine Geology*; Harper & Row Publ., Nueva York, Estados Unidos, 517 p.

- Silva A.J., Baxter C.D.P., LaRosa P.T., Bryan W.R., 2004. Investigation of mass wasting on the continental slope and rise. *Marine Geology*, 203, pp 355-366.
- Skliris N., Lacroix G. and Djenidi S., Flow modifications in a submarine canyon during extreme meteorological conditions. *Continental Shelf Research* 24 (2004), pp. 1033–1045.
- Sorriso-Valvo M. (1994). Movimenti di massa e modificazioni climatiche. Atti 18 Convegno Energia, Clima e Ambiente, Cittadella del Capo_CS., 6–8 maggio 1994, 137–142.
- Stanley D.J., Knight R.J., 1979. Giant mudflow deposits in submarine trenches; Hellenic Basins and slope in Eastern Mediterranean. *AAPG Bulletin*, 63, pp 532-533.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J. S., Long, D., Mienert, J., and Trincardi, F., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach: *Marine Geology*, v. 213, no. 1-4, p. 291-321.
- Syvitskji P.M., Burreu D.C., Andskei J.M., 1987, *Fjords: Processes and Products*: New York, Springer-Verlag, pp 379.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. 1994. *G. S. A. Bull.* 106 (3), 395–412.
- Tappin D.R., Watts P., McMurty G.M., Lafoy Y., Matsumoto T., 2001. The Sissano, Papua New Guinea tsunami of July, 1998-offshore evidence on the source mechanism. *Mar. Geol.* 175, pp 1–24.
- Tessarolo C., Malinverno E., Agate M., Di Grigoli G. & Corselli C.: “Preliminary data concerning the morphology of a Calabrian Ionian margin area: Caulonia and Marina di Gioiosa canyons”. *Chemistry & Ecology* - 2008 -(24), S1, 225–242.
- Thomson, J., and P.P.E.Weaver. 1994. An AMS radiocarbon method to determine the emplacement time of recent deep-sea turbidites. *Sedimentary Geology* 89:1-7.
- Tinti S., Bortolucci E., Chiavetteri C., 2001. Tsunami excitation by submarine slide in shallow-water approximation. *Pure and Applied Geophysics* 158, pp 759-797.
- Tinti S., Bortolucci E., Romagnoli C., 2000. Computer simulations of tsunamis due to sector collapse at Stromboli, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 96, pp 103–128.

- Tinti & Guidoboni E. 1988 Revision of the tsunamis occurred in 1973 in Calabrian and Sicily (Italy). *Science of the tsunami Hazard*, 6 (1), 17-22.
- Tinti S., Manucci A., Pagnoni G., Armigliato A., Zaniboni F., 2005. The 30 December 2002 landslide induced tsunamis in Stromboli: sequence of events reconstructed from the eyewitness accounts. *Nat. Hazards and Earth System Sciences*, 5, pp 763-775.
- Tinti S., Maramai A. and L. Graziani, 2004. The new catalog of Italian tsunamis. *Natural Hazards*
- Tinti S., Maramai A., Graziani L. 2007. The Italian Tsunami Catalogue (ITC), Version 2. http://web1.ingv.it:8080/portale_ingv/servizi-e-risorse/cartella-banche-dati/catalogotsunami/catalogo-degli-tsunami-italiani
- Torres, J., L. Droz, B. Savoye, E. Terentieva, P. Cochonat, N.H. Kenyon, and M. Canals. 1997. Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhône Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (North-western Mediterranean Sea). *Sedimentology* 44:457-477.
- Tortorici L, Monaco C., Tansi C. and Cocina O. (1995). Recent and active tectonics in the Calabrian arc (Southern Italy). *Tectonophysics*, 243, 37-55.
- Van Bemmelen R.W. (1972). Driven forces of the Mediterranean orogeny (Tyrrhenian test case). *Geol. Mijnbouw*, 51, 548-573.
- Van Dijk J. (1994). Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear zone: the Petilia-Rizzuto fault zone (Calabrian Arc – central Mediterranean). *Tectonics*. 13, 1201-1230.
- Van Dijk J. and Okkes M. (1991). Neogene tectonostratigraphy and kinematics of the Calabrian basin: implication for the geodynamics of the central Mediterranean. *Tectonophysics*. 196, 23-60.
- Versace L., Ferrari E., Fiorentino M., Gabriele S. and Rossi F. (1989). Valutazione delle piene in Calabria. *Geodata* 30, 40.
- Weaver, P.P.E., R.B. Wynn, N.H. Kenyon, and J.M. Evans. 2000. Continental margin sedimentation, with special reference to the north-east Atlantic margin. *Sedimentology* 47 (suppl. 1):239-256.