



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO  
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE

Dottorato di Ricerca in Geologia

Settore scientifico disciplinare: GEO 02

**Caratterizzazione geomorfologica e sedimentaria di un margine  
continentale sottoalimentato: analisi sismo-acustica del sistema  
piattaforma-scarpata delle Isole Egadi  
(Sicilia nord-occidentale)**



TESI DI

Sabrina Polizzi

COORDINATORE DEL DOTTORATO

Di Stefano Enrico

TUTOR

Dott. Mauro Agate

XXIV ciclo (2011-2013)

DOTTORATO



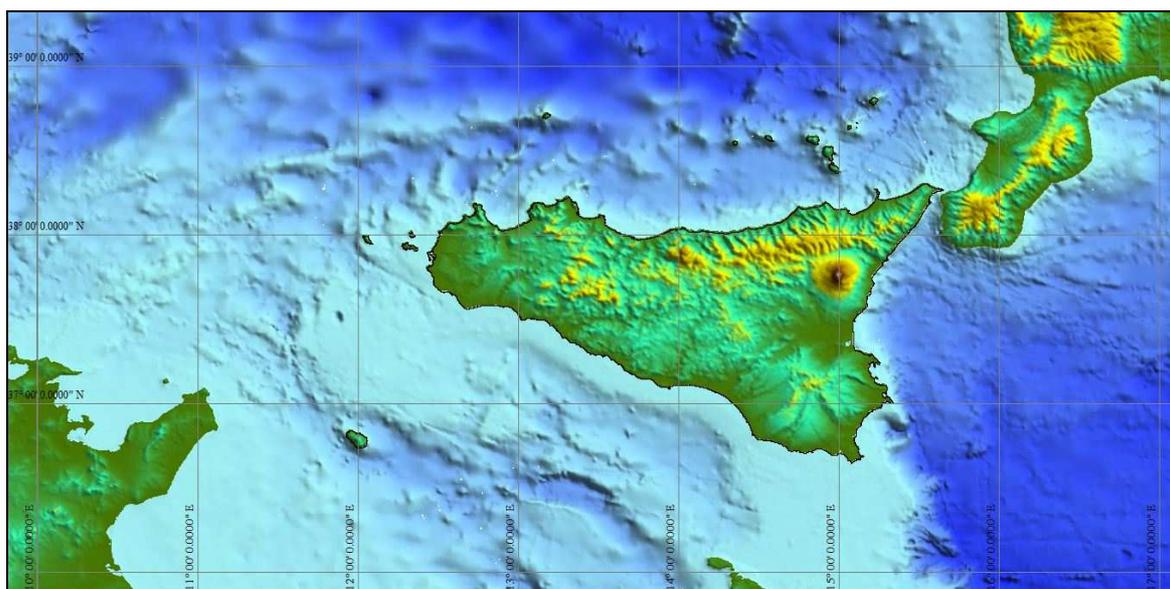


**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PALERMO**  
DIPARTIMENTO DI SCIENZE DELLA TERRA E DEL MARE

Dottorato di Ricerca in Geologia

Settore scientifico disciplinare: GEO 02

**Caratterizzazione geomorfologica e sedimentaria di un margine  
continentale sottoalimentato: analisi sismo-acustica del sistema  
piattaforma-scarpata delle Isole Egadi  
(Sicilia nord-occidentale)**



TESI DI

**Sabrina Polizzi**

COORDINATORE DEL DOTTORATO

**Di Stefano Enrico**

TUTOR

**Dott. Mauro Agate**

XXIV ciclo (2011-2013)

## RIASSUNTO

In questo lavoro di dottorato è stato effettuato lo studio dell'interazione tra i processi sedimentari ed i caratteri morfologici dei fondali marini di un arcipelago del Mar Mediterraneo: l'arcipelago delle Egadi, nell'offshore della Sicilia nord-occidentale.

L'arcipelago delle Isole Egadi fa parte dell'offshore della Sicilia nord-occidentale ed appartiene al sistema montuoso che collega la catena Siculo-Maghrebide a quella Tunisina. L'arcipelago delle Egadi è separato in due settori dal Canale di Marettimo, che rappresenta il prolungamento settentrionale del più ampio Canale di Mazara, considerato un'importante via di scambio tra le grandi masse d'acqua del Mediterraneo occidentale ed orientale e tra quelle del Mar Tirreno meridionale e del Canale di Sicilia.

Lo studio è stato condotto mediante l'analisi di rilievi ecografici a bassa frequenza ed a scansione laterale, l'elaborazione e l'interpretazione di dati morfo-batimetrici, l'analisi di profili sismici a riflessione integrati da campionamenti del fondale.

I dati utilizzati sono stati acquisiti nell'ambito di progetti di ricerca svolti dal Dipartimento della Scienza della Terra e del Mare dell'Università di Palermo (CARG, GebecSud), in parte svolti in collaborazione con altri enti pubblici di ricerca. I dati raccolti sono stati organizzati e gestiti anche mediante l'uso di un sistema informativo geografico.

I principali obiettivi di questo lavoro di dottorato sono stati: definire l'assetto geomorfologico e sedimentologico dei fondali dell'arcipelago delle Egadi; identificare i principali processi geologici e morfologici che agiscono lungo i fondali marini dell'Arcipelago delle Egadi; analizzare le dinamiche sedimentarie presenti nei fondali marini dell'Isole Egadi; ricostruire l'evoluzione morfo-sedimentaria delle isole Egadi nel Tardo Quaternario.

Dallo studio morfo-batimetrico e sedimentario dell'arcipelago delle Egadi, si nota che quest'area è interessata dalla presenza di numerose strutture, che sono l'espressione dell'evoluzione morfo-sedimentaria in cui questo settore del Mar Mediterraneo è stato coinvolto.

L'analisi morfo-batimetrica, eseguita lungo l'offshore dell'arcipelago delle Egadi, ha permesso di riconoscere un sistema piattaforma-scarpata caratterizzato da due distinti settori separati da una stretta depressione: il Canale di Marettimo. La piattaforma continentale presenta inclinazione compresa tra  $0.6^{\circ}$  -  $0.9^{\circ}$  ed un ciglio posto a profondità comprese tra 110 e 130 m; essa presenta una morfologia molto articolata e ben preservata a causa del ridotto apporto sedimentario. La scarpata continentale dell'offshore delle Egadi è sede di numerosi elementi morfologici che la rendono molto articolata. Lungo la scarpata continentale dell'arcipelago delle Egadi si riconoscono nicchie di distacco dovute a movimenti gravitativi e solchi erosivi che si sviluppano perpendicolarmente ad essa.

L'evoluzione della piattaforma continentale dell'arcipelago delle Egadi è stata condizionata dalle diverse fasi dell'ultimo ciclo di variazione glacio-eustatiche del livello del mare. Durante la fase di stazionamento basso (lowstand), il livello del mare era più basso di circa 120 m rispetto a quello attuale, portando in emersione la piattaforma continentale. Questa fase (fase glaciale wurmiana), seguita da una progressiva fase di inondazione, ha sottoposto la piattaforma continentale all'alternanza di condizioni di erosione e di accumulo sedimentario, che sono stati i principali processi morfo-genetici che hanno agito nel tardo-Quaternario.

Le strutture sedimentarie presenti nell'offshore dell'arcipelago dell'Egadi sono di origine sia erosiva che deposizionale. La varietà delle tipologie e delle profondità a cui si ritrovano, fanno ipotizzare che le strutture sedimentarie si sono generate in contesti idrodinamici differenti ed in momenti differenti.

Le strutture canalizzate tipo *moat drift* e *sediment drift* che si ritrovano lungo il Canale di Marettimo, orientate rispettivamente NO-SE e OSO-ENE, dimostrano che queste aree sono interessate da correnti di fondo che creano le condizione per lo sviluppo di strutture sedimentarie di tipo contouritico.

Le aree in esame fanno parte di un settore che è sede di importanti scambi tra le grandi masse d'acqua del Mar Mediterraneo (MAW, LIW e MDW), le quali potrebbero dare origine a locali fenomeni di correnti di fondo ad elevata velocità. Infatti le correnti contouritiche che si incanalano all'interno del Canale di Marettimo incontrano fondali non molto profondi e attraversano stretti passaggi subendo una forte accelerazione tale da formare strutture sedimentarie sia erosive che deposizionali.

L'interazione tra queste correnti e la progradazione sedimentaria del margine durante le fasi di caduta e stazionamento basso del livello del mare ha condizionato l'evoluzione del margine, probabilmente limitandone l'accrescimento frontale.

Oltre alle strutture sedimentarie generate dalle correnti "di densità", numerose strutture sedimentarie da correnti sono disseminate lungo i fondali della piattaforma continentale, generate dalle correnti trattive indotte dal moto ondoso durante le maggiori tempeste e mareggiate. Tra queste ultime, alcune risultano essere state generate da eventi meteo-marini di eccezionale intensità, superiore a quella massima registrata dalle serie storiche strumentali.

## Abstract

In this PhD thesis, the study of the interaction between sedimentary processes and morphological characteristics of the seabed in the Archipelago of the Egadi Islands one of the archipelagos of the Mediterranean Sea, located in the north-west Sicily, has been carried out.

The archipelago of the Egadi Islands is part of the north-western Sicilian offshore and belongs to the mountain range that connects the Sicilian-Maghrebian chain to Tunisia. The Marettimo Channel, the northern extension of the Mazara channel, separates the archipelago of the Egadi into two parts; it is considered an important pathway for the exchange between the major water masses of the western and eastern Mediterranean and those of southern Tyrrhenian Sea and the Strait of Sicily.

The study was conducted through the analysis of low-frequency ultrasound findings and side-scan sonar images, processing and interpretation of morpho-bathymetric data and the analysis of seismic reflection profiles supplemented by seafloor samples and underwater video.

The data used for the study of the Egadi Islands, were collected as part of research projects carried out by the Department of Earth Science and the Sea, University of Palermo (CARG, GebecSud), in collaboration with the ISPRA, CNR-IAMC, NATO-SACLANT. The data collected were organized and managed through the use of a geographic information system.

The objectives of this PhD thesis were: the definition of the geomorphological and sedimentological framework of the Egadi Islands; the reconstruction of the sedimentary dynamics of the seabed of the Egadi Islands, the analysis of the sedimentary dynamics of the seabed of the Egadi offshore; the morpho-sedimentary reconstruction of the Egadi Islands offshore in the Late Quaternary.

The morpho-bathymetric and sedimentologic study of the Egadi offshore, confirm that the area is affected by the presence of numerous structures, which are the expression of morpho-sedimentary processes linked with its position within the Mediterranean Sea.

The morpho-bathymetric analysis performed along the Egadi Islands offshore, has allowed the identification of a shelf-slope system, characterized by two distinct areas separated by a narrow depression: the Marettimo Channel. The Egadi Islands are characterized by a continental shelf with a gradient of  $0.60^{\circ}$  -  $0.90^{\circ}$  and a shelf break located at a depth of about 110-130 m; it has a very complex morphology and well-preserved due to the reduced sedimentary. In the Egadi continental slope, several morphological features are recognized that produce a complex physiographic setting in particular. Along the continental slope of the Egadi Islands numerous landslides due to gravitational movements and gullies are present. This seafloor instability seems to be related to the action of strong currents in the area. The Marettimo channel, in fact, is the northern extension of the the Mazara channel that plays an important role in the exchange of major water masses.

The evolution of the continental shelf of the Egadi Islands, has been influenced by the different phases of the glacial-eustatic variation of sea level. During the low stationary phase (lowstand), the sea level was about 120 m lower than at present, and the continental shelf was emergent. This phase (Wurm glacial phase), was followed by a progressive phase of flooding, such that the continental shelf was affected by alternating conditions of erosion and sediment accumulation, which were the main morpho-genetic processes that have characterized the area in the late Quaternary age.

The sedimentary structures present in the Egadi Islands, have erosional and depositional origin. Differences in the size, the variety of depth and the different orientations that are found, suggest that the sedimentary structures were generated in different hydrodynamic environments and at different times.

Channelized structures, such as moat drifts and sediment drifts that are found both along the Marettimo channel, respectively oriented NW-SE and WNW-ESE, show that these areas are affected by bottom currents that create the conditions for the development of erosive sedimentary structures, as contourite drift.

The areas in question are part of an area that is home to important exchanges between major water masses in the Mediterranean Sea (MAW, LIW and MDW), which may give rise to local phenomena of bottom currents with high speed. In fact, the contour currents that are channeled inside the Marettimo Channel follow the trend of the LIW, that in the area of the Mediterranean Sea central ranges from S to N. Here they encroach a very shallow-water sill and a narrow passage and undergo a strong acceleration, creating the conditions to form sedimentary structures with both depositional and erosional character.

The interaction between these currents and the sediment progradation of the margin during fall the level of the sea has influenced the evolution of the margin by limiting the accretion front. In addition to the sedimentary structures generated by the current "density", numerous sedimentary structures are scattered along the seabed of the continental shelf, generated by tractive currents induced by waves during major storms and storm surges. Among the latter, some appear to have been generated by marine weather events of exceptional intensity, higher than the highest record of the instrumental time series.

# Indice

1. Introduzione.....	pag. 8
----------------------	--------

## Parte I

2. Inquadramento geografico dell'area di studio.....	pag. 10
3. Inquadramento dell'offshore dell'arcipelago delle isole Egadi.....	pag. 13
3.1 Inquadramento geologico dell'arcipelago delle isole Egadi.....	pag. 13
3.1.1 Cenni sull'assetto stratigrafico.....	pag. 14
3.1.2 Inquadramento strutturale e cenni sull'evoluzione tettonica.....	pag. 15
3.2 Inquadramento geomorfologico dell'arcipelago delle isole Egadi.....	pag. 17
3.2.1 Piattaforma continentale dell'isola di Marettimo.....	pag. 19
3.2.2 Piattaforma continentale dell'isola di Favignana e Levanzo.....	pag. 19
3.3 Dati meteo-marini delle isole Egadi.....	pag. 20
4. Il Mar Mediterraneo e la circolazione delle grandi masse d'acque .....	pag. 22
4.1 Inquadramento geografico.....	pag. 22
4.2 La circolazione delle grandi masse d'acque.....	pag. 23
4.2.1 Circolazione superficiale.....	pag. 25
4.2.2 Circolazione intermedia.....	pag. 26
4.2.3 Circolazione profonda.....	pag. 27
4.3 La circolazione delle masse d'acque nel canale di Sicilia.....	pag. 29
5. Sistema piattaforma-scarpata: strutture sedimentarie e margini progradanti	pag. 31
5.1 Strutture sedimentarie trasversali .....	pag. 31
5.1.1 La classificazione SEPM.....	pag. 36
5.2 Strutture sedimentarie longitudinali.....	pag. 36
5.3 Strutture sedimentarie erosive-deposizionali: drift conturritici.....	pag. 39
5.3.1 Esempi di strutture sedimentarie tipo drift conturritici nel Mar Mediterraneo centrale	pag.46
5.4 Meccanismi di deposizione nei margini progradanti.....	pag. 54
5.5 Progradazione durante la caduta e lo stazionamento basso del livello del mare.....	pag. 60
5.5.1 Influenza della morfologia della piattaforma continentale.....	pag. 60
5.5.2 Effetto dell'apporto sedimentario.....	pag. 62
6. Studi precedenti sui caratteri morfologici e sedimentari dell'arcipelago delle isole Egadi.....	pag.64

6.1 Caratteri morfologici e sedimentologici dell'arcipelago delle isole Egadi.....	pag. 64
6.2 Strutture sedimentarie presenti nella piattaforma continentale dell'isola di Marettimo.....	pag. 65
6.3 Strutture sedimentarie presenti nella piattaforma continentale dell'isola di Favignana.....	pag. 70
6.4 Terrazzi deposizionali sommersi lungo la piattaforma dell'isola di Favignana.....	pag. 72

## **Parte II**

7. Metodologie di indagine.....	pag. 74
7.1 Sistemi di posizionamento nei rilievi a mare.....	pag. 74
7.2 Metodologie sismo-acustiche.....	pag. 76
7.2.1 Sub-bottom profiling (S.B.P.).....	pag. 76
7.2.2 Sparker.....	pag. 77
7.2.3 Multibeam echosounder (MBES).....	pag. 78
8. Dati analizzati e modalità di raccolta.....	pag. 81
8.1 Acquisizione dei dati sismo-acustici.....	pag. 81
8.2 Elaborazione dei dati side scan sonar.....	pag. 89
8.3 Elaborazione dei dati multibeam.....	pag. 89
9. Risultati dei rilievi sismo-acustici condotti nelle isole Egadi.....	pag. 87
9.1 Il sistema piattaforma-scarpata delle isole Egadi.....	pag. 87
9.2 Lineamenti morfologici presenti nell'offshore delle isole Egadi.....	pag. 93
9.2.1 Analisi dei drift conturitici lungo il canale di Marettimo.....	pag. 100
9.2.2 Drift conturitici al largo delle isole Egadi.....	pag. 103
9.2.3 Strutture sedimentarie erosivo-deposizionali ed andamento delle correnti do fondo	pag. 105
10. Discussione e conclusioni.....	pag. 108
Appendice 1 – Scheda tecnica del multibeam Reason 8160.....	pag. 112
Appendice 2 – Scheda tecnica del multibeam Reason 8111.....	pag. 114
Bibliografia.....	pag. 116

Allegati: Carta dei lineamenti morfo-sedimentari delle isole Egadi

## **1. Introduzione**

L'assetto geomorfologico dei margini continentali è il risultato di una complessa interazione tra vari fattori geologici ed oceanografici: 1) attività tettonica e conseguente assetto strutturale, 2) tipologia e tasso di apporto sedimentario (con una fondamentale distinzione tra margini a sedimentazione terrigena e margini a sedimentazione carbonatica di origine biogenica), 3) variazioni eustatiche, 4) regime idrodinamico (onde, maree e correnti di fondo).

Tra i fattori di controllo, le dinamiche sedimentarie degli ambienti di piattaforma-scarpata, derivanti dall'interazione tra processi di risedimentazione gravitativa e correnti di fondo trattive, esercitano un ruolo rilevante nella configurazione di un margine, ruolo più o meno determinante in funzione del tasso di sedimentazione e della velocità delle correnti. Le morfologie risultanti possono essere molto varie in funzione delle differenti combinazioni tra fenomeni di instabilità delle scarpate sottomarine e trasporto "along slope" dei sedimenti.

In questo lavoro di dottorato è stato effettuato lo studio dei caratteri geomorfologici e sedimentari dei fondali marini di un margine insulare del Mar Mediterraneo centrale: l'Arcipelago delle Isole Egadi, posto al margine meridionale del Mar Tirreno.

Questo settore è caratterizzato da una posizione geografica isolata dal continente e da tassi di sedimentazione terrigena molto ridotti, tanto che alle Isole Egadi risulta significativo, per differenza, l'apporto sedimentario di origine biogenica con estesi accumuli di coralligeno di piattaforma. Lungo i fondali di questo arcipelago recenti investigazioni sismo-acustiche hanno messo in luce una grande varietà di morfologie, sia erosive che deposizionali, che risultano peculiari di questi particolari ambienti sottoalimentati in cui le correnti marine interagiscono con una topografia dei fondali molto articolata (Colantoni et al. 1985, 1993).

Lo studio è stato condotto mediante l'analisi di rilievi ecografici a bassa frequenza ed a scansione laterale, l'elaborazione e l'interpretazione di dati morfo-batimetrici, l'analisi di profili sismici a riflessione e l'utilizzo di basi cartografiche digitali a scala 1:50000 rilevate dall'Istituto Idrografico della Marina, a partire dalle quali la scrivente ha realizzato un modello digitale tridimensionale dei fondali. Per l'analisi spaziale dei dati ci si è avvalsi di un sistema informativo geografico disponibile in commercio.

I dati utilizzati per lo studio dei fondali dell'Arcipelago delle Egadi sono stati raccolti nell'ambito di progetti di ricerca (CARG, GebecSud) svolti dal Dipartimento della Scienza della Terra e del Mare (ex Dipartimento di Geologia e Geodesia) dell'Università di Palermo, in collaborazione con altri enti di ricerca: ISPRA (ex Servizio Geologico Nazionale), CNR-IAMC Napoli, NATO-Saclant La Spezia.

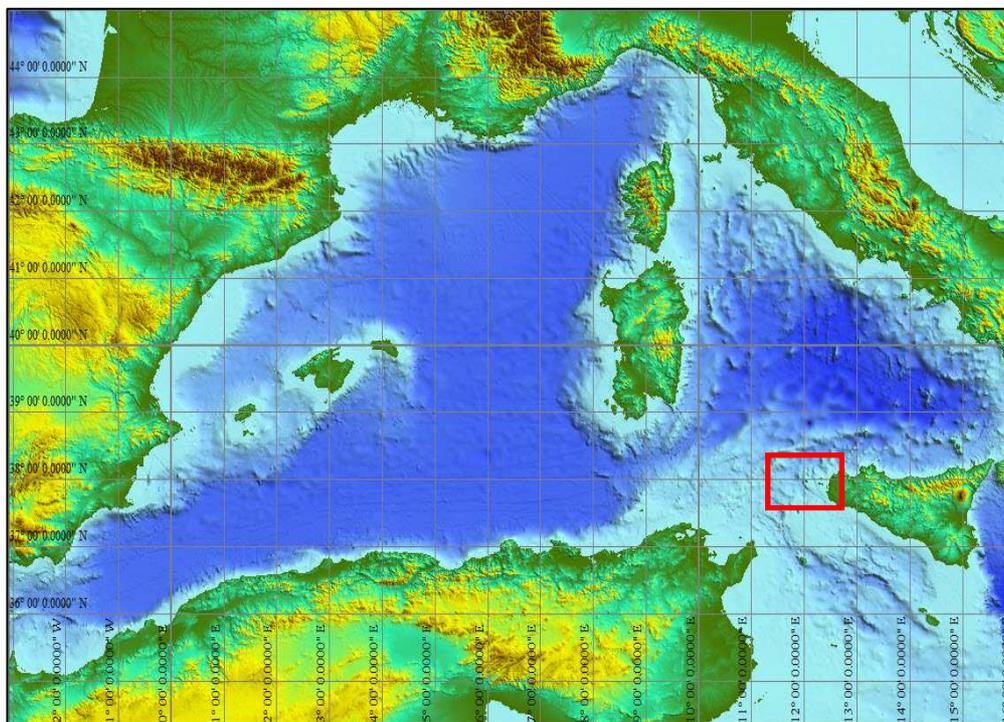
Lo studio è stato rivolto alla caratterizzazione e mappatura dei principali lineamenti geomorfologici, attuali dei lineamenti erosivo-deposizionali recenti, allo scopo di ricostruire l'evoluzione morfo-sedimentaria dei fondali marini nel tardo Quaternario, cercando di inquadrare le varie forme e depositi in relazione a specifici processi tettonici, sedimentari, oceanografici (variazione del livello del mare, correnti marine).

I principali obiettivi di questo lavoro di dottorato sono: 1) definire l'assetto geomorfologico e sedimentario dell'Arcipelago delle Egadi; 2) individuare i principali processi morfo-sedimentari che caratterizzano i fondali di questo settore; 3) ricostruire l'evoluzione morfo-sedimentaria recente ed attuale.

Per raggiungere questi obiettivi l'attività di studio e di ricerca si è sviluppata in più fasi: 1) inquadramento dell'assetto geologico e geomorfologico delle aree in esame attraverso una ricerca bibliografica; 2) allestimento di una banca dati territoriale; 3) elaborazione dei dati geofisici, per mezzo di specifici programmi; 4) restituzione di modelli morfo-batimetrici tridimensionali dei fondali; 5) interpretazione dei dati morfo-batimetrici ed individuazione delle principali strutture morfologiche e sedimentarie; 6) ricostruzione dei principali processi morfo-sedimentari agenti nelle aree in esame.

## 2. Inquadramento geografico dell'area di studio

L'area oggetto di questo lavoro di dottorato ricade in un settore del Mar Mediterraneo centro-occidentale: l'arcipelago delle Egadi, che fa parte dell'offshore della Sicilia nord-occidentale (Fig. 2.1).



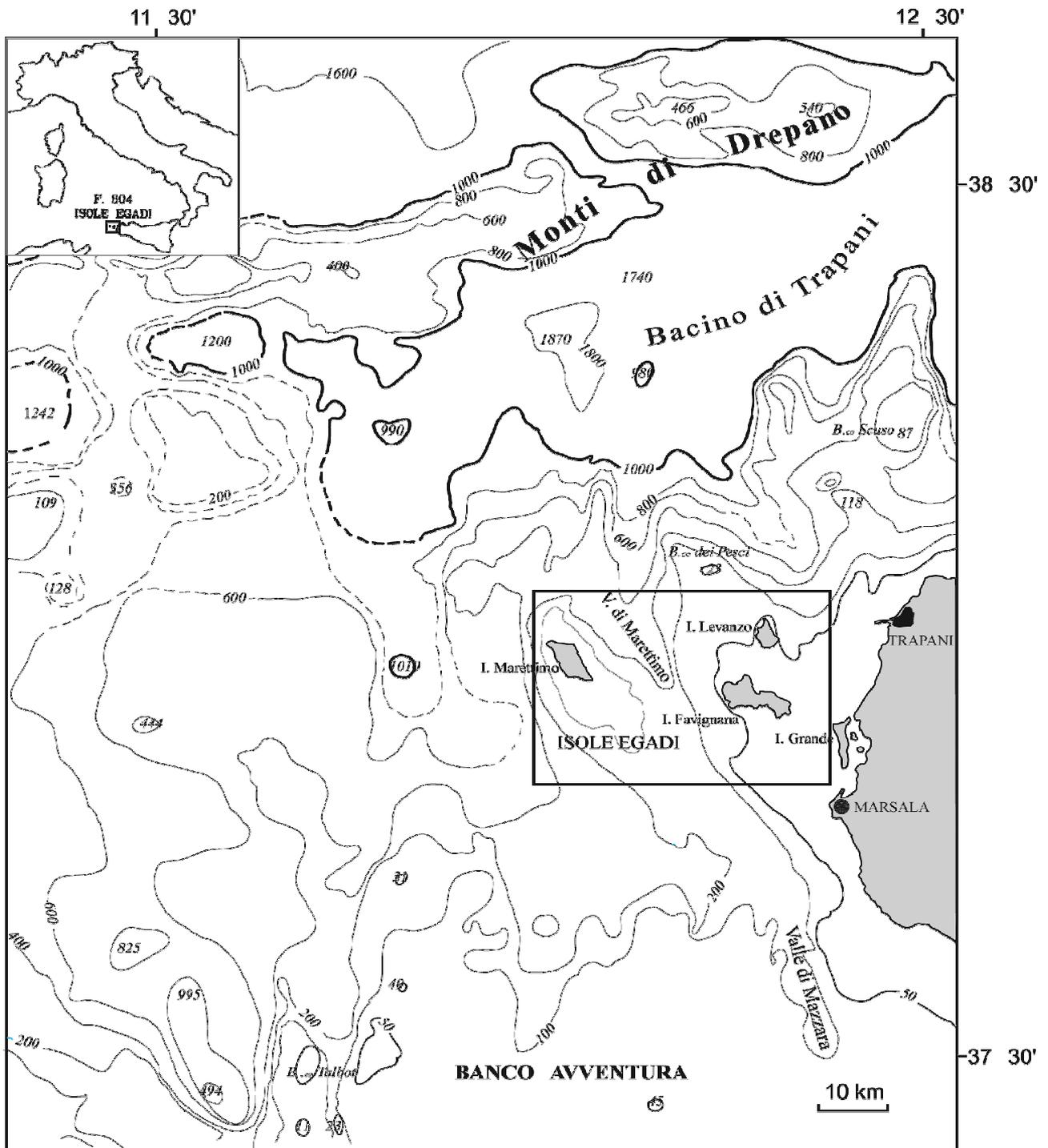
**Figura 2.1** - Inquadramento geografico del settore centro-occidentale del Mar Mediterraneo: il riquadro rosso delimita l'area in cui ricade l'arcipelago delle Egadi nell'offshore della Sicilia occidentale.

L'Arcipelago delle Egadi si trova nel tratto di mare, delimitato a nord dal Bacino di Trapani, a nord-ovest dal Western Bank, ad ovest dal Banco Skerki, a sud dal Banco Avventura e dal Canale di Sicilia ed ad est dalla costa occidentale della Sicilia (Fig. 2.2). L'Arcipelago delle Egadi ricade nei Fogli geologici n. 604 e 605 a scala 1:50.000, per un'estensione totale di 650 km<sup>2</sup>.

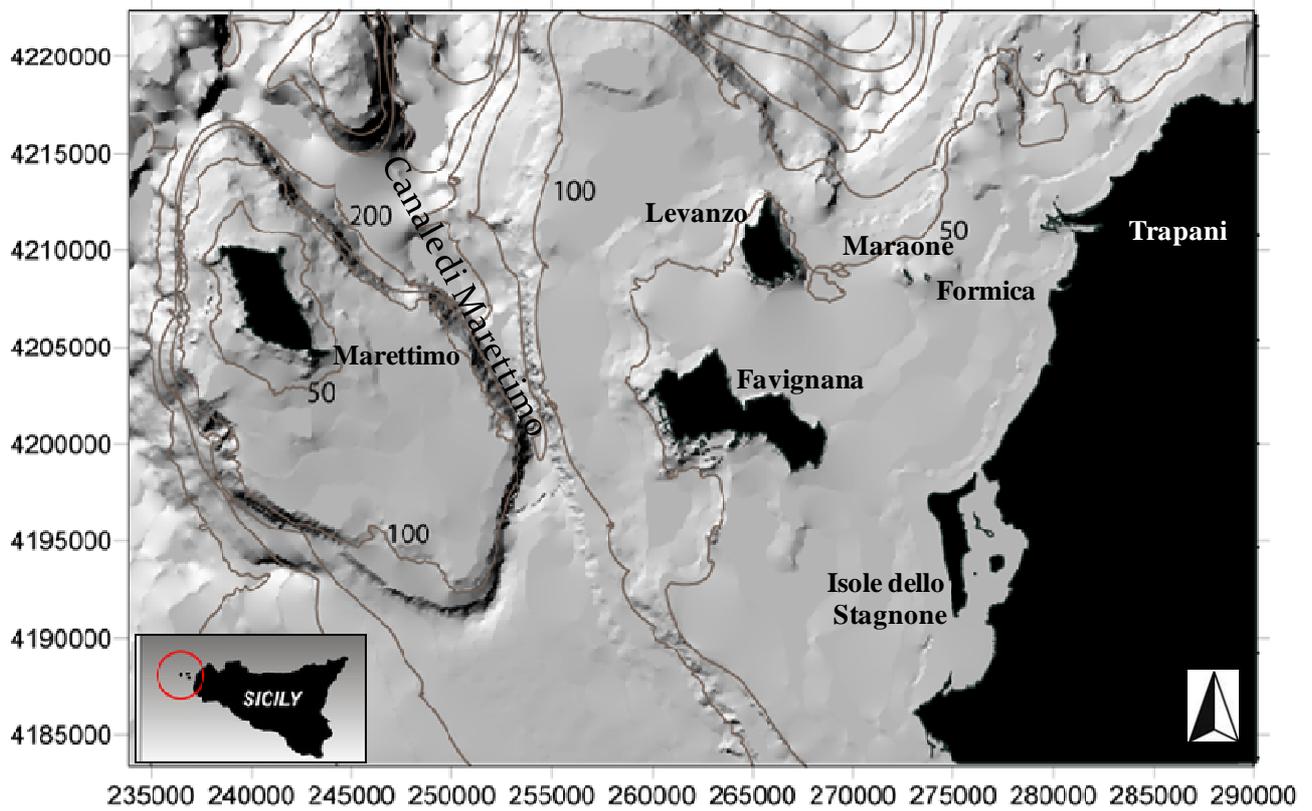
L'Arcipelago delle Egadi è costituito da tre isole principali: Marettimo, Favignana e Levanzo; e due isole minori: Formica e Maraone. Tra le isole maggiori dell'Arcipelago delle Egadi, l'Isola di Marettimo rappresenta una porzione isolata dell'offshore della Sicilia nord-occidentale; infatti essa è separata dal resto dell'arcipelago e dalla terraferma per mezzo del Canale di Marettimo (Fig. 2.3). Quest'ultimo, rappresenta il prolungamento a nord del più ampio canale di Mazara, considerato un'importante via di scambio tra le grandi masse d'acqua del Mediterraneo occidentale ed orientale e quelle del Mar Tirreno meridionale e del Canale di Sicilia.

La piattaforma continentale dell'Isola di Favignana insieme alla piattaforma dell'Isola di Levanzo è parte integrante dell'offshore della Sicilia nord-occidentale. Essa raggiunge un'ampiezza massima

di circa 10 km ed è caratterizzata a sud-ovest dalla presenza di numerosi affioramenti rocciosi ed alti morfostrutturali, mentre ad est nella parte più interna dell'area è presente una prateria di *Posidonia oceanica* che fa parte di uno dei più estesi posidonieti del Mar Mediterraneo.



**Figura 2.2** - Carta batimetrica dell'offshore della Sicilia occidentale. L'Arcipelago delle Isole Egadi ricade nel settore di piattaforma continentale siciliana racchiuso tra i bassi fondali del Banco Avventura a sud e la depressione del Bacino di Trapani a nord. Il rettangolo nero delimita di studio.



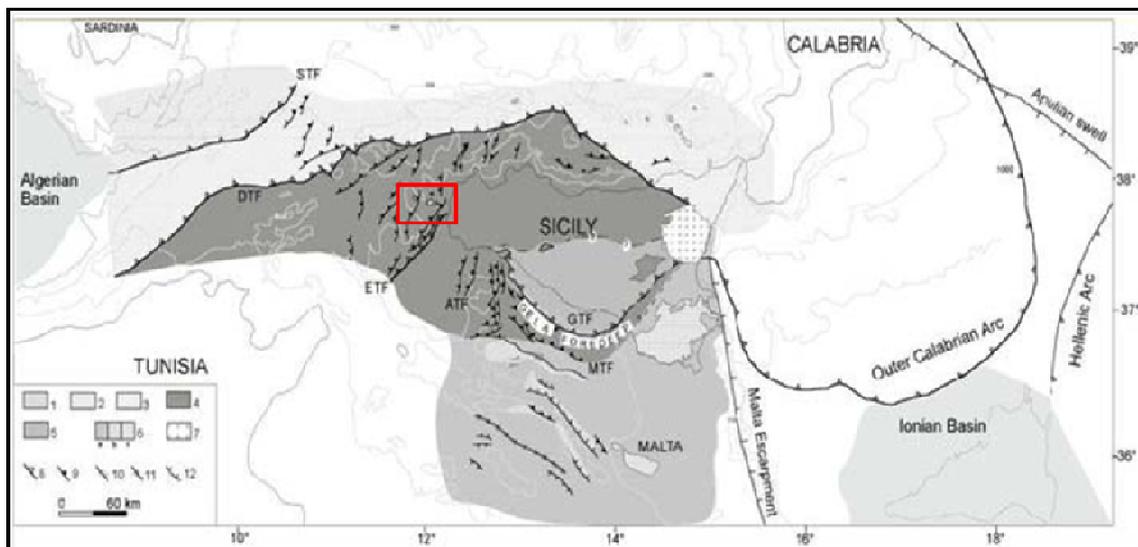
**Figura 2.3** - Inquadramento geografico e batimetria dei fondali delle isole Egadi (profondità in metri).

### 3. Inquadramento dell'offshore dell'arcipelago delle isole Egadi

#### 3.1 Inquadramento geologico dell'Arcipelago delle Egadi

L'Arcipelago delle Egadi fa parte dell'offshore della Sicilia nord-occidentale ed appartiene al sistema che collega la catena Siculo-Maghrebide a quella Tunisina (Catalano et al., 1993), (Fig. 3.1). In particolare l'isola di Marettimo rappresenta una porzione isolata dell'offshore della Sicilia nord-occidentale; la sua piattaforma è delimitata da due bassi strutturali allungati in direzione NO-SE, che diventano più profondi procedendo verso il più settentrionale bacino di Trapani. Il bacino separa la catena degli Elimi a nord dalla piattaforma siculo-tunisina a sud. L'Isola di Marettimo è separata dal resto dell'Arcipelago e dalla terraferma per mezzo del Canale di Marettimo. Quest'ultimo, rappresenta il prolungamento verso nord del più ampio canale di Mazara, considerato un'importante via di scambio tra le grandi masse d'acqua del Mediterraneo occidentale ed orientale e quelle del Mar Tirreno meridionale e del Canale di Sicilia.

La piattaforma dell'Isola di Favignana insieme alla piattaforma dell'Isola di Levanzo è parte integrante della piattaforma continentale della Sicilia nord-occidentale. Essa è caratterizzata a SO dalla presenza di numerosi affioramenti rocciosi ed alti morfostrutturali, mentre ad est nella parte più interna dell'area è presente una prateria di *Poseidonia oceanica* che fa parte di uno dei più estesi posidonieti del Mar Mediterraneo centrale (Agnesi et al. 1993).



**Figura 3.1-** Schema tettonico del Mediterraneo centrale 1) Corsica - Sardegna; 2) Arco Kabilo – Peloritano - Calabro; 3) Unità Appenninico - Maghrebidi e dell'avampaese deformato; 4) avampaese ed avampaese poco deformato; 5) aree in estensione; 6) vulcaniti plio – quaternarie (Catalano et al., 2000)

La piattaforma continentale della Sicilia nord-occidentale è un'area sottoalimentata caratterizzata da prevalenti fenomeni di erosione e da ridotti tassi di sedimentazione dovuti agli scarsi apporti

sedimentari ed alla presenza di frequenti burrasche e forti correnti che spazzano via i già ridotti sedimenti presenti sui fondali (Colantoni et al, 1993; Agate et al., 1998).

### 3.1.1 Cenni sull'assetto stratigrafico

Alle Isole Egadi affiorano principalmente successioni carbonatiche e clastico-terrigene, sulle quali poggiano in discordanza terreni clastico-carbonatici plio-quadernari (Catalano et al., 1995). In questo settore, sulla base di dati sismici e rilievi di superficie, sono state riconosciute tre principali unità geologiche che dal basso verso l'alto sono: 1) substrato costituito da unità carbonatiche di piattaforma e di scarpata-bacino, di età meso-cenozoica, provenienti dalla deformazione del paleomargine continentale siciliano (Catalano, 1998) e strutturate in un edificio tettonico in cui le unità del settore di Marettimo sono tettonicamente sovrapposte a quelle dell'area di Favignana. I principali piani di sovrascorrimento, attivi durante il Miocene, mostrano un andamento NNE-SSO con una vergenza orientale (Catalano et al 1998); 2) una successione di terreni silicoclastici dell'Oligo-Miocene, che nell'area di Marettimo sono rappresentati da "equivalenti" del Flysch Numidico e nell'offshore di Favignana sono invece costituiti dai depositi della Fm. Terravecchia e da terreni correlabili con le coeve successioni tunisine. Anche questi depositi sono deformati e scollati dal substrato (Agate et al., 1996); 3) una successione di depositi plio-pleistocenici, spessa fino a 800 m, costituita in basso da emipelagiti e torbiditi, che verso l'alto passano a depositi progradanti di piattaforma e scarpata superiore. La parte superiore di questa unità è costituita da depositi della sequenza de posizionale tardo pleistocenica-olocenica (Agate et al., 1996), (Fig. 3.2). Le isole di Favignana e Levanzo sono caratterizzate da una successione di depositi calcarei a cicli loferitici, dolomitici e calcareo-dolomitici di età Trias sup.-Lias medio (Agnesi et al., 1993), seguita verso l'alto da formazioni calcareo-marnose di età Cretacico-Paleogene (Giunta e Liguori, 1972). Nell'isola di Favignana, la successione calcarea, presente nella parte centro-occidentale e che costituisce il rilievo di Monte S. Caterina, comprende inoltre depositi calcarei dolomitici e selci rosse del Lias sup-Creta inf. (Agnesi et al., 1993).

Da un punto di vista stratigrafico il settore orientale dell'isola di Favignana è costituito da un pacco di depositi del Pleistocene inf. ad arenarie calcaree, stratificate in grossi banchi (Agnesi et al., 1993). Sull'isola sono stati rilevati, sia nel settore orientale che in quello occidentale, a quote tra 0 e 4 m s.l.m., depositi di conglomerati poligenici eterometrici, con fauna a *Strombus bubonius*, del Tirreniano (Abate et al., 1995).

Nell'isola di Levanzo i terreni quaternari sono riferibili al Pleistocene sup-Olocene. Sono osservabili in diverse aree dell'isola all'altezza di 3-5 m. I depositi sono costituiti da lembi di conglomerati marini e grossi ciottoli con *Strombus bubonius* (Agnesi et al., 1993).

L'isola di Marettimo è caratterizzata da spiagge tirreniane a quote comprese tra 5 e 9 m s.l.m. (Malatesta, 1957). Inoltre si distinguono alcuni solchi di battente, caratterizzati dalla presenza di litodomi, osservati alla stessa quota delle spiagge tirreniane, (Malatesta, 1957). I depositi tirreniani sono in discordanza sui depositi pleistocenici inf. o direttamente sui terreni mesozoici, come si nota nelle due sezioni di P.ta Libeccio e P.ta Conca (Abate et al., 1996). Questi depositi possono essersi formati durante la prima e più ampia oscillazione tirreniana, ossia quella relativa al sottopiano eutirreniano, databile intorno a 125 ky B.P. (Hearty et al., 1996). Dall'analisi dei sedimenti risulta un tasso di sollevamento di 0,02 m/ka (Cosentino e Gliozzi, 1988). Le differenze di quota che si rilevano sui depositi quaternari fanno pensare a tassi differenziali di sollevamento all'interno dell'isola, riferibili ai diversi movimenti subiti dai blocchi interposti tra faglie riattivate o generate in epoche recenti (Pliocene inf.- Pleistocene) (Abate et al., 1996).

### **3.1.2 Inquadramento strutturale e cenni sull'evoluzione tettonica**

L'arcipelago delle Egadi fa parte della catena Maghrebide siciliana più occidentale, la quale deriva dalla collisione cenozoica tra il margine continentale nord africano e il blocco sardo-corso. Le unità tettoniche derivanti dalla deformazione del margine settentrionale della placca africana presentano una polarità di sovrascorrimento verso sud ed una dimensione chilometrica (Ogniben, 1960; Scandone et al., 1974; Catalano et al., 1979; Catalano e D'Argenio, 1982; Nigro e Renda, 2000).

Le successioni rocciose deformate sono ricoperte da depositi sin-tettonici di avanfossa di età Miocene sup.-Pleistocene, che raggiungono spessori notevoli nelle regioni frontali della catena, e ben affioranti in Sicilia centro-meridionale (Giunta et al. 2001). Essi sono stati progressivamente coinvolti nella deformazione compressiva a partire dal Miocene superiore (Grandjacquet e Mascle, 1978; Giunta, 1985; Nigro e Renda, 2000). La costruzione della catena è stata accompagnata nei settori più interni da processi estensionali realizzati prevalentemente attraverso riattivazione negativa delle superfici di sovrascorrimento (Giunta et al., 2000a). I processi di assottigliamento crostale che a partire dal Miocene sup. hanno condotto alla formazione del Bacino Tirrenico sarebbero stati accoppiati durante il Pliocene, nel settore sud-tirrenico prospiciente la costa settentrionale della Sicilia, ad un regime tettonico trascorrente (Boccaletti et al., 1982; Finetti e Del Ben, 1986) che ha causato l'attivazione di un'ampia fascia di taglio trascorrente destro orientata circa E-O. Alcuni segmenti delle faglie riconosciute lungo la catena siciliana nord occidentale, tra i Monti di Palermo e le Isole Egadi possono essere ritenuti attivi per il coinvolgimento nella deformazione dei depositi marini e continentali del Pleistocene superiore (Giunta et al., 2001).

L'assetto strutturale delle isole Egadi è dunque il risultato della intensa deformazione tettonica che ha interessato la catena Siculo-Maghrebide nell'intervallo Miocene sup.-Pleistocene; la loro evoluzione tettonica si inserisce bene in quella più generale del segmento occidentale della Catena siciliana che nel settore offshore viene comunemente indicato come “*Thrust belt* delle Egadi”.

Nel Miocene sup. la deformazione si sviluppa in un contesto collisionale con acme nel Tortoniano superiore. Nelle isole Egadi si registrano ampie deformazioni che portano alla strutturazione e all'embriciatura di corpi tettonici con la formazione di un *thrust belt* con geometrie di tipo “*ramp-flat*” (Catalano et al., 1993; Fig. 3.2 ).

La direzione di trasporto tettonico delle falde, ricavata dagli elementi strutturali presenti alla base del *footwall* del sole *thrust* riconosciuto nell'isola di Favignana, risulta essere NO-SE anche se localmente (isola di Marettimo) si osservano movimenti di retroscorrimento (Abate et al., 1995).

Dalla fine del Miocene sino alla fine del Pliocene si ha un'intensa attività tettonica legata all'apertura del Mar Tirreno secondo *shear zone* di direzione NO-SE e NE-SO (Boccaletti e Tortorici, 1987).

L'apertura del Mar Tirreno causa nelle aree vicine deformazioni di vario tipo: il fronte della catena, già strutturata, viene frammentato da faglie inverse NE-SO e tagliato obliquamente da faglie destre orientate NO-SE (Finetti & Del Ben, 1986). In particolare, la fase di *rifting* determina, nelle isole Egadi, importanti piani di taglio destro a direzione NO-SE, con strutture coniugate di direzione N-S e strutture antitetiche E-O che tagliano le strutture mioceniche, crea nuovi fronti di accavallamento e *drag fold* dovute alla deformazione di blocchi interposti tra faglie trascorrenti parallele.

Nelle aree in distensione si ha la formazione di bacini di *pull-apart* come nel settore orientale dell'isola di Favignana, interamente colmato da depositi plio-pleistocenici (Abate et al. 1995). Nei settori in compressione, invece, si generano strutture di espulsione (*pop-up e flower structure*) a piccola e media scala.

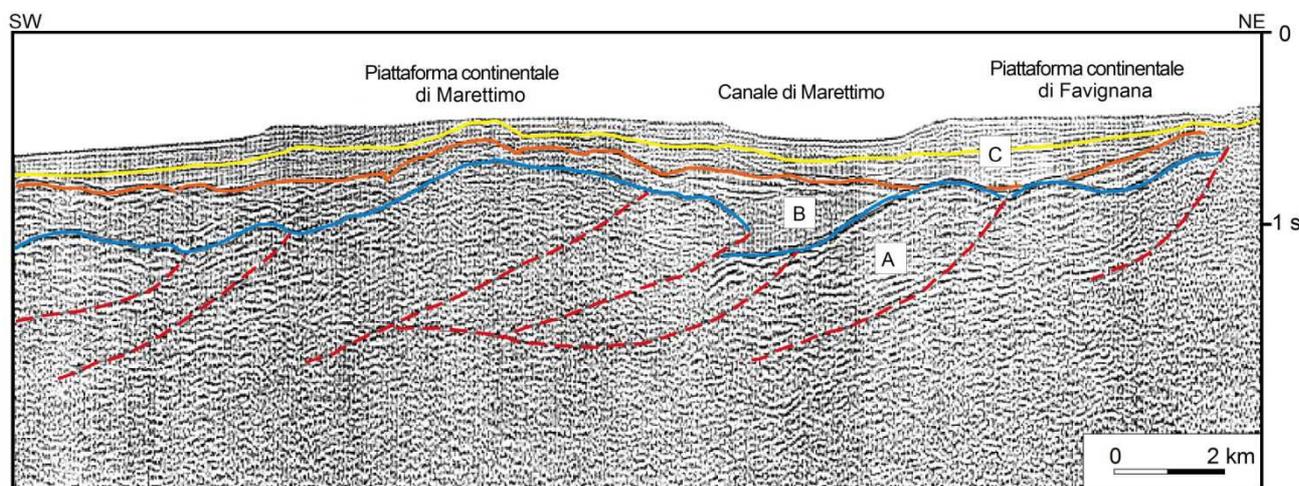
Secondo questi Autori la deformazione continua anche nel Pliocene sup. generando nuovi piani di *thrust*, alcuni dei quali con vergenza settentrionale che coinvolgono anche depositi pliocenici sia nel settore occidentale della Catena siciliana che nelle isole Egadi.

Nel Pleistocene si hanno ancora movimenti orizzontali, si generano strutture plicative con assi orientati NO-SE sia nei depositi mesozoico-terziari che in quelli pleistocenici.

I sistemi di fratture e faglie con spostamento orizzontale, orientati N-S e NE-SO, interessano anche depositi tirreniani (isole di Marettimo e Favignana), testimoniando il perdurare di movimenti orizzontali anche in tempi recenti.

Secondo Abate et al., (1996) l'intera isola di Favignana è caratterizzata da faglie sub verticali dirette orientate in senso E-O e N-S; gli Autori distinguono a Favignana una tettonica compressiva

miocenica che origina dei fronti orientati in direzione NO-SE da una tettonica trascorrente pliocenica. Questa produce strutture di dimensioni minori come pieghe con assi orientati in direzione N-S e NE-SO e faglie in direzione E-O.



**Figura 3.2** – Sezione sismica mostrante la sovrapposizione delle unità di Marettimo su quelle di Favignana (modificata da Sulli, 1996). A: unità Maghebidi deformate; B: unità mioceniche poco deformate; C: unità plio-pleistoceniche. Limite in giallo: probabile base dei depositi pleistocenici.

### 3.2 Inquadramento geomorfologico e sedimentazione recente dell'arcipelago delle isole Egadi

La piattaforma continentale della Sicilia nord-occidentale è un'area sottoalimentata caratterizzata da ridotti tassi di sedimentazione a causa degli scarsi apporti sedimentari da terra e da diffusi fenomeni di erosione per la presenza di forti mareggiate ed intense correnti sottomarine (Colantoni et al, 1993; Agate et al., 1998).

Nel settore dell'arcipelago delle Egadi la morfologia dei fondali è molto irregolare: si alternano ampie aree pianeggianti a fondali ripidi, caratterizzati da alti morfologici isolati, paleo falesie, valli incise e depressioni chiuse.

Le isole delle Egadi rappresentano l'unico arcipelago siciliano interamente costituito da isole di origine sedimentaria, la cui piattaforma continentale raggiunge un'estensione di circa 10 km, che è tra le più ampie di tutta la Sicilia, ad eccezione dell'offshore sud-orientale (settore ibleo-maltese).

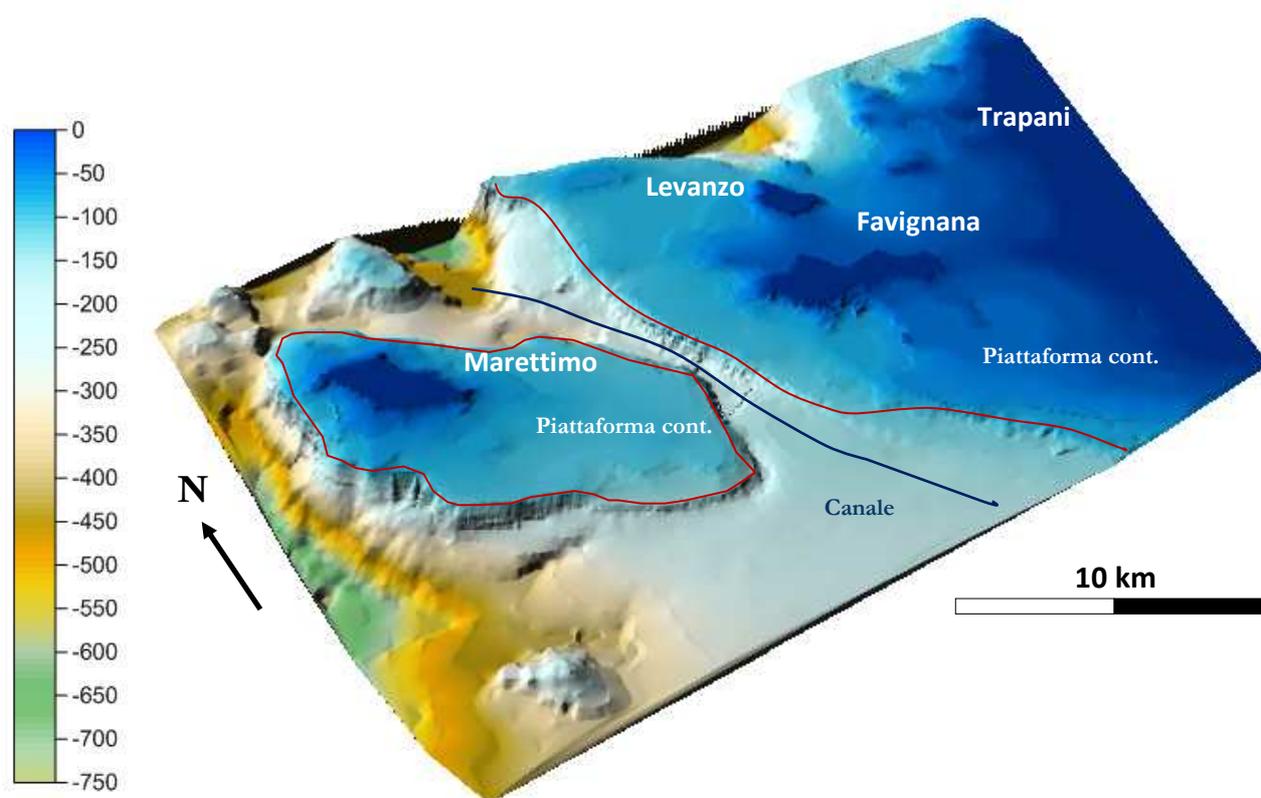
L'evoluzione morfo-sedimentaria dell'area è stata fortemente condizionata da eventi tettonici, anche recenti, e dalle diverse fasi dell'ultimo ciclo di variazione glacioeustatica del livello del mare, (Agnesi et al, 1993; Agate et al. 1996; Agate et al. 1998) che hanno determinato l'esposizione subaerea della piattaforma continentale, culminata durante l'ultima fase regressiva tardo-pleistocenica, seguita da una fase trasgressiva. Questa alternanza di condizioni eustatiche ha

condizionato i principali processi erosivi e deposizionali lungo tutto il sistema piattaforma-scarpata superiore dell'area in esame.

La batimetria dell'area permette di distinguere due settori di piattaforma: il primo, che comprende le isole di Favignana e Levanzo, è collegato alla terraferma da una lieve depressione, profonda al massimo 30 m. Il secondo settore di piattaforma si sviluppa ad ovest del primo e comprende l'isola di Marettimo; quest'ultima è sempre rimasta isolata dalla terraferma anche durante i periodi di stazionamento basso del livello del mare, a causa della presenza del Canale di Marettimo, che la separa dalla restante piattaforma continentale dell'isola di Favignana e Levanzo (Fig. 3.3).

Il Canale di Marettimo rappresenta il prolungamento a nord del più grande canale di Mazara, che gioca un ruolo importante nello scambio delle grandi masse d'acque tra il Tirreno meridionale ed il Canale di Sicilia (Miller, 1972).

In tutta l'area, il bordo della piattaforma continentale si ritrova fra i 100 m e i 130 m di profondità con aree di scarpata superiore più ripide osservabili in prossimità dell'isola di Marettimo (Colantoni et al. 1993). Il ciglio è controllato strutturalmente ed è in arretramento, tranne che nella zona a SO di Favignana dove si presenta in progradazione. (Agnesi et al., 1993).



**Figura 3.3** – Rappresentazione tridimensionale in “falsi colori” dei fondali delle isole Egadi (i colori sono rappresentativi delle profondità, riportate in metri nella scala graduata a sinistra della figura). L'immagine è stata ottenuta dalla digitalizzazione della carta batimetrica a scala 1:50.000 prodotta dell'Istituto Idrografico della Marina.

### **3.2.1 Piattaforma continentale dell'isola di Marettimo.**

La piattaforma continentale dell'isola di Marettimo presenta una forma vagamente rombica allungata in direzione NNO-SSE. La sua superficie totale è di circa 200 km<sup>2</sup> e la sua lunghezza massima è di 40 km. Tutta la piattaforma continentale è caratterizzata da due principali variazioni di pendenza, a profondità di 50-75 m e 80-90 m, che la dividono in due settori principali: il settore interno, ridotto e poco inclinato (0,9°) ed un settore esterno più ampio, delimitato dal ciglio di piattaforma. Lungo la piattaforma interna sono riconoscibili faglie dirette con orientazione NO-SE e NE-SO che hanno generato lineamenti morfologici che a volte rappresentano la prosecuzione di strutture osservabili a terra (Hermand et al., 2000; Lo Iacono, 2003). Il ciglio della piattaforma, che si imposta a profondità comprese tra gli 100 e i 130 m, si presenta per la maggior parte eroso ed a luoghi frastagliato a causa della presenza di piccole nicchie di distacco e testate di incisioni canalizzate, più frequenti nel tratto che segue il Canale di Marettimo. Solo lungo il margine meridionale sono stati riconosciuti tratti del bordo in progradazione.

Nella piattaforma continentale dell'isola di Marettimo sono riconoscibili diversi terrazzi, associabili agli stazionamenti del livello del mare durante la sua ultima risalita. Il più evidente di questi è quello che si osserva alla profondità di 75-85 m e che corre lungo tutta la porzione meridionale della piattaforma (Hermand et al., 2000). Sia ad ovest che ad est si sviluppano incisioni canalizzate di ridotte dimensioni che fungono da by-pass per i sedimenti di piattaforma, che vengono trasportati lungo la scarpata superiore (Colantoni et al., 1993).

### **3.3.2 Piattaforma continentale dell'isola di Favignana e Levanzo.**

La piattaforma continentale di Favignana e Levanzo corrisponde alla porzione di piattaforma continentale siciliana antistante il tratto di costa compreso tra le città di Trapani e Marsala. Qui oltre alle isole di Favignana e Levanzo si trovano anche le isole di Formica e Maraone ed il piccolo complesso di isole dello Stagnone di Marsala.

Il bordo della piattaforma si imposta a profondità comprese tra gli 100 e i 120 metri. Il ciglio si presenta ripido, rettilineo ed in arretramento ad O e NO di Favignana, indicando un probabile controllo strutturale ed un carattere erosivo; a S e SO dell'isola di Favignana, il ciglio è meno marcato e tendenzialmente progradante (D'Angelo et al., 2004).

La morfologia dei fondali è molto articolata per la presenza, oltre che delle isole, di paleo falesie e di numerosi rilievi isolati le cui sommità raggiungono pochi metri sotto il livello del mare. Dagli studi fatti da D'Angelo et al. nel 2004 è riconoscibile una piattaforma d'abrasione che congiunge l'isola di Favignana e di Levanzo alla terraferma che presenta una debole pendenza e che si estende

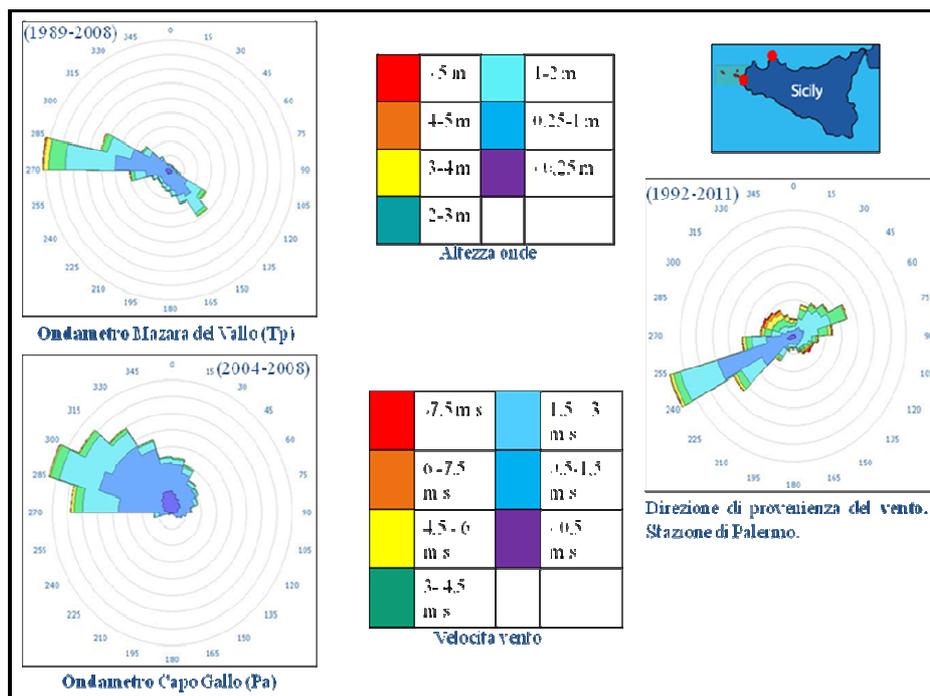
per circa 10 km fino ad una profondità di 80-90 m. Un'altra piattaforma di abrasione, più interna, è presente alla profondità di 30-40 m fra Favignana e Levanzo ed a sud di Favignana e si raccorda a quella inferiore con un pendio regolare. Alti morfologici sparsi si trovano tra le due isole ed a sud di Favignana e corrispondono ad affioramenti del substrato carbonatico mesozoico; essi sono modellati alla sommità da superfici d'abrasione ed alla base da paleo-solchi di battente (Agnesi et al., 1993). Nell'area di raccordo tra Favignana, Levanzo e la terraferma sono stati riconosciuti, alle profondità di -15 e -20 m, alcuni cordoni litorali antichi e dei lineamenti tipo tombolo (Agnesi et al. 1993).

Ad ovest di Levanzo e Favignana sono presenti alcuni terrazzi marini a profondità variabile tra 30-45 m, 50-72 m e 75-85 m, che testimoniano le principali soste del livello del mare durante la sua ultima risalita; il raccordo tra questi diversi ordini di terrazzi è costantemente caratterizzato dalla presenza di un pendio regolare, (Agnesi et al., 1993; Agate et al., 1996). La pendenza media della piattaforma continentale aumenta sensibilmente nella fascia costiera sommersa attorno all'isola di Levanzo e al settore occidentale dell'isola di Favignana. Secondo i suddetti Autori il controllo strutturale e la successiva modellazione ed abrasione ad opera del mare, durante le fasi dell'ultima risalita del livello del mare, hanno contribuito alla formazione ed evoluzione dei terrazzi marini sommersi.

In particolare, il terrazzo marino più profondo a sud-ovest di Favignana ha un orientamento NNO-SSE. Esso si estende per circa 10 km, presenta una larghezza di 2,5 km ed uno spessore massimo di 40 m in relazione della ripidità della scarpata. Verso nord il terrazzo si assottiglia e termina dove la scarpata si fa più ripida; mentre nella parte meridionale è interrotto da crolli (D'Angelo et al., 2004).

### **3.3 Dati meteo-marini delle isole Egadi**

I dati forniti dagli ondometri e dai dati di provenienza del vento, posti in diversi punti della Sicilia occidentale, permettono di definire le condizioni meteo-marine dell'offshore dell'arcipelago delle Egadi. In particolare, i dati acquisiti tra il 1989 e il 2008 dall'ondametro posto a largo di Mazara del Vallo (Tp) rivelano che la maggior parte delle onde hanno un'altezza di 3-4 m con direzione NO, mentre una parte di esse è caratterizzata da altezze che superano i 5 m. Inoltre i dati anemometrici forniti dalla stazione di Capo Gallo (Pa), Porto Empedocle e Lampedusa, mostrano che i venti più forti (velocità maggiore di 7,5 m/s) hanno una direzione NO, NNO e ENE. Ulteriori informazioni sul carattere meteo-marino del settore occidentale del Mar Mediterraneo sono forniti dai dati registrati dalla stazione posta nell'Isola di Pantelleria, dell'Istituto Idrografico della Marina (IIM), i quali indicano che le più forti mareggiate hanno una direzione NO e O. (Fig. 3.4).



**Figura 3.4** - Dati meteo-marini delle stazioni di: Mazara del Vallo (Tp), Capo Gallo (Pa) e Palermo. APAT Servizio Mareografico – [www.IDROMARE.com](http://www.IDROMARE.com)

## **4. Il Mar Mediterraneo e la circolazione delle grandi masse d'acqua**

### **4.1 Inquadramento geografico**

Il Mediterraneo è un mare intercontinentale situato tra Europa, Africa e Asia; esso costituisce lo 0.7% della superficie di tutti i mari. La sua superficie è di 2,5 milioni di km<sup>2</sup> ed il suo volume è di 3.7 milioni di km<sup>3</sup>. Si sviluppa per 3800 km in longitudine e per 600 km in latitudine, e raggiunge una profondità media di 1500 m, (la massima profondità è di 5020 m, nella Fossa Ellenica). È collegato ad ovest all'oceano Atlantico, attraverso lo stretto di Gibilterra ed ad est al mar Nero attraverso il mar di Marmara, tramite i Dardanelli e il Bosforo.

Il Mar Mediterraneo è diviso in due settori principali: il bacino occidentale ed il bacino orientale, delimitati al centro dal Canale di Sicilia, una zona di piattaforma profonda poche centinaia di metri. All'interno di questi due bacini principali si distinguono, in ordine da ovest verso est, i seguenti mari: mare di Alboran, Balearico, Ligure, Tirrenico, Ionico, Levantino, Adriatico ed Egeo, (Fig. 4.1).

Il mare di Alboran è interamente chiuso tra le catene montuose del Marocco e la catena Betica della Spagna meridionale; è una zona poco profonda e qui si trova una dorsale che, emergendo localmente, forma l'Isola di Alboran.

Il bacino Balearico delimitato a nord-ovest dalle coste spagnole e francesi, si spinge fino al golfo di Genova ed è delimitato ad est dalle isole di Corsica e Sardegna; di questo bacino fanno parte le isole delle Baleari, poste vicino alla costa spagnola e separate da questa dal canale di Valencia. La caratteristica principale di questo bacino è l'estesa piana abissale, che è la più vasta e piatta di tutto il Mediterraneo, avente profondità di 2800 metri.

Il Mar Tirreno ha una forma triangolare, con il lato più lungo verso la penisola italiana. La sua piana abissale si estende fino ad oltre 3500 metri. Nel Tirreno, si trovano molte isole e numerosi seamount che in alcuni casi si elevano fino a poche centinaia di metri dalla superficie marina.

Il bacino Ionico e quello Levantino sono divisi convenzionalmente dal 25° meridiano est. In realtà non ci sono grosse differenze fisiografiche tra questi due bacini, entrambe caratterizzati da estese fosse.

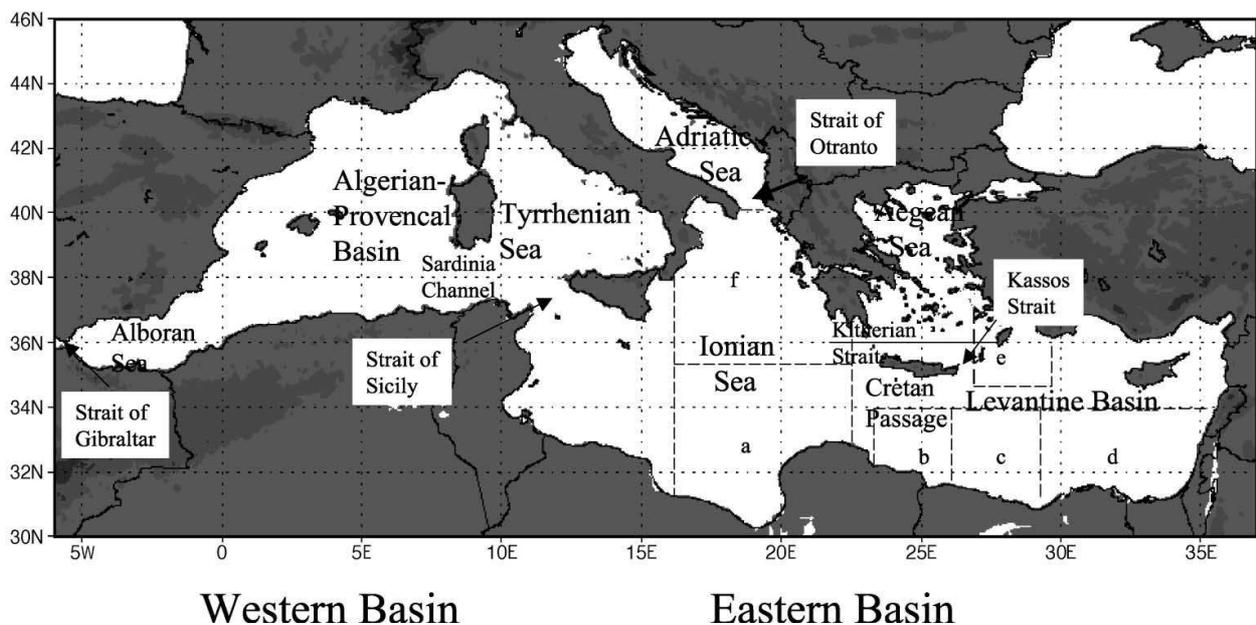
La scarpata di Malta, limite ovest del bacino orientale, è una struttura costituita da pareti rocciose quasi verticali e presenta un dislivello di oltre 3000 metri. Verso Est si trovano le piane abissali più profonde: quella di Messina (-4200 m) e quella del Sirte (-4150 m), la prima nel bacino Ionico e la seconda nel bacino Levantino.

Il Mare Adriatico, di forma stretta ed allungata, si trova tra due grandi catene montuose, quella Appenninica ad ovest e quella Dinarica ad est. Esso si spinge fin quasi ai piedi della catena Alpina. Questo grande golfo, lungo poco più di 1000 km, è suddiviso in Alto e Basso Adriatico. L'Alto

Adriatico raggiunge profondità non superiori ai 200 m; questo ha permesso a questo settore, di emergere più volte durante le glaciazioni dell'ultimo milione di anni. Il Basso Adriatico, invece, è più profondo e si affaccia sullo Ionio, attraverso il canale di Otranto.

Il Mare Egeo è caratterizzato da numerose isole, appartenenti alle unità delle Ellenidi ed a quelle delle Tauridi.

La complessa topografia del Mediterraneo, dovuta alla presenza di isole e penisole, nonché di un fondale irregolare, condiziona fortemente la dinamica delle masse d'acqua. In particolare le aree di stretto e di canale sono caratterizzate da dinamiche oceanografiche peculiari favorite da fenomeni di confinamento e di scambio tra i bacini. Il Canale di Sicilia è largo circa 120 km nella sua sezione più stretta, anche se, a 200 m di profondità vi è un allargamento della piattaforma nella zona NO denominato Banco Avventura, che riduce l'ampiezza del canale a 30 km. Questo banco e la piattaforma continentale maltese ad est sono i fattori topografici dominanti nell'area.



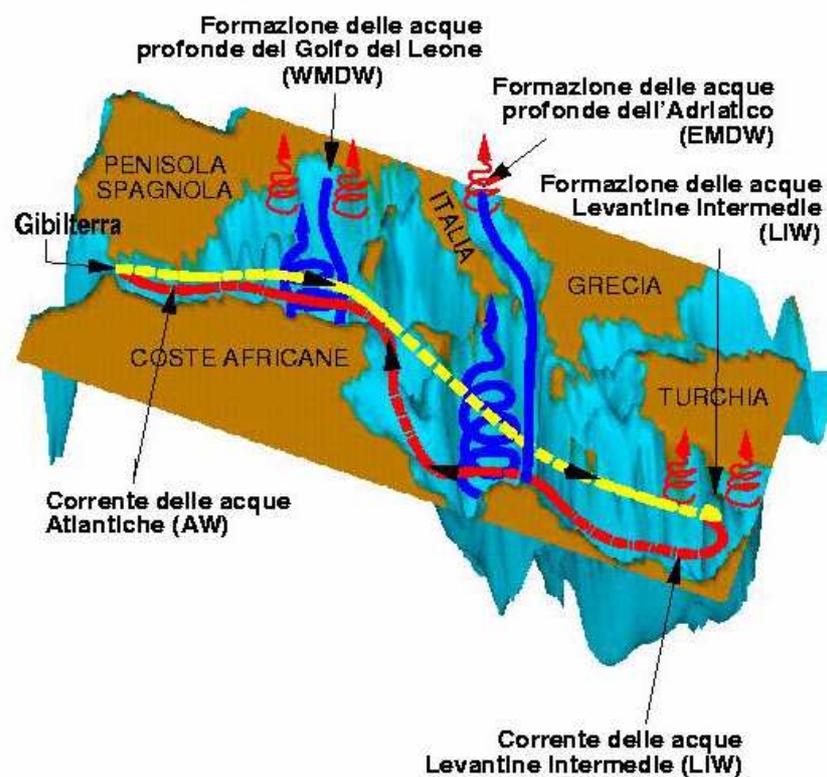
**Figura 4.1-** Il Mar Mediterraneo e suoi bacini da Demirov e Pinardi 2002.

#### 4.2 La circolazione delle grandi masse d'acqua

Il Mar Mediterraneo è un bacino semichiuso e di concentrazione (Marsigli, 1681; Waitz, 1755; Nielsen, 1912), la cui superficie libera presenta un bilancio d'acqua annuale negativo che è compensato da un apporto di acqua dall'Oceano Atlantico, il cui contenuto di sale è costante nel tempo. Per equilibrare sia il bilancio di acqua che quello di sale il sistema del Mar Mediterraneo trasforma l'acqua atlantica entrante superficialmente, in acqua densa e salata, che rifluisce

nell'Oceano Atlantico, attraverso la parte profonda dello Stretto di Gibilterra. Una particolare caratteristica oceanografica del Mar Mediterraneo è la temperatura delle sue acque: mentre negli altri mari del mondo, si osserva normalmente una marcata diminuzione della temperatura dalla superficie al fondo del mare, nel Mar Mediterraneo si hanno fluttuazioni stagionali molto elevate con una conseguente escursione termica nelle acque superficiali fino a 14°C e in profondità, la temperatura si mantiene sempre costante, sia d'estate che d'inverno, intorno ai 13°C.

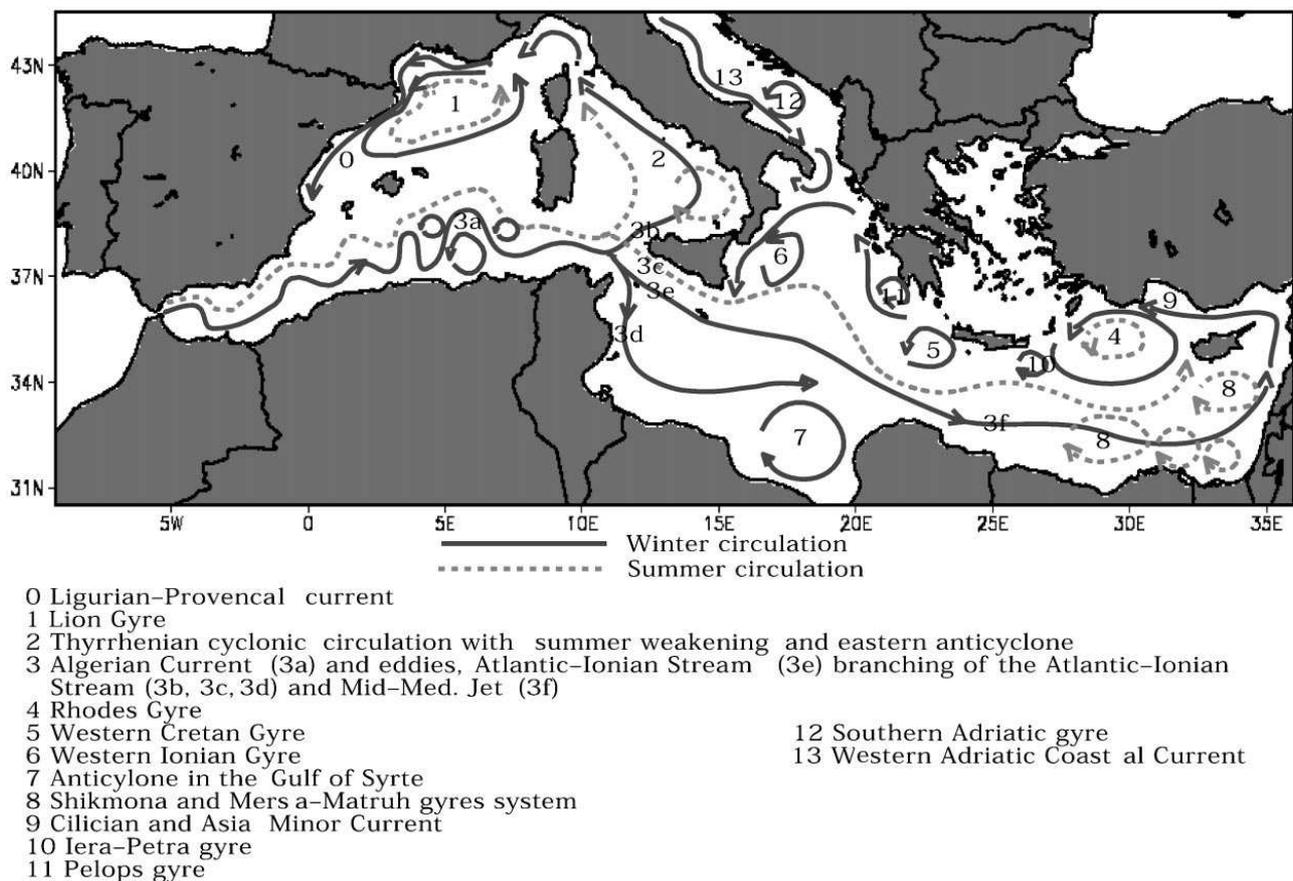
Lo schema di circolazione più semplice individua il Mediterraneo come un sistema di masse d'acqua a tre strati: 1) uno strato superficiale, tra la superficie e la profondità di 150-200 m, costituito prevalentemente da acqua atlantica, con salinità inferiore a quella media del Mediterraneo e temperatura fortemente variabile stagionalmente; 2) uno strato intermedio, tra le profondità di 200 e 500 m, più salato e denso determinato dall'afflusso delle acque del bacino orientale; 3) uno strato profondo particolarmente omogeneo, (Dinieri, 2008) (Fig. 4.2).



**Figura 4.2** - Schema della circolazione generale del Mar Mediterraneo (da Pinardi e Masetti, 2001).

### 4.2.1 Circolazione superficiale

La circolazione superficiale del Mar Mediterraneo è determinata dall'ingresso delle acque dell'Oceano Atlantico, attraverso lo stretto di Gibilterra (largo solo 13 km e profondo 320 m); acque relativamente calde e poco salate (15°C, 36.2 ‰) (Bryden *et al.*, 1994; Tsimplis e Bryden, 2000) denominate “Modified Atlantic Water” (MAW) (Warn-Varnas *et al.*, 1999).



**Figura 4.3:** Circolazione superficiale nel Mar Mediterraneo, da Pinardi e Masetti, 2000

La corrente superficiale che ha origine nello Stretto di Gibilterra presenta un ramo principale che si dirige verso Est (Fig. 4.3). Tale ramo segue la costa algerina, entra nel bacino ionico attraverso lo Stretto di Sicilia e si dirige verso il bacino levantino (verso le coste di Israele). Nel suo complesso in entrambi i bacini, occidentale e orientale, la circolazione è ciclonica (verso antiorario) ma presenta delle eccezioni in corrispondenza del Golfo della Sirte, del Mar di Alboran e del Golfo di Gabes (circolazione anticiclonica).

Nella parte occidentale del mare di Alboran, l'acqua atlantica, entrando con velocità piuttosto forte in direzione ENE, viene deviata a SE con conseguente formazione di una circolazione anticiclonica a S del bacino che dà luogo ad una corrente che circola verso O lungo le coste dell'Africa. Un caso

analogo si verifica al largo della Sirte dove l'acqua atlantica proveniente dal Canale di Sicilia, ostacolata dal massiccio promontorio della Cirenaica, penetra nel Golfo della Sirte e segue la costa formando una controcorrente diretta verso ponente. Le acque superficiali, nel loro movimento verso Est, incontrano temperature medie più elevate e venti dominanti caldi e secchi provenienti dai deserti africani; si determina così un progressivo aumento della salinità superficiale che ha valori minimi di 36.2 ‰ presso lo Stretto di Gibilterra e supera il 39 ‰ nel bacino Levantino, (Dinieri, 2008).

#### 4.2.2 Circolazione intermedia

Le acque dello strato intermedio si formano nel bacino Levantino. Una massa d'acqua trasformata, calda e salata, nota come acqua superficiale levantina (Levantine Surface Water, LSW) è presente in tale bacino durante l'estate e l'autunno (Fig. 4.4). In estate, l'aumento di salinità (fino a 38,8 ‰ - 38,9 ‰) è bilanciato dal parallelo aumento della temperatura che mantiene bassa la densità; ma durante l'inverno, a causa del raffreddamento, la densità dell'acqua degli strati più superficiali aumenta fino ai mesi di Febbraio e Marzo durante i quali si manifestano eventi di mixing profondo. In tale periodo la LSW viene miscelata con l'acqua sottostante fino a profondità di 200 - 400 m e dà luogo alla ben nota acqua intermedia levantina (Levantine Intermediate Water, LIW), più fredda e salata (13.5°C, 38.4 ‰) (Bryden *et al.*, 1994; Tsimplis e Bryden, 2000).

### Levantine Intermediate Water (LIW) circulation

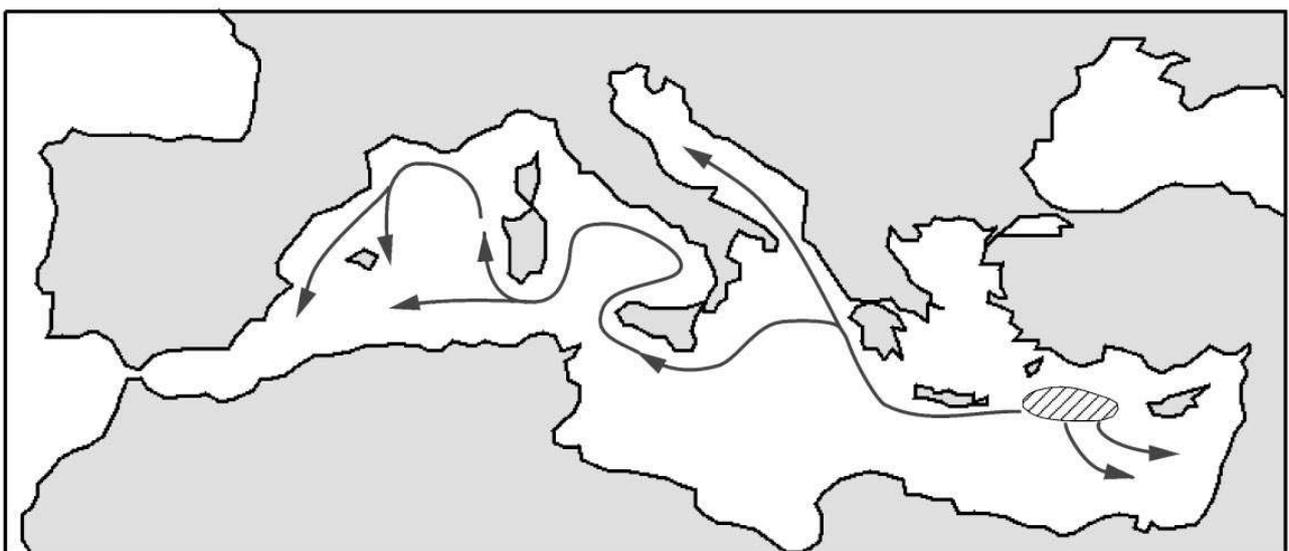
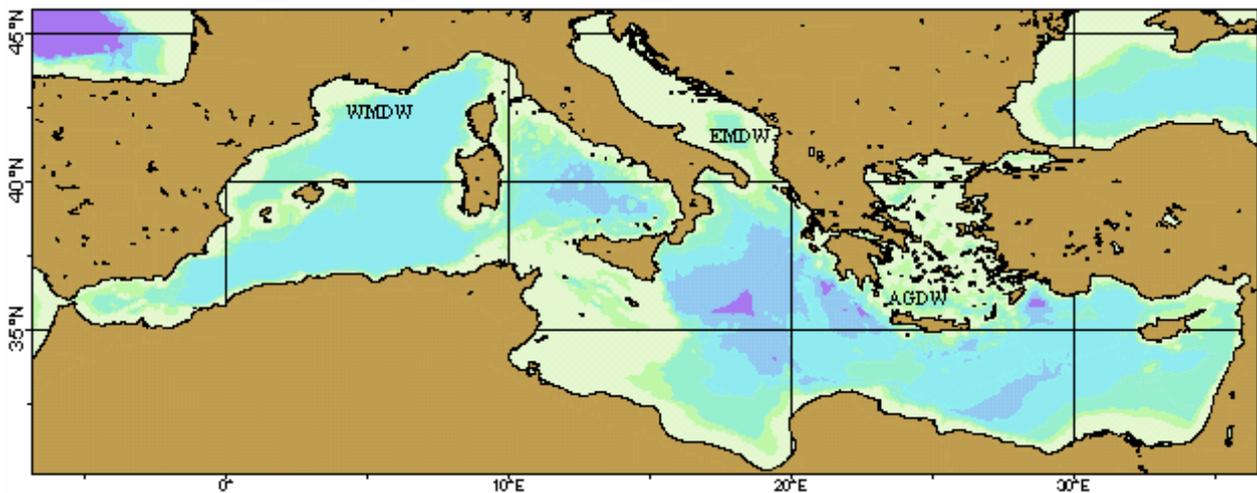


Figura 4.4: Circolazione intermedia (LIW) nel Mar Mediterraneo, da Pinardi e Masetti (2000).

Inizia per queste acque il ritorno verso Ovest. Infatti, nel bacino occidentale la LIW si espande e si miscela con altre masse d'acqua ma rimane ben distinta e facilmente individuabile. Tale strato è caratterizzato da valori di salinità di circa 38.7 ‰ e da una temperatura media di circa 14 °C. Il movimento generale delle acque levantine o intermedie è diretto verso ovest e, in tale movimento, tendono a seguire traiettorie cicloniche nei vari bacini (Dinieri, 2008).

#### 4.2.3. Circolazione profonda

Le acque dello strato profondo del Mediterraneo sono originate, specie nei mesi invernali, dall'affondamento delle acque superficiali divenute bruscamente più dense per l'azione dei venti freddi e secchi settentrionali (Tramontana, Maestrale e Bora). La formazione delle acque profonde è caratteristica di tre particolari regioni: il Golfo del Leone ed il Mar Ligure; il Mare Adriatico meridionale; la zona Cipro – Rodi (Fig. 4.5).



**Figura 4.5:** Siti di formazione dell'acqua profonda nel Mar Mediterraneo da Dinieri, 2008.

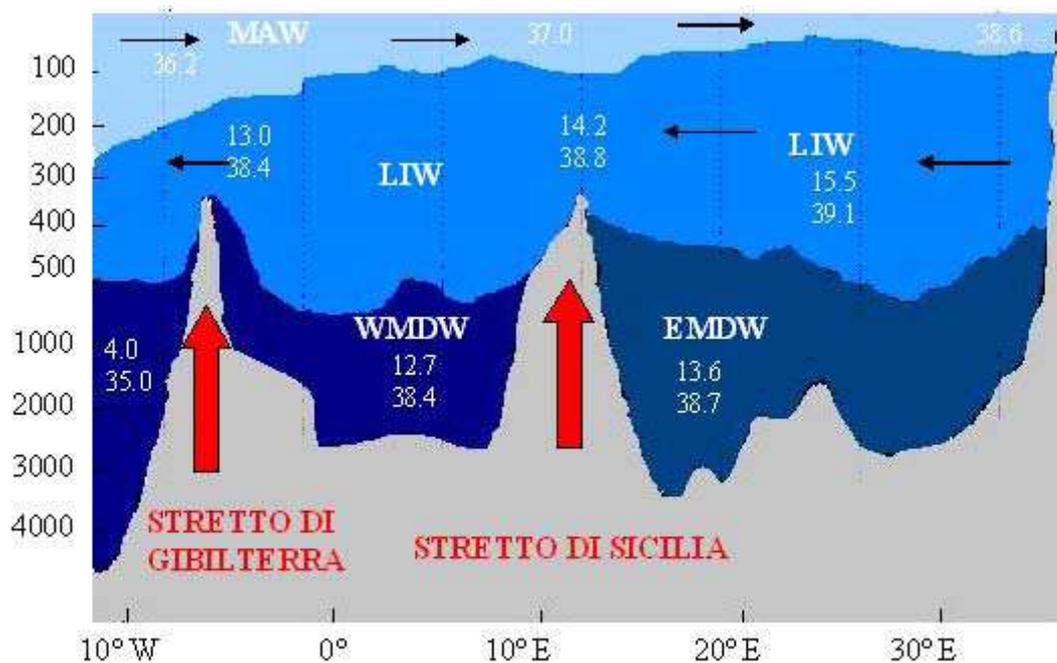
Nella prima regione, quella del golfo del Leone e del Mar Ligure il processo viene denominato Western Mediterranean Deep Water (WMDW) ed è caratterizzato dal raffreddamento dell'acqua superficiale e dall'aumento della salinità in superficie a causa dell'elevata evaporazione. In alcune zone la densità supera il valore di  $29.1 \text{ kg/m}^3$  alla superficie, valore che, essendo più elevato degli strati d'acqua inferiori, compromette la stabilità verticale della colonna d'acqua (Send *et al.*, 1999; Stommel, 1972; Mertens e Schott, 1998). Si ha dunque un rimescolamento (mixing) che può interessare uno strato d'acqua che dalla superficie si estende fino a 2000 m. Il mixing di tale acqua superficiale e dell'acqua intermedia genera l'acqua profonda (deep water). Generalmente tale meccanismo si sviluppa nei mesi di Febbraio e Marzo.

La formazione di acqua profonda nel Mediterraneo nord-occidentale è un processo che trasforma rapidamente l'acqua superficiale in quella profonda. In realtà si assiste contemporaneamente ad una risalita di nutrienti dagli strati più bassi a quelli più superficiali, (Fig. 4.6).

Nella seconda regione, quella del Mare Adriatico meridionale, il processo viene denominato Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW) (Schiltzer *et al.*, 1991; Malanotte-Rizzoli *et al.*, 1997).

In tale bacino si può assistere alla formazione di acqua profonda. Durante l'inverno si sviluppa una convezione profonda a causa di venti molto freddi e secchi. Il processo di formazione non è dettagliatamente noto, ma è il risultato del rimescolamento tra l'acqua superficiale e l'acqua intermedia (LIW) che entra in Adriatico attraverso il Canale d'Otranto. La EMDW appena formata esce dall'Adriatico attraverso lo stesso Canale d'Otranto, sprofonda nel bacino dello Ionio e si muove lungo il bordo occidentale del bacino ionico (Fig. 4.6).

Nella terza regione quella del Mar Egeo il processo di formazione dell'acqua profonda è denominato Aegean Deep Water (AEDW) ed è generato principalmente dal vento freddo che soffia durante l'inverno (Roether *et al.* 1996).



**Figura 4.6-** Distribuzione verticale delle masse d'acqua (modificata da Zavatarelli e Mellor, 1995).

### 4.3 La circolazione delle masse d'acque nel Canale di Sicilia

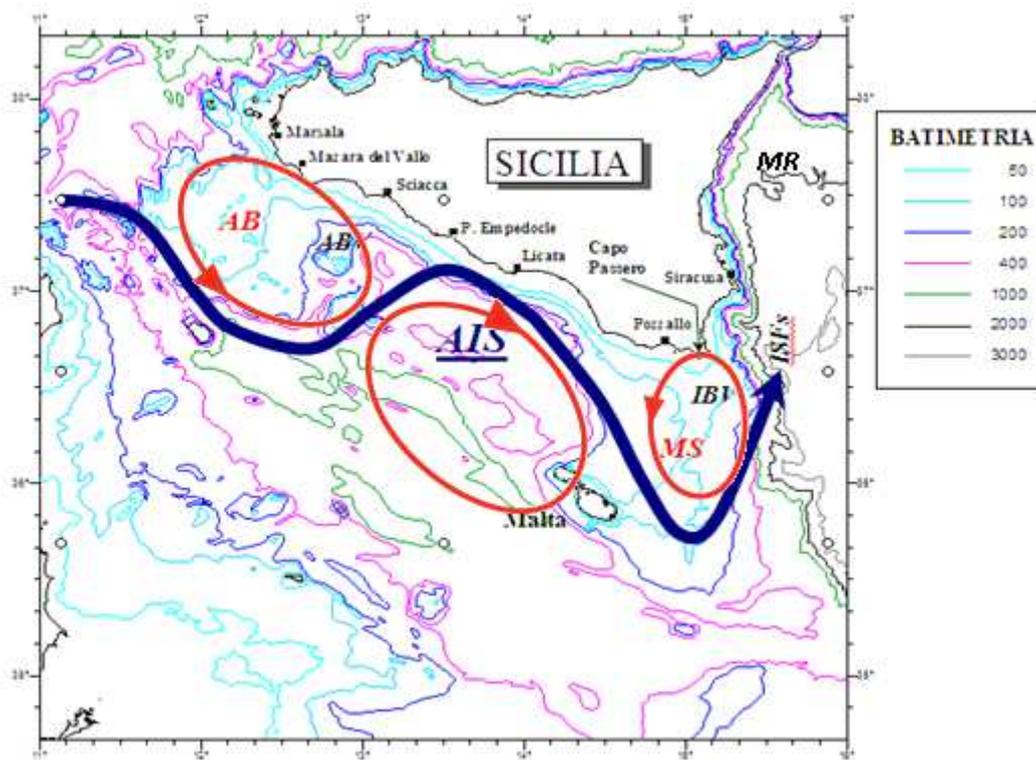
Il Canale di Sicilia si estende dalla zona di mare che divide le coste di Capo Bon in Tunisia da quelle di Mazara del Vallo in Sicilia (distanza minima del Canale pari a circa 120 km) avanzando verso Est fino al Mar Ionio e raggiungendo la massima larghezza (distanza tra la costa Africana e quella Siciliana) di circa 500 km. Il Canale è caratterizzato da un fondale poco profondo. La piattaforma continentale siciliana (il Banco Avventura, area con profondità sino a 200 m), ad Ovest si estende fino in prossimità dell'Isola di Pantelleria, nella parte centrale a sud della Sicilia si restringe e raggiunge la fine dell'isola estendendosi fin verso l'isola di Malta.

La piattaforma continentale tunisina da Capo Bon si va estendendo verso Est e circonda l'isola di Lampedusa. All'estremo Ovest tra Capo Bon e Capo Granitola vi sono due soglie dove la profondità è massima: “*main wester sill*”, che raggiunge la profondità di circa 430 m e “*secondary wester sill*” dove la profondità non supera i 365 m circa. Procedendo verso est, superata Pantelleria, si trova un piccolo bacino la cui profondità raggiunge i 700-800 m circa; qui una stretta fossa segue l'asse del Canale raggiungendo profondità anche di 1700 m. All'estremo orientale il passaggio più profondo “*eastern sill*” (560 m) è situato tra Malta e Banco Medina, vicino al meridiano 15°E.

La complessa morfologia del Canale di Sicilia comporta lo sviluppo di particolari dinamiche e processi fisici, chimici e biologici (Betroux, 1980; Manzella *et al.*, 1988; Robinson *et al.*, 1999; Garcia Lafuente *et al.*, 2002).

Nel Canale di Sicilia la circolazione può essere schematizzata con un modello a due strati che prevede, il fluire verso Est della MAW nello strato più superficiale ed il fluire verso Ovest della LIW nello strato più profondo (Gacic *et al.* 2013), in controcorrente rispetto alla MAW (Béranger *et al.*, 2005). Il modello di circolazione prevede inoltre che, in corrispondenza della parte più occidentale del Canale di Sicilia, la MAW si biforchi dando origine all’“Atlantic Ionian Stream” (AIS) (Robinson *et al.*, 1999), una corrente che trasporta acqua Atlantica, più calda e meno salata, verso il mar Ionio e alla “Atlantic Tunisian Current” (ATC) che fluisce verso la costa tunisina (Lermusiaux e Robinson, 2001; Béranger *et al.*, 2005).

Un tipico pattern di circolazione prevede che l'AIS entri nel Canale di Sicilia da ovest, e che lungo la sua traiettoria, si distacchino due rami di corrente dando origine a due vortici ciclonici (Fig. 4.7): il primo sul Banco Avventura (Adventure Bank Vortex, ABV) ed il secondo intorno alla piattaforma maltese poco a sud di Capo Passero ( Ionian Shelf Break Vortex, IBV), mentre il ramo principale della corrente descrive un meandro anticiclonico tra questi due vortici. Un terzo vortice ciclonico, sempre derivante dal ramo di corrente principale dell'AIS, si forma talvolta lungo la costa orientale della Sicilia, tra Capo Passero a sud e lo Stretto di Messina a nord [Messina Rise Vortex (MRV)], (Lermusiaux ,1998; Robinson *et al.* 1999; Lermusiaux e Robinson, 2001).



**Figura 4.7:** Schematizzazione delle caratteristiche della circolazione superficiale individuate da Robinson *et al.* (1999) nello Stretto di Sicilia. La freccia in blu traccia il percorso dell'AIS (Robinson *et al.*, 1999). **AB:** Adventure Bank; **MS:** maltese Shelf. In nero sono riportate le principali strutture oceanografiche superficiali: ABV: Adventure Bank Vortex; IBV: Ionian Shelf Break Vortex; MRV: Messina Rise Vortex; ISF's: Ionian Shelf Fronts

Il percorso dell'AIS determina importanti fenomeni idrografici nell'area, quali l'upwelling ed influisce sulla temperatura superficiale, (Lermusiaux, 1998; Robinson *et al.*, 1999). Inoltre, la differente struttura termoalina indotta dall'AIS rispetto a quella già presente nel bacino del Mediterraneo, modifica la struttura chimico-fisica del mare. La temperatura dell'acqua all'interno dei vortici è molto più bassa rispetto alle acque lontane dalla costa, il che rende le aree a circolazione ciclonica facilmente individuabili dai rilevamenti satellitari, (Dinieri, 2008).

## **5. Sistema piattaforma-scarpata superiore: strutture sedimentarie e margini progradanti.**

Il termine “struttura sedimentaria” viene usato per descrivere il carattere geometrico di un deposito sedimentario, le cui caratteristiche riflettono i processi di formazione dello stesso.

La classificazione che meglio descrive le strutture sedimentarie è quella in funzione del processo che le ha generate. Si distinguono strutture dovute a processi fisici, chimici o organici.

Le strutture sedimentarie create da processi fisici, si dividono in: strutture meccaniche, formatesi per lo spostamento orizzontale o verticale di granuli; e strutture statiche, formate da deformazione in posto dei granuli.

Le strutture meccaniche si formano ad opera di correnti di fondo ed onde. Queste, oltre a trasportare i sedimenti, esercitano un’azione erosiva, cioè una trazione sul fondo creando così strutture sedimentarie “trattive”.

Le strutture statiche si creano per pressioni esercitate sui sedimenti, ad esempio, pressioni di carico o pressioni legate alla gravità. Le forme di fondo non sono strutture perenni, esse sono soggette a continue modificazioni poiché riflettono l’evolversi delle condizioni idrodinamiche dell’area in cui si creano.

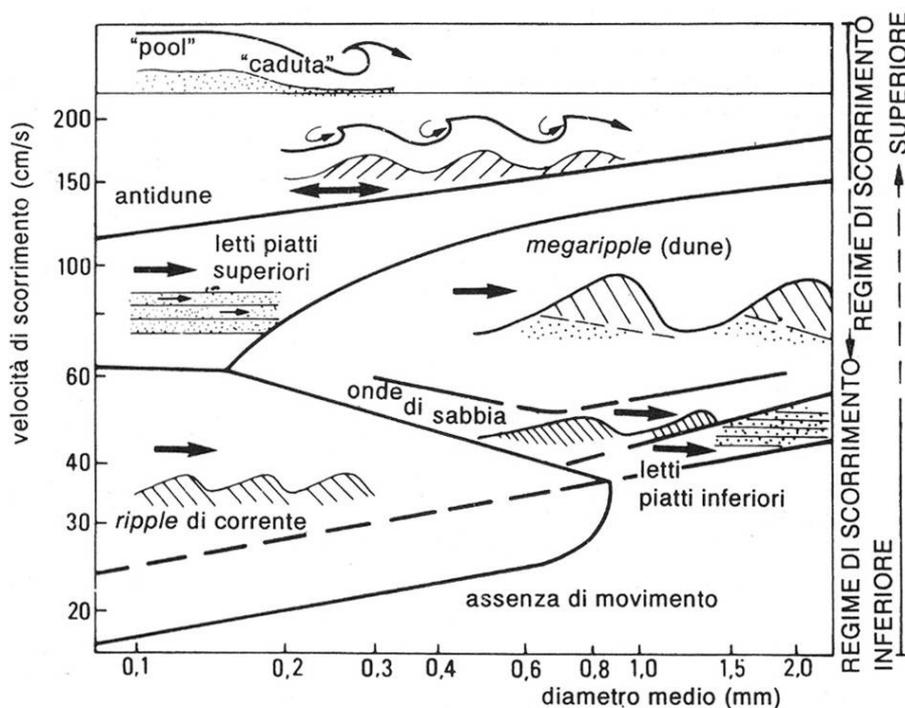
La disposizione e le dimensioni delle strutture sedimentarie variano in funzione della velocità di flusso, della granulometria del sedimento, dal grado di rugosità del fondo, dall’intensità delle onde e dalla profondità.

In base alla velocità di flusso si può fare una suddivisione delle strutture sedimentarie: per valori di velocità compresi tra 0.5 m/s e 1.5 m/s, si formano strutture sedimentarie trasversali al flusso, la cui geometria varia dai *ripples* di pochi centimetri fino a dune di dimensioni chilometriche. Per valori maggiori di velocità di flusso (tra 1.5 m/s e 2 m/s) le strutture sedimentarie trasversali si estinguono e cedono il posto ad un fondo piatto oppure a strutture sedimentarie longitudinali tipo *sorted bedform*, (Soulsby, 1997), (Fig. 5.1).

### **5.1 Strutture sedimentarie trasversali**

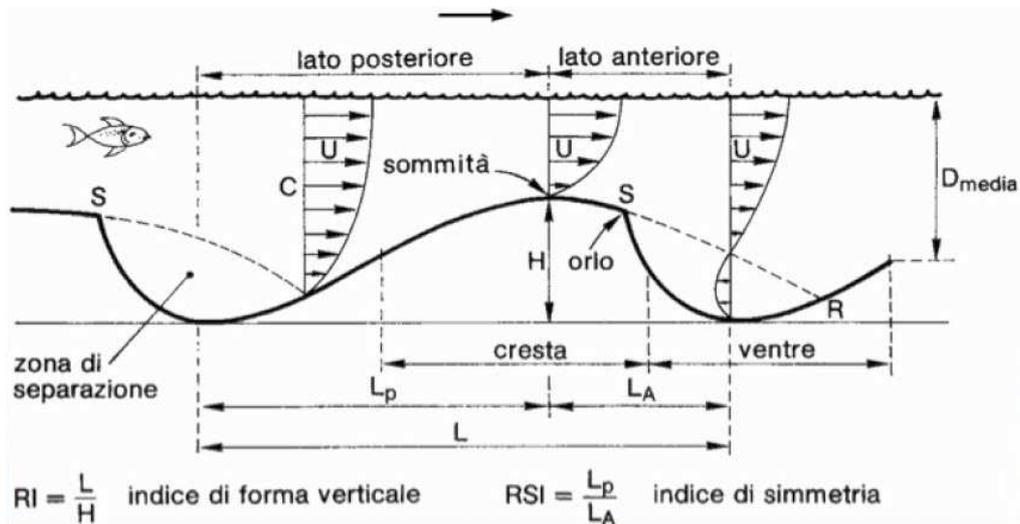
Le strutture sedimentarie trasversali sono quelle strutture che si sviluppano perpendicolarmente alla direzione delle correnti. Si formano ad opera di correnti trattive le quali rimuovono e depositano continuamente sedimenti. Questo processo crea delle increspature caratterizzate da un’alternanza di creste e depressioni nel senso delle corrente, che danno origine ai *ripples subacque* o alle *dune subacquee*. Le strutture sedimentarie trasversali possono essere sia simmetriche che asimmetriche. Le strutture asimmetriche presentano il lato sopracorrente più lungo e con una pendenza minore,

mentre il lato sottocorrente si presenta più corto e più pendente; le forme simmetriche, invece, hanno i fianchi con uguale pendenza.

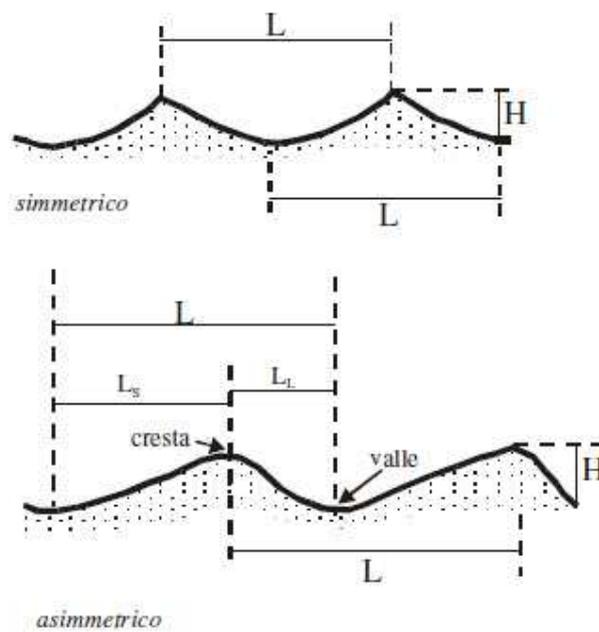


**Figura 5.1** - Principali forme sedimentarie, in funzione del regime di scorrimento monodirezionale (modificato da Reineck e Singh, 1980).

L'indice di simmetria  $RSI = L_p/L_a$ , dove  $L_p$  indica il lato posteriore e  $L_a$  indica il lato anteriore, da informazioni sull'origine della struttura: se di tratta, cioè, di una struttura da corrente o da onda, (Fig. 5.2). Se il rapporto è grande, (strutture asimmetriche) si tratta di strutture da corrente; se il rapporto è piccolo (strutture simmetriche) si tratta di strutture d'onda. Le onde in superficie percorrono orbite circolari, le quali diventano ellissi tanto più piatte quanto più sono vicine al fondo, fino a trasformarsi in movimenti rettilinei di andata e ritorno senza trasporto di materiale. Questi movimenti rettilinei sono quelli che producono le strutture simmetriche e stazionarie, (Fig. 5.3). Le strutture da corrente sono strutture asimmetriche che migrano nel senso di propagazione delle correnti, (Fig. 5.3). Questa migrazione è dovuta alla continua erosione sul lato sopracorrente dei sedimenti, i quali spinti oltre la cresta, vengono depositi in nuove lamine di sedimento sul lato sottocorrente.



**Figura 5.2** – Caratteristiche geometriche delle *dune* e dei *ripples*, in funzione dell'indice di forma e dell'indice di simmetria, (da Ricchi Lucchi, 1992).



**Figura 5.3** – In alto: strutture da onde, in basso strutture da corrente.

In base alla geometria ed all'orientazione delle cresta rispetto alla direzione del flusso, Allen (1968) e Middleton e Southard (1984) dividono le strutture sedimentarie in strutture rettilinee, sinuose, catenari, linguoidi, falcato e romboidi, (Fig. 5.4).

Le strutture sedimentarie trasversali vengono classificate da alcuni autori in funzione della lunghezza d'onda che si misura fra cresta e cresta o fra valle e valle. Il valore standard della lunghezza d'onda che distingue i ripples dalle dune è 0.5 m, per cui si definiscono come ripple

subacquei le forme di fondo con altezza centimetrica con  $\lambda < 0.5$  m e come dune subacquee quelle di altezza anche di decine di metri e con  $\lambda > 0.5$  m.

Le *onde di sabbia* o *sand waves* sono un'altra tipologia di strutture trasversali le quali si formano in sedimenti di tipo sabbie medio-grossolane, ghiaia, ad opera di correnti o onde con velocità di 40 – 100 cm/s. esse sono forme di fondo a grande scala, caratterizzate da altezze comprese fra i 0.5 e i 12 m. Presentano forme composite dovute all'unione di più ode, possono essere simmetriche o asimmetriche, sinuose, discontinue.

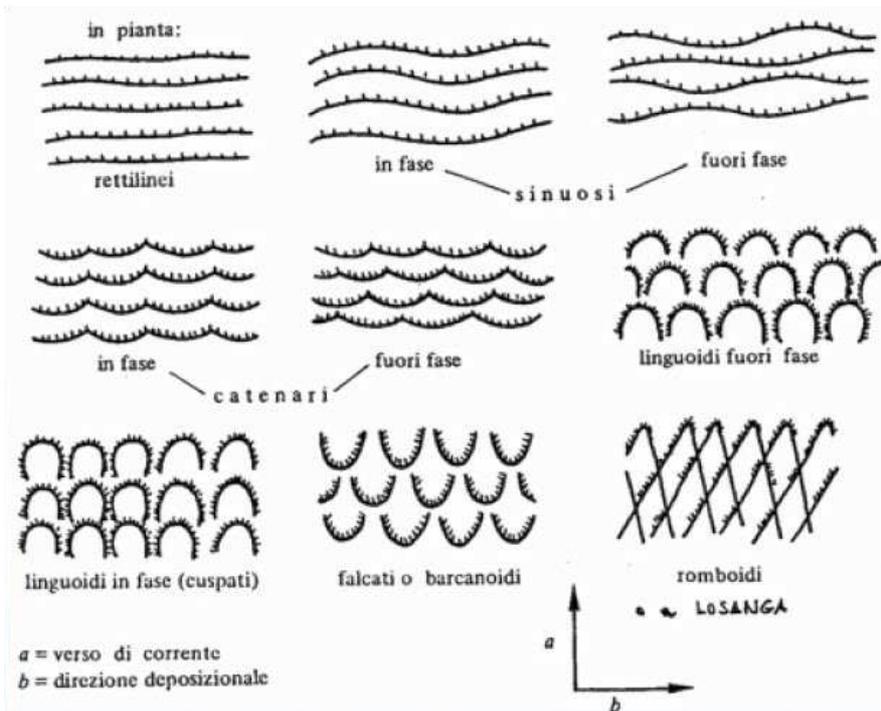


Figura 5.4 – Nomenclatura geometrica delle strutture trasversali, Allen (1968), Middleton e Southard (1984).

Numerosi autori hanno studiato le strutture sedimentarie trasversali e le hanno classificate in più modi (Allen 1982), (Fig. 5.5).

Lunghezza d'onda $\lambda$ (m)	0,6	c.ca 20	
Altezza H (m)	0,06	c.ca 1,5	
$\lambda / H$	< 15	15 - 20	20-100

Belderson et al., 1982; Stride, 1982	ripples	small sand waves	Large sand waves
Middleton & Southard, 1977; Dalrymple et al., 1978; Amos & King, 1984; Lykoussis, 2001	ripples	megaripple (2D; 3D)	sand waves
Allen, 1980	ripples	dunes (flussi unidirezionali) sand waves (flussi bidirezionali)	
Rubin & Mc Culloch, 1980	ripples	sand waves (2D; 3D)	sand waves
Fleming, 1978; Yalin, 1964	ripples	dunes	
Costello & Southard, 1981	ripples	dunes (2D; 3D)	sand waves
Ashley 1989	ripples	subaqueous dunes (small, medium, large, very large)	

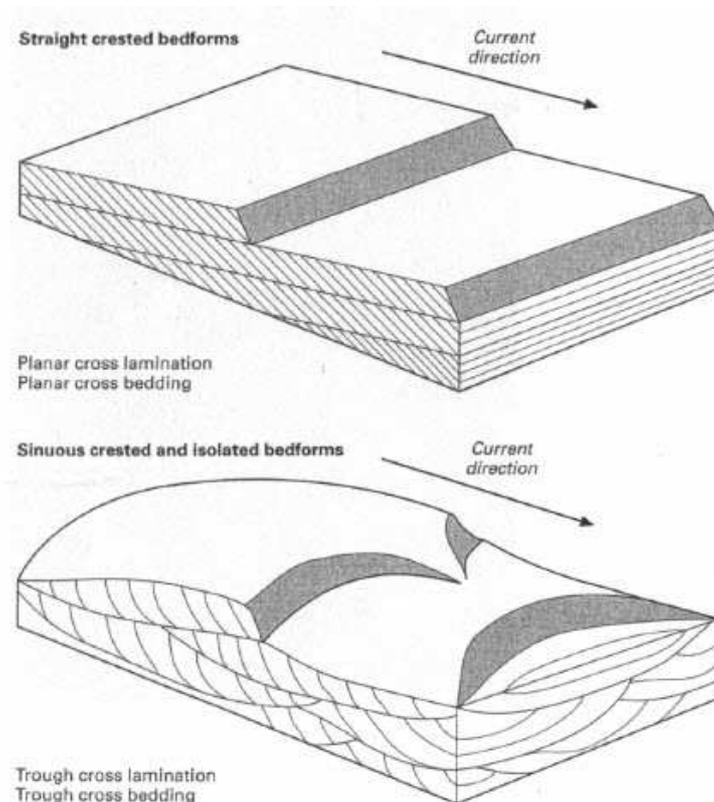
Figura 5.5 – Classificazione delle strutture di fondo secondo vari autori.

Middleton e Southard (1984); Amos e King (1984), ad esempio, descrivono le dune subacquee suddividendole in *megaripples 2D* e *megaripples 3D* (Fig. 5.6). I *megaripples 2D* sono strutture che si formano da correnti a bassa velocità (40-60 cm/s) in sedimenti di taglia sabbiosa medio-grossolana; esse presentano cresta lineari, altezza di 0.1 – 0.2 m e lunghezza d’onda pari a 0.2-0.5 m. Dal punto di viste delle dimensioni possono essere paragonati ai ripples, ma si distinguono per la taglia granulometrica ed il diverso regime idraulico.

I *megaripples 3D* si formano in sabbie medio-grossolane da correnti a velocità maggiori di 1.5 m/s. Essi hanno lunghezze d’onda inferiore ai *megaripples 2D* e presentano creste corte ed arcuate (Fig. 5.6). Si presentano come forme isolate costituite da singole creste, anche se a volte, si possono ritrovare in banchi.

Dalrymple et sl. (1978) utilizzano la classificazione in *megaripples di tipo 1 e tipo 2*, per descrivere rispettivamente i *megaripples 2D e 3D*. Questa diversa terminologia nasce dal fatto, che gli Autori ritengono che c’è continuità tra i due tipi di strutture.

Per quanto riguarda le onde di sabbia, Stride (1982) utilizza il termine “*sand waves*” come sinonimo di *megaripples*; Harms e Fahnestock considerano le *sand waves* come “*forme di passaggio*”, mentre per Reineck sono “*ripples giganti*”.



**Figura 5.6** – Schema grafico di megaripples 2D (in alto) e 3D (in basso) (Reineck e Singh, 1980).

### 5.1.1 La classificazione SEPM

La SEPM (*Society of Economy Paleontologists and Mineralogists*) ha formulato una classificazione con la quale descrive le strutture sedimentarie trasversali con un unico termine: “*dune subacque*”.

La distinzione fra le varie strutture sedimentarie trasversali viene fatta in funzione della lunghezza d’onda e delle velocità dei flussi che le producono.

Questa classificazione distingue le dune subacque in:

- Dune di piccole dimensioni,  $\lambda < 5$  m;
- Dune di media dimensione,  $5 < \lambda < 10$  m;
- Dune di grandi dimensioni,  $10 < \lambda < 100$  m;
- Dune giganti,  $\lambda > 100$  m. (Fig. 5.7)

<b>Dune subacquee</b>					
<b>Descrittori di primo ordine</b>		<b>piccole</b>	<b>medie</b>	<b>grandi</b>	<b>giganti</b>
<b>Dimensioni</b>	<b>lunghezza <math>\lambda</math> (m)</b>	0,6 - 5	5 - 10	10 - 100	> 100
	<b>altezza H (m)</b>	0,075 - 0,4	0,4 - 0,75	0,75 - 5	> 5
<b>Morfologia</b>	2D				
	3D				

**Figura 5.7-** Schema riassuntivo della classificazione SEPM delle strutture sedimentarie trasversali (Ashley, 1990)

In base alla relazione di  $H = 0.0677 \lambda^{0.8090}$  che lega H (altezza) con  $\lambda$ , (Flemming, 1988), si possono determinare i valori limiti relativi alla corrispondenza fra lunghezza d’onda ed altezza.

Gli autori prevedono una distinzione, più morfologica che dimensionale, delle dune 2D e 3D, basandosi sugli stessi parametri descrittivi. Le strutture bidimensionale (2D) vengono generate da flussi unidirezionali e costanti nel tempo. Le strutture tridimensionali (3D) sono invece, generate da flussi altamente turbolenti, caratterizzati da velocità maggiori e con direzioni variabili, che creano depressioni ed instabilità lungo la duna (Dalrymple et al., 1978; Middleton e Southard, 1986).

### 5.2 Strutture sedimentarie longitudinali

Le strutture sedimentarie longitudinali sono strutture meccaniche che si sviluppano parallelamente alle direzioni delle correnti. Esse possono essere divise in strutture longitudinali ad azione erosiva o dovute a processi deposizionali. Le prime si sviluppano lungo gli assi di flusso delle correnti; le seconde si formano ai margini delle correnti. I *canali* e le *tasche d’erosione* appartengono al primo gruppo. I canali d’erosione sono strutture caratterizzate da ampiezza e profondità rilevanti

(dell'ordine di molti metri), che possono incidere o tagliare completamente gli strati sottostanti alla superficie su cui si impostano. La loro origine è legata alle maree o alle correnti di torbida. Le tasche d'erosione sono cavità che si differenziano dai canali per la mancanza di una direzione preferenziale.

Le *impronte di ruscellamento* (*rill-marks*), sono strutture create dall'erosione di fondo, ad opera delle correnti. Esse sono costituite da piccole incisioni continue, strette, ad andamento sinuoso e parallelo alla direzione delle correnti. Queste incisioni non sono parallele fra loro ma tendono ad unirsi o biforcarsi nel verso delle corrente. Sono create da onde o dalle maree in fase di ritiro.

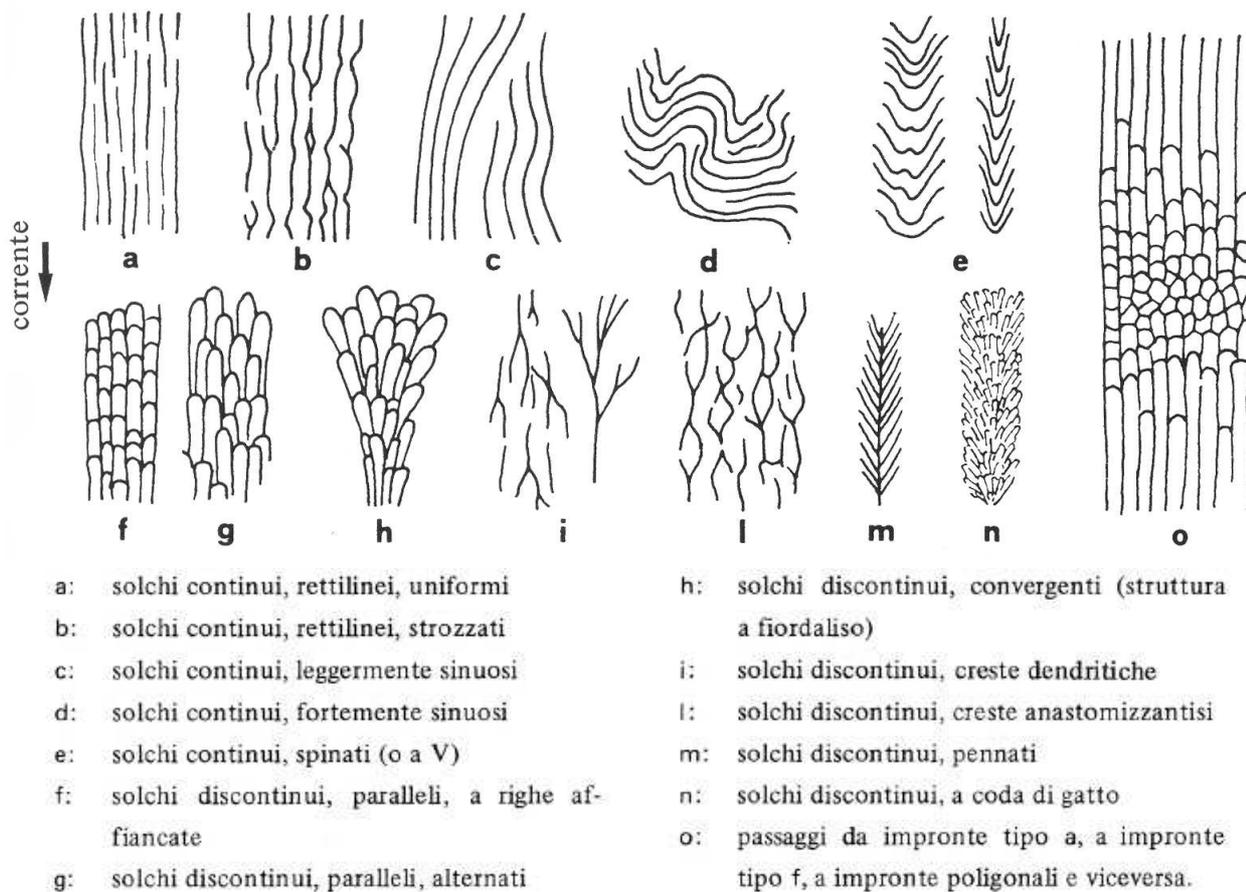
Le *lineazioni longitudinali* sono micro rilievi allungati in direzione delle correnti. Queste si formano in seguito all'azione dei granuli che tendono a raggrupparsi in nastri o bande allungate parallelamente alla corrente.

Altre strutture longitudinali sono le *creste*; esse si formano per azione erosiva e deposizionale che una corrente può esercitare sul fondo. Esse sono strutture complesse, formate da strette creste continue e spaziate, separate da solchi larghi 5 – 10 mm . Le creste si sviluppano parallelamente fra loro per lunghe distanze, (Fig. 5.8).

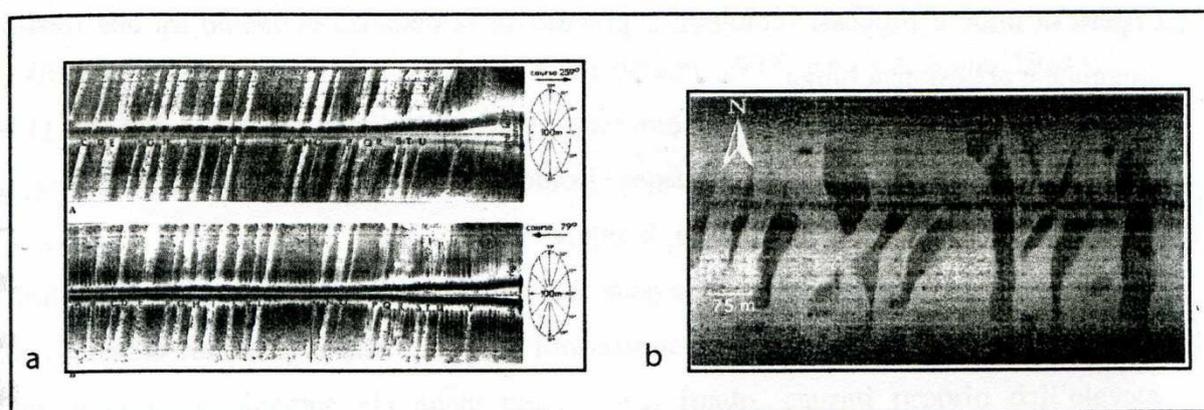
I *solchi longitudinali* rappresentano strutture longitudinali erosive di grandi dimensioni; si sviluppano per diversi km con un'ampiezza di diversi metri e sono spaziate gli uni dagli altri circa 10-100 m. Si formano per l'azione di stretti filetti di corrente ad alta velocità all'interno di correnti più lente (Fig. 5.8).

I *sand ribbons* e i *sand patches* appartengono alle strutture longitudinali deposizionali (Fig. 5.9). I *sand ribbons* sono nastri alti meno di 1 m e presentano lunghezza massima di 15 km e larghezza massima di 200 m. Si formano in ambiente di piattaforma continentale su sedimenti ghiaiosi ad opera di maree e tempeste che creano correnti elicoidali con velocità di 1.5 – 3 m/s.

I *sand patches* sono chiazze di forma irregolare che possono raggiungere grandi dimensioni, 1 km di lunghezza e 60 m di larghezza, e che si sviluppano parallelamente o trasversalmente alla direzione delle correnti. Si impostano in ambiente di piattaforma continentale, a profondità tra i 30 m e i 90 m, su sedimenti di varia taglia (sabbie, ghiaie, ciottoli) ad opera di deboli correnti di fondo.



**Figura 5.8** - Tipi di creste e solchi longitudinali.



**Figura 5.9** - Immagini sss mostranti strutture sedimentarie tipo “sand ribbons” (a) ( da Kenyon e Beldeson, 1978) e “sand patches” (b) (Cirac et al., 2000).

### 5.3 Strutture sedimentarie erosive-deposizionale: drift conturritici.

Molti studi hanno dimostrato l'azione combinata tra i processi gravitativi lungo la scarpata continentale e l'azione delle correnti di fondo, nella formazione di strutture sedimentarie nei margini continentali.

I depositi controllati dalle correnti marine profonde, che sono il risultato della circolazione termoalina negli oceani, sono forme di accumulo conosciute come depositi conturritici (*contourite drift*). Le loro dimensioni vanno da piccoli accumuli con area  $< 100 \text{ km}^2$ , ai *giant elongate drifts*, con un'area di  $100,000 \text{ km}^2$ . Le correnti giocano un ruolo importante nella formazione dei drift conturritici, anche ad elevate profondità (Hollister e McCave, 1984).

Sono stati riconosciuti diverse tipi di depositi conturritici (Stow e Holbroock, 1984; McCave e Tucholke, 1986; Faugeres et al, 1993b), sulla base di numerosi esempi documentati negli attuali bacini oceanici (Tabella 1). La loro geometria complessiva è controllata principalmente da quattro fattori correlati: 1. il contesto morfologico e il rilievo batimetrico; 2. la velocità delle correnti e le loro variazioni; 3. la quantità e il tipo di sedimento disponibile; 4. la quantità di tempo in cui i processi di fondo hanno operato. Importanti modifiche della geometria di questi accumuli possono essere determinate dall'interazione con i processi gravitativi che si sviluppano lungo le scarpate sottomarine.

Di seguito si riporta la classificazione di Faugeres et al. (1993b), sintetizzata da Stow et al. (1996), i quali hanno ritenuto opportuno, aggiungere due nuove categorie: *confined drifts*, che si sviluppano in piccoli bacini tettonicamente attivi; e *modified drifts*, i quali mostrano una notevole interazione con i processi lungo la scarpata continentale inferiore.

Il riconoscimento e la classificazione di queste forme (Fig. 5.10), sono stati effettuati in base alle loro facies sismiche.

Drift type	Subdivisions	Size	Examples
Contourite-sheeted drift	(a) abyssal sheet	$10^5-10^6 \text{ km}^2$	(a) Argentine Basin; Gloria drift
	(b) slope plastered sheet	$10^3-10^4 \text{ km}^2$	(b) Gulf of Cadiz; Campos margin
	(c) slope patch sheet	$< 10^3 \text{ km}^2$	
Elongate-mounded drift	(a) detached drift	$10^3-10^5 \text{ km}^2$	(a) Eirik drift; Blake drift
	(b) separated drift	$10^3-10^4 \text{ km}^2$	(b) Feni drift; Faro drift
Channel-related drift	(a) patch drift/channel- (moat-) related drift	$10-10^3 \text{ km}^2$	(a) NE Rockall Trough
	(b) contourite fan	$10^3-10^5 \text{ km}^2$	(b) Vema Channel exit Sumba drift E Chatham Rise
Confined drift		$10^3-10^5 \text{ km}^2$	
Modified drift-turbidite systems	(a) extended turbidite /contourite levees	$10^3-10^4 \text{ km}^2$	(a) Columbia levee (Brazil-Basin); Hikurangi fan drift (New Zealand)
	(b) sculptured turbidite bodies	$10^3-10^4 \text{ km}^2$	(b) SE Weddell Sea
	(c) intercalated turbidite-contourite bodies	can be very extensive	(c) Hatteras Rise

**Tabella 1** – morfologia e classificazione dei drif (Faugeres et al 1999).

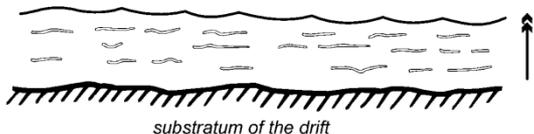
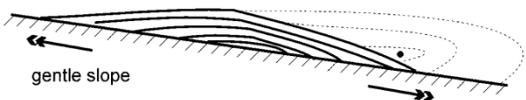
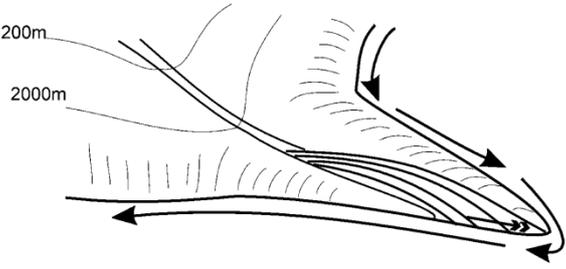
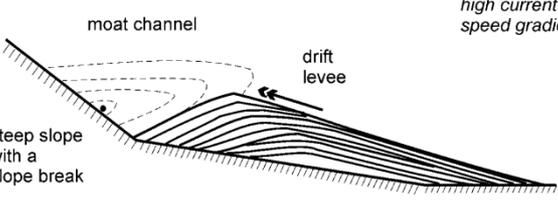
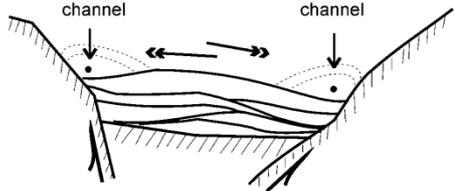
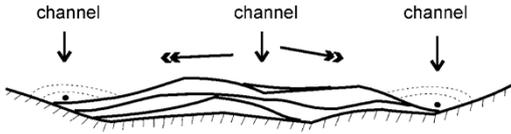
		<b>ABYSSAL SHEET DRIFT:</b> mostly aggradation		
		transparent to wavy reflections		
		Ex: Gloria drift, Argentine Basin drifts	substratum of the drift	
migration and aggradation any type of reflections, except horizontal/parallel reflections	<b>GIANT ELONGATED DRIFTS</b>	<b>Plastered drift</b>	<i>low current speed gradient</i>	
		-alongslope migration (downstream of the current flow)		
		- down and upslope migration		
	Ex: Gardar drift			
			<b>Detached drift</b>	<i>high current speed gradient</i>
			- predominant downslope migration	
Ex: Eirik drift				
		<b>Separated drift</b>	<i>high current speed gradient</i>	
		- alongslope migration (downstream of the current flow)		
- upslope migration				
Ex: Faro drift				
<b>MOUNDED DRIFTS:</b>	<b>CONFINED DRIFTS</b>	-predominant downcurrent migration		
		-limited lateral migration		
	Ex: Sumba drift		in between high tectonic or volcanic reliefs	
	<b>CHANNEL-RELATED DRIFTS</b>	-predominant downcurrent migration		
		-random lateral migration		
Ex: Vema contouritic fan			downstream of a deep channel issue	

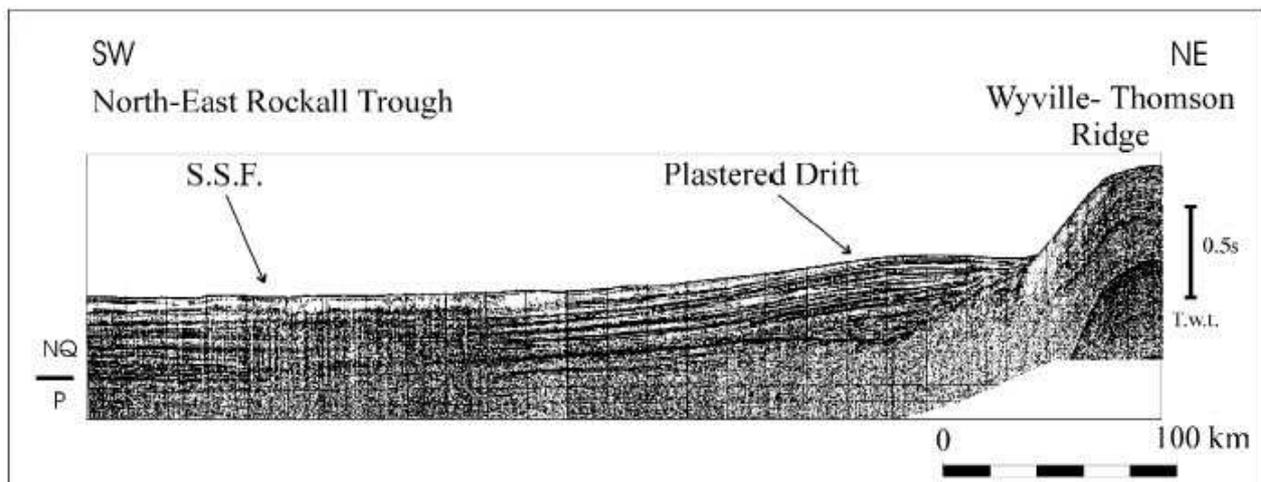
Figura 5.10 - Differenti tipi di drift conturistici, mostrandoli le geometrie e i trend di migrazioni-aggradazione, (McCave and Tucholke, 1986; Faugeres et al., 1993a,b).

### *Sheeted drifts.*

La geometria esterna è caratterizzata da una forma tabulare con uno spessore più o meno costante (fino ad alcune centinaia di metri) che tende a diminuire verso l'esterno (*low- mounded geometry*), (Fig. 5.10). La facies sismica interna è caratterizzata da riflettori discontinui di bassa ampiezza, , ed in alcuni casi si presenta trasparente. Essi possono essere ricoperti da grandi campi di *sediment waves* (Damuth,1975; Damuth and Hayes, 1977; Mezerais, 1991).

Gli *sheeted drift* possono essere osservati in differenti contesti idrodinamici e fisiografici, che permettono di distinguere gli *abyssal sheets* o *slope sheets*. Lungo la piana abissale ed i bacini profondi la copertura sedimentaria è delimitata da alti morfologici, che intrappolano le correnti di fondo creando le condizioni per una circolazione complessa, come nel Nord Rockall Trough (USA) (Fig. 5.11) (Richards et al., 1987; Howe et al., 1994; Stoker, 1995).

Gli *slope sheets* si sviluppano alla base della scarpata, dove esistono correnti di fondo tipo *outwelling* or *downwelling*; mentre i *plastered drift* si sviluppano lungo tutta la scarpata, a diverse profondità, in particolare dove l'inclinazione è minore e la topografia è più dolce

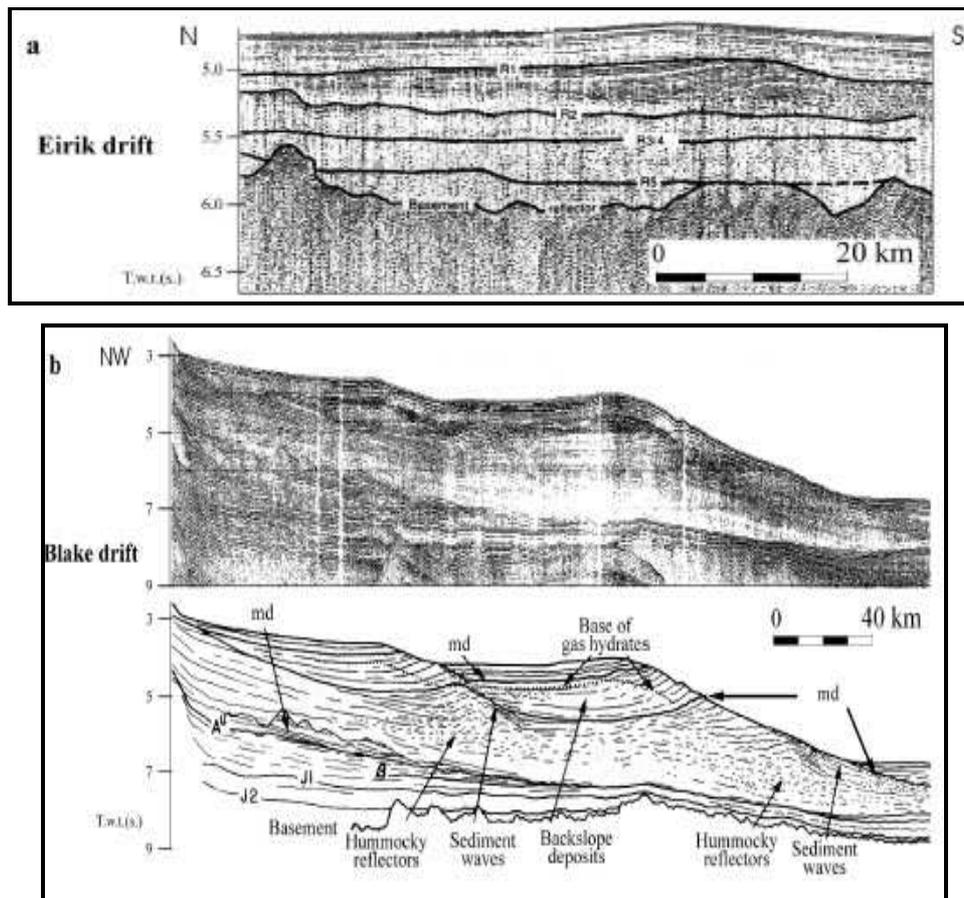


**Figura 5.11** - *Slope contourite-sheeted and -plastered drifts* in Nord Rockall Trough, adiacente al Wyville Thomson Ridge. (SSF: Sula Segeir fan) (Faugers et al., 1999).

*Elongate-mounded drifts:*

Questo tipo di drift conturritico presenta una geometria esterna tipo *mounded* allungato, (Fig. 5.10). Le dimensioni sono molto variabili (da poche decine di chilometri ad oltre 1000 km di lunghezza); il rapporto lunghezza-larghezza varia da 2:01 a 10:01, mentre gli spessori arrivano fino a diverse centinaia di metri. Si sviluppano dalla scarpata continentale superiore fino alla piana abissale. Gli *elongate-mounded drifts* che sono separati dal margine da un canale (moat conturritico) lungo il quale si ha una focalizzazione della corrente prendono il nome di *separated drift*.

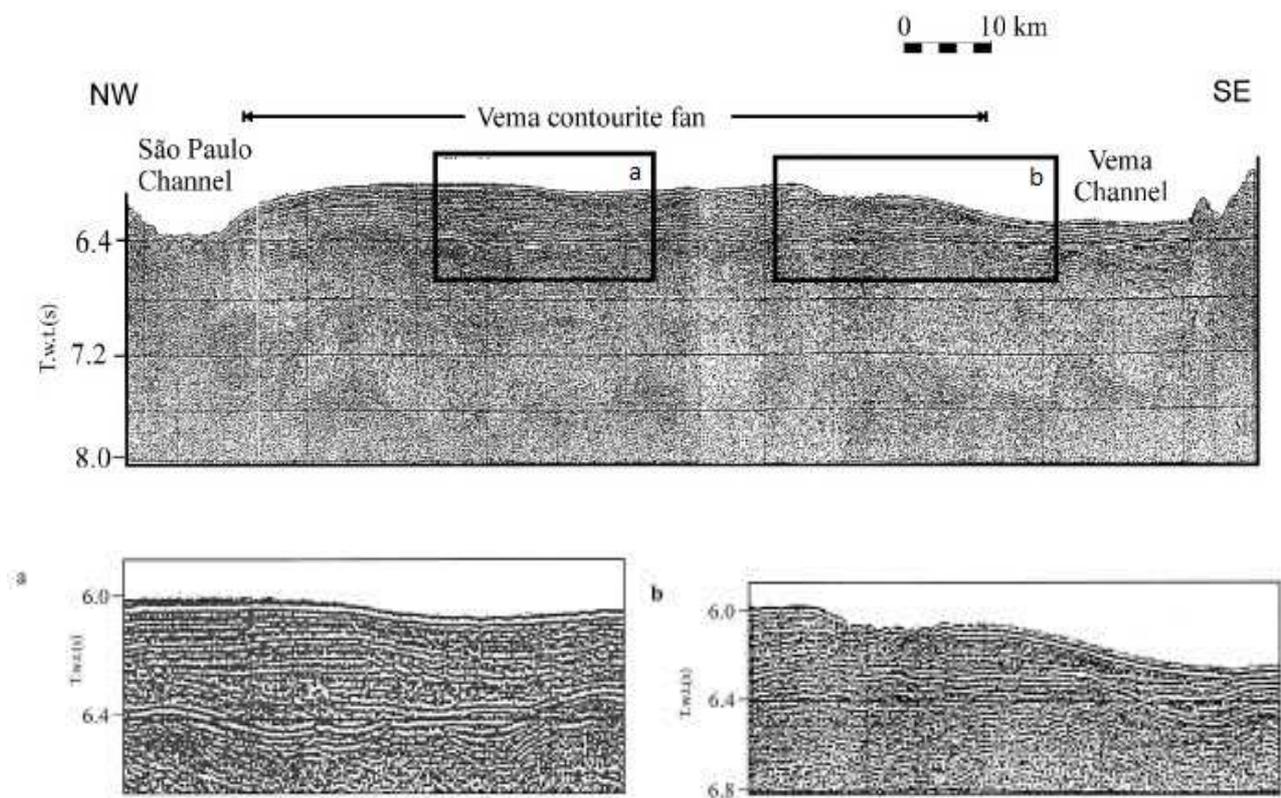
La morfologia dei sistemi conturritici e la loro direzione di progradazione dipendono dalla geometria del margine del continente o del bacino e dall'interazione tra la morfologia, l'intensità delle correnti e la forza di Coriolis. L'*elongate-mounded drifts* si sviluppa, in genere, parallelamente al margine, anche se la progradazione può creare lo condizioni per uno sviluppo perpendicolare dei drift, rispetto al margine (*detached drifts*). Questo fenomeno può verificarsi, in seguito: a) ad un cambiamento del trend del margine, come ad es. l'Eirik drift (margine meridionale della Groenlandia ) (Fig. 5.12a); b) a causa dell'interazione tra correnti superficiali e corrente di fondo (McCave e Tucholke,1986).



**Figura 5.12 - Elongate-mounded drifts** (a) The Eirik drift, lungo il margine meridionale di Greenland. (b) The Blake Outer Ridge (margine SE di USA), (Faugeres et al, 1999).

### *Channel-related drifts:*

Questi tipi di drift conturistici si formano in corrispondenza di aree canalizzate (canali profondi, stretti, moat conturistici) dove le correnti di fondo sono confinate ; qui le correnti di fondo subiscono una forte accelerazione, provocando un'intensa erosione del fondo marino e creando strutture sedimentarie discontinue lungo la base ed i fianchi del canale, come lungo il canale di Vema, nel Atlantico meridionale (Fig. 5.13) (Lonsdale, 1981; Lonsdale e Malfait, 1974; Hollister et al, 1974;. Johnson, 1984; Johnson et al, 1983;. Meinert, 1986; Howe et al, 1994; McCave e Carter,1997). I *channel-related drifts* sono caratterizzati da piccole dimensioni, con un'area <10 km<sup>2</sup> e spessore che varia da 10 a 150 m. Essi presentano una forma irregolare ed allungata nelle direzione di flusso. Dal punto di vista sismico, sono caratterizzati da una facies caotica (Fig. 5.10).

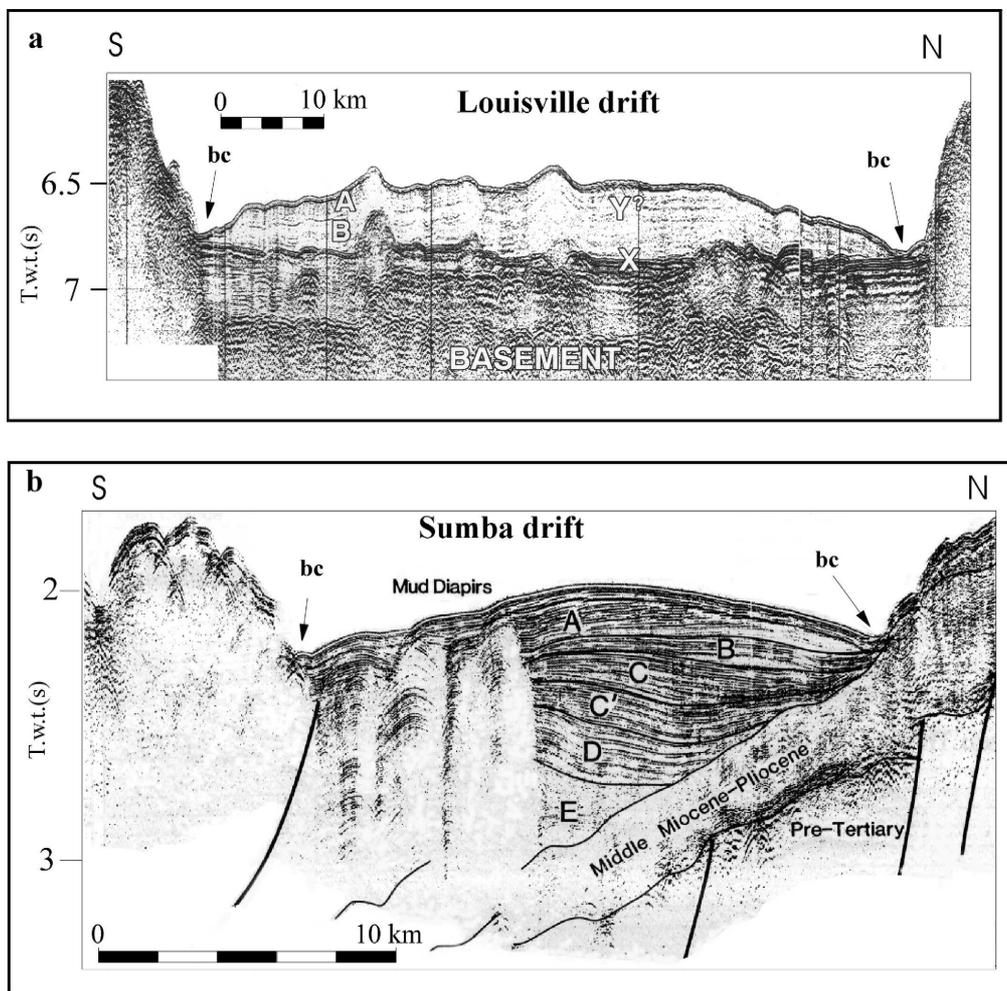


**Figura 5.13** - *Channel-related drifts*: Vema drift, bacino meridionale del Brasile (Faugere et al 1999).

### *Confined drifts:*

Questi drift non sono molto documentati in letteratura, essi si sviluppano in bacini molto piccoli o aree di canale controllati tettonicamente come il Louisville drift, lungo il margine orientale della Nuova Zelanda (Carter e McCave, 1994) (Fig. 5.14a), il Sumba drift, nel bacino di retroarco dell'Indonesia (Reed et al., 1987) (Fig. 5.14b) e il Canale di Sicilia (Reeder et al., 2002). Si

distinguono per il loro sviluppo in aree confinate e per la loro geometria esterna tipo *mounded* allungato, con *moat channel* lungo entrambi i margini, (Fig. 5.10).



**Figura 5.14** – Mounded confined drifts. (a) Louisville drift, margine orientale della Nuova Zelanda (b) Sumba drift, lungo il margine meridionale dell'Indonesia. (Faugere et al 1999).

All'interno dei depositi conturritici le geometrie deposizionali possono risultare anche molto complesse dato che processi sedimentari e tassi di accumulo risentono sensibilmente delle variazioni di intensità e direzione delle correnti (Faugères et al, 1999). In molti casi l'accumulo di un deposito conturritico è caratterizzato da un'alternanza di periodi di sedimentazione con periodi di erosione o non deposizione; questi ultimi derivano da drastici cambiamenti nel regime delle correnti oppure da momenti di grande instabilità nel flusso idrico. Il risultato finale è la sovrapposizione di unità deposizionali lenticolari i cui limiti corrispondono alle principali discontinuità a carattere più o meno marcatamente erosivo. Le discontinuità principali possono essere tracciate alla scala dell'intero deposito conturritico ed essere rappresentate nei profili da riflettori continui di elevata ampiezza associati ad variazioni verticali della facies sismica che esprimono variazioni nel flusso

della corrente. In altri casi tali variazioni sono meno influenti e le discontinuità sono il prodotto di repentine variazioni granulometriche o composizionali (Arthur et al., 1989): in questo caso le discontinuità non hanno carattere erosivo. Queste discontinuità minori possono essere dovute a variazioni più lievi nel regime delle correnti, a mutamenti nella granulometria dei sedimenti, ad importanti variazioni nella chimica delle acque oppure ad una combinazione di questi processi. Tutti questi cambiamenti inoltre influenzano il tipo di progradazione e di facies sismiche all'interno del deposito.

Il carattere isocrono associato all'ampia estensione delle suddette discontinuità (siano esse erosive o non deposizionali) possono aiutare nel discriminare, nei profili sismici, i depositi conturritici dagli accumuli torbiditici (Faugères et al, 1999) dove le superfici erosive sono generalmente canalizzate e, se molto estese, risultano diacrone a seguito della migrazione dei condotti erosivi.

Le caratteristiche principali con cui i drift conturritici possono essere distinti, nei profili sismici sono i seguenti:

- a) la geometria; si distinguono gli sheets (abyssal sheets, , i patch sheets), gli elongate mounds (inclusi i detached plastered sheets e separated drift), channel-related drift (incluso i patch drift e i contourites fans) e i confined drift.
- b) le discontinuità: i drift conturritici sono caratterizzati da diffuse discontinuità, che sono registrate lungo tutto il deposito, e sono caratterizzate da riflettori ad alta ampiezza. Le discontinuità sono il risultato di un episodio erosivo che testimonia un aumento dell'intensità di corrente di fondo, ma può essere causato da un cambiamento nelle dimensioni dei granuli che compongono il sedimento, o ad un drastico cambiamento delle caratteristiche chimiche delle acque.
- c) le unità deposizionali: sono di forma lenticolare, con una geometria convessa verso l'alto, la sommità non è parallela con la superficie su cui si sviluppa, creata da una precedente fase di erosione.
- d) progradazione ed aggradazione: l'accumulo delle unità deposizionali rivela la generale migrazione del corpo sedimentario, e la direzione di sviluppo che distingue un tipo di drift da un altro.

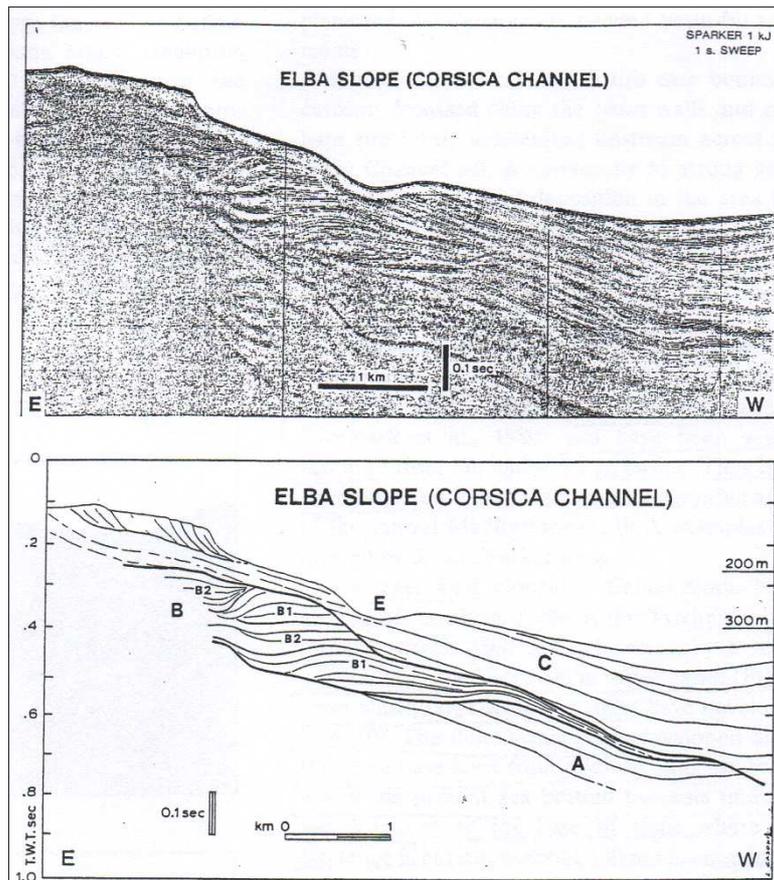
- e) migrazione: la migrazione laterale dei drift conturritici può essere utilizzato per distinguere queste strutture dai depositi torbiditici.
  
- f) facies sismiche: riflettori con bassa ampiezza, continui, discontinui o caotici.

### **5.3.1 Esempi di strutture sedimentarie tipo *drift* conturritici nel Mar Mediterraneo centrale.**

Negli ultimi anni numerosi Autori hanno studiato i depositi sedimentari di tipo conturritico presenti nel Mar Mediterraneo centrale ed in particolare nel Mar Tirreno, nel Mar Adriatico e lungo il Canale di Sicilia.

Marani et al. (1993) hanno studiato i depositi conturritici e le strutture sedimentarie erosive profonde prodotte da correnti di fondo che agiscono in vari settori del Mar Mediterraneo centrale. Gli studi mostrano che l'azione delle correnti di fondo è più efficace in particolari settori del fondale marino, dove le strutture morfologiche interagiscono con la circolazione profonda. Gli autori sottolineano la presenza dei *drift* conturritici in molti settori del Mar Mediterraneo: il canale di Corsica, la scarpata continentale del Mar Tirreno orientale, il canale di Sicilia, la scarpata di Malta e nel bacino ionico. Questi depositi conturritici passano da forme asimmetriche, convesse verso l'alto e con un moat drift laterali, come lungo la scarpata del Mar Tirreno ed il canale di Sicilia a profondità di 600-800 m, a grandi *bedforms*, lungo il bacino ionico a profondità di 2000 m. Le sequenze dei drift conturritici, migranti verso la scarpata superiore, sono bordate da *uncorformity*, come ad esempio lungo il canale della Corsica a 300 m di profondità (Fig. 5.15).

L'azione delle correnti di fondo legate ai processi sedimentari sembrano essere molto diffusi nel Mar Mediterraneo e sono determinanti per l'accumulo dei sedimenti drift nel Quaternario, specialmente alla base dei margini di piattaforma.



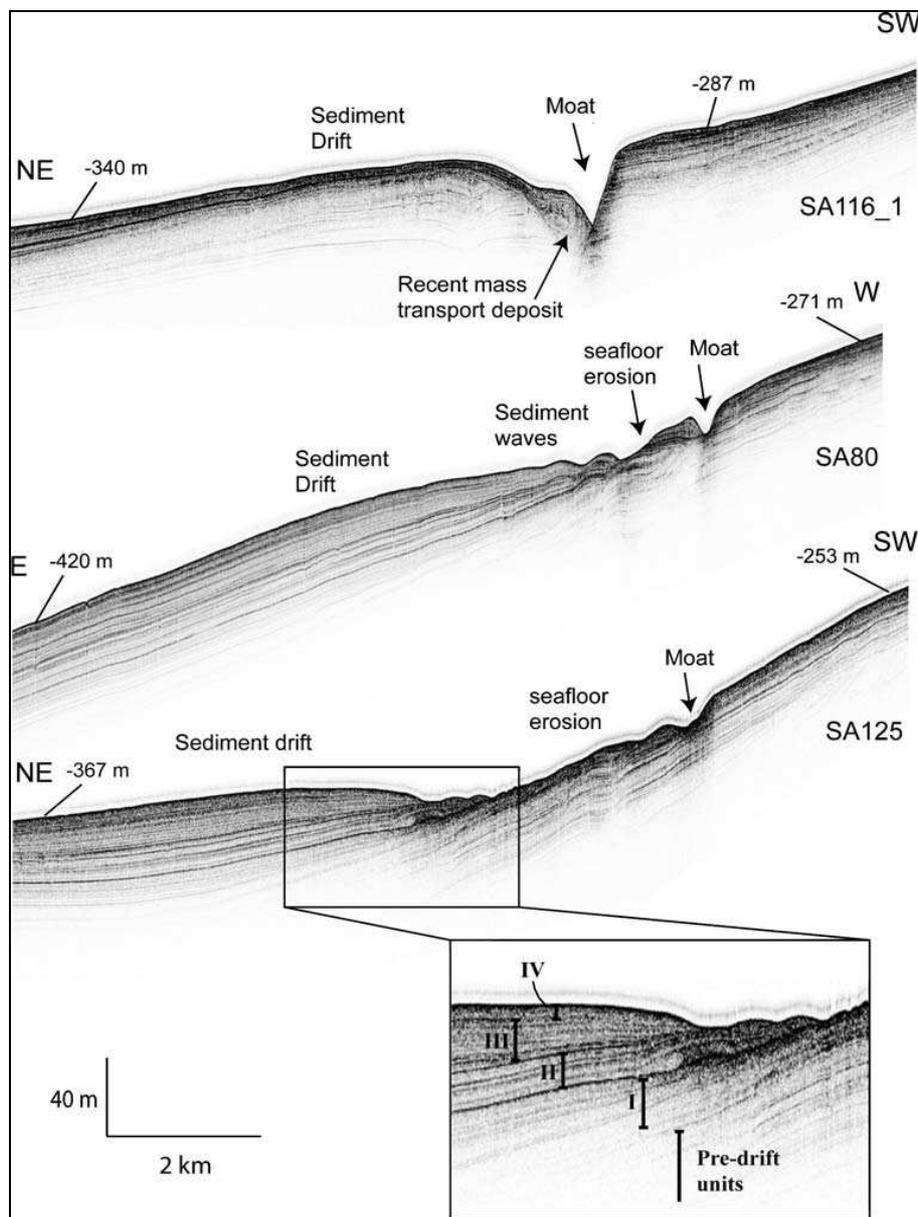
**Figura 5.15**– Profilo sismico Sparker mostrante i depositi conturritici presenti lungo il canale delle Corsica (Marani et al. 1993).

Verdicchio e Trincardi (2008), hanno studiato i depositi conturritici presenti in due settori distinti del Mar Mediterraneo centrale, a SO del Mar Adriatico ed a NO del Canale di Sicilia.

I depositi conturritici a SO del Mar Adriatico, si riconoscono alla profondità di 250-350m. Immediatamente a nord l'area di studio è esposta a correnti di fondo molto forti, le quali hanno prodotto larghi *scours* e *bedforms* che si sviluppano paralleli alla scarpata. I depositi conturritici in quest'area sono caratterizzati da quattro distinte unità deposizionali che si restringono verso terra, definite *elongated moat*; essi si sviluppano con direzione parallela al ciglio di piattaforma e evidenziano una prevalente zona di erosione o non deposizione. Queste quattro unità deposizionali sono separate da superfici (Fig. 5.16). Le unità deposizionali sono organizzate in *mounds* deposizionali caratterizzati da una facies sismica con riflettori continui e leggermente convessi verso l'alto.

La geometria interna di questi depositi conturritici con numerose superfici erosive, suggerisce periodici incrementi di velocità da parte delle correnti di fondo o una possibile riduzione di apporto sedimentario proveniente dal margine (Verdicchio et al. 2007). La formazione dei *moat* lungo la

scarpata superiore suggerisce un incremento della velocità delle correnti di fondo che permettono la formazione di queste forme di fondo.

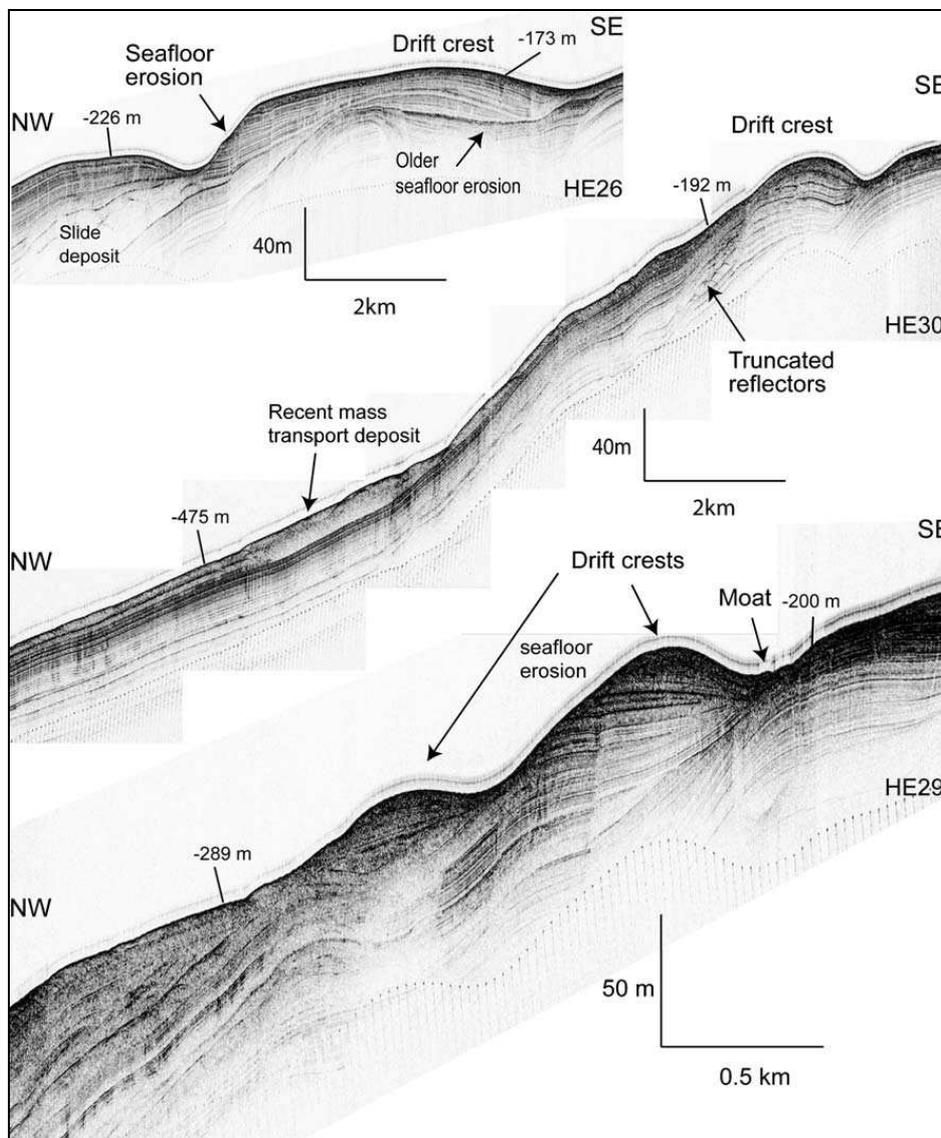


**Figura 5.16**– Profilo sismico Chirp mostrante i depositi conturritici presenti nel settore SO del Mar Adriatico (Verdicchio e Trincardi, 2008).

I depositi conturritici a NO del Canale di Sicilia, nel Bacino di Gela, si ritrovano ad una profondità di 170-250 m di profondità, dove la scarpata è stata interessata da numerosi fenomeni franosi.

Qui i depositi conturritici si sviluppano parallelamente alla scarpata superiore ed al ciglio della piattaforma, si presentano larghi 700 m e profondi 50 m e sono caratterizzati da una facies sismica con una geometria esterna di tipo *mound* ed una geometria interna con riflettori continui,

leggermente convessi verso l'alto e separati da superfici di erosione (Fig. 5.17). Questi depositi sono interpretati come *separated drift*



**Figura 5.17** – Profilo sismico Chirp mostrante i depositi conturritici presenti nel settore orientale del Bacino di Gela, Canale di Sicilia (Verdicchio e Trincardi, 2008).

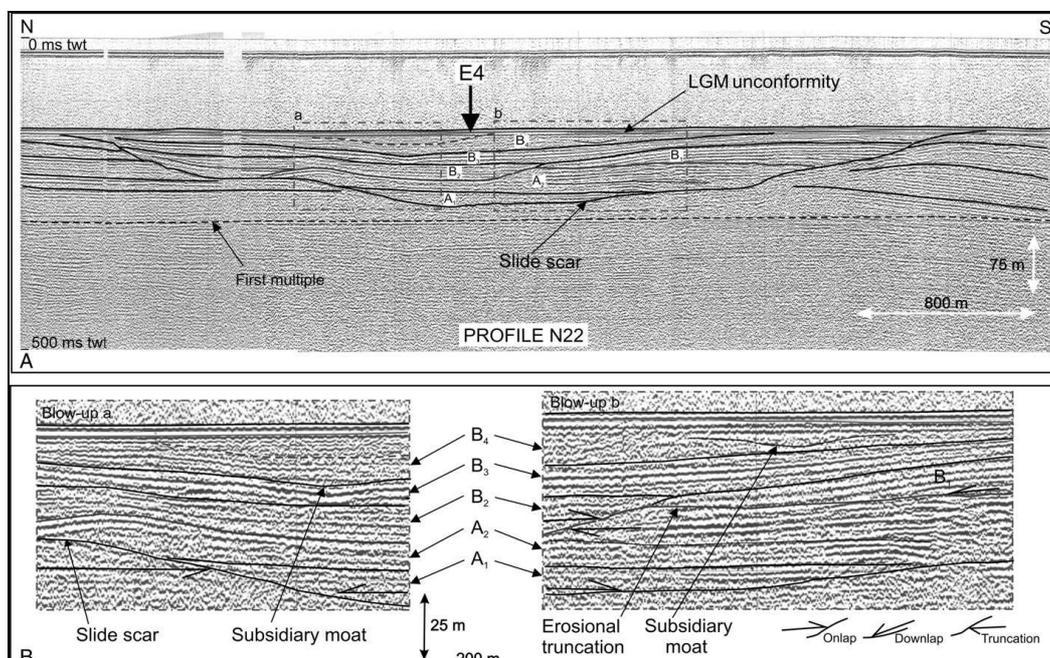
Amelio e Martorelli (2008) hanno studiato alcuni depositi conturritici sepolti, che si trovano nell'offshore della Calabria, a 5 km da Capo Suvero. Questi depositi si ritrovano lungo la scarpata superiore e sono costituiti da unità pleistoceniche pogradanti. A Capo Suvero, la piattaforma continentale è caratterizzata da un'ampiezza di 8 km ed il ciglio della piattaforma si trova a 130 m di profondità, inoltre in questo settore sono presenti deformazioni tettoniche e canyon, che rendono l'area molto articolata.

I depositi conturritici presentano uno spessore massimo di 140 m, la superficie superiore dei depositi è localizzata a 110 m mentre la base è localizzata a 240 m sotto il livello del mare (Fig. 5.18).

Verso costa i depositi conturritici sono troncati da una superficie erosiva che si è formata probabilmente durante l'ultima variazione glacio-eustatica. Questi depositi sono ricoperti da sedimenti recenti, spessi fino a 10 m. Verso il basso, una superficie erosiva tronca i depositi progradanti pleistocenici.

I depositi conturritici si trovano in onlap ed inclinati di  $3^{\circ}$  verso la base della superficie di erosione. Essi sono costituiti da tre unità sismiche principali, ogn'una della quali è costituita da piccole sub-unità caratterizzate da una geometria esterna lenticolare convessa verso l'alto. Lo spessore delle unità varia da 45 m a 75 m, mentre le sub unità presentano uno spessore che varia da 20 m a 55 m (Fig. 5.18).

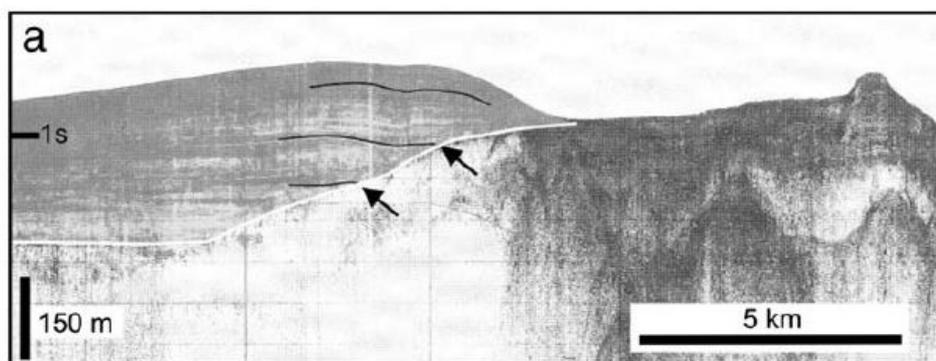
Le sub-unità migrano verso la scarpata superiore e sono interrotte da due superfici erosive; inoltre è stata riconosciuta una generale migrazione verso nord. Questa evoluzione potrebbe essere spiegata da processi autociclici o da variazioni causate dalle oscillazioni eustatiche. I depositi conturritici, potrebbero essersi formati a profondità maggiori di quelle attuali a causa di un *upflit* regionale, che ha agito a partire dal Pleistocene. La loro formazione e preservazione sembra essere legata ad una particolare morfologia dell'area, caratterizzata dalla presenza di un paleo promontorio e di una nicchia di distacco.



**Figura 5.18** – (A) Profilo sismico Sparker mostrante i depositi conturritici con la loro forma lenticolare ed una generale migrazione verso nord; (B) dettaglio del profilo sismico in cui si possono vedere i moats drift con riflettori troncati da una superficie erosiva (Amelio e Martorelli, 2008).

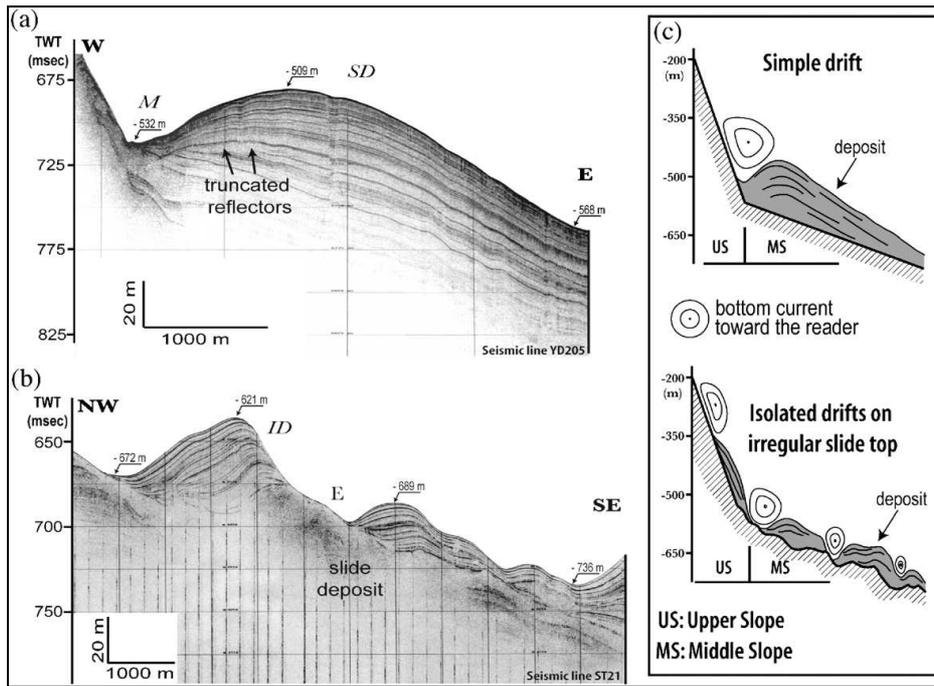
Martorelli et al. (2010) hanno osservato ed analizzato l'interazione tra correnti di fondo e particolari strutture topografiche associate alla presenza di estesi promontori nella formazione dei depositi conturritici localizzati alle medie profondità (un settore del Mar Tirreno meridionale -Capo Vaticano-, ed un settore del Mar Adriatico meridionale -Promontorio del Gargano-).

I depositi conturritici di Capo Vaticano sono stati localizzati a monte del promontorio e si sviluppano per circa 10 km, ed il loro spessore è di 250-300 m, che si riduce bruscamente verso il settore nord del ciglio della piattaforma (Fig. 5.19). La loro geometria suggerisce che il deposito si accumula lungo il fianco del promontorio di Capo Vaticano e che migrano verso la scarpata superiore. Secondo la classificazione di Faugeres et al. (1999) è possibile identificarli come *separated drift*.

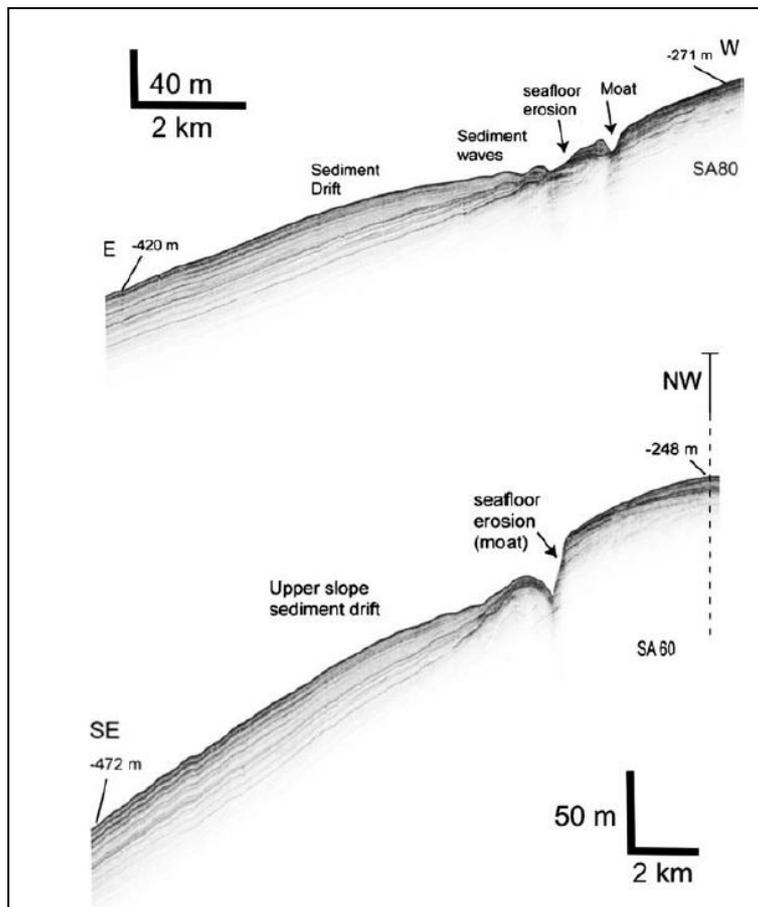


**Figura 5.19**– Profilo sismico Sparker mostrante i depositi conturritici presenti nell'offshore di Capo Vaticano, (modificato da Marani et al., 1993).

Nel Gargano si riconoscono dei depositi conturritici a profondità di 500-600 m, a 80 km dal promontorio. Essi si sviluppano a monte del promontorio, tra la piattaforma esterna e la scarpata superiore. Nei depositi conturritici si riconosce la struttura tipica con i *moat* e i *levee*; essi sono classificati come *separated drift*, (Fig.5.20). A 58 km del promontorio del Gargano, leggermente a valle, si sviluppano altri depositi conturritici tra la piattaforma continentale e la scarpata superiore. Questi depositi si riconoscono tra i 270-500 m di profondità; essi presentano una pendenza di circa  $1^{\circ}$  (Fig. 5.21). Inoltre lungo il ciglio della piattaforma continentale si riconoscono dei depositi conturritici definiti come *elongate moat drift*.



**Figura 5.20-** Profilo sismico CHIRP mostrante i depositi conturritici presenti nel settore a nord del Promontorio del Gargano (Verdicchio e Trincardi, 2006).



**Figura 5.21** - Profili sismici CHIRP orientati rispettivamente O-E ed NO-SE, mostranti i depositi conturritici nel settore a sud del Promontorio del Gargano (Verdicchio e Trincardi, 2008).

In queste aree appena descritte i depositi conturritici suggeriscono l'azione a lungo termine delle correnti di fondo. Esse sono in grado di erodere, trasportare e depositare i sedimenti presenti e, lungo numerosi margini continentali, la loro attività prolungata, fino a centinaia di migliaia di anni, porta alla formazione di estesi depositi sedimentari che sono le conturiti (*contourites*).

Martorelli et al. (2011) individuano intorno all'isola di Pantelleria, a circa 30 km dal Canale di Sicilia, numerose strutture conturritiche ed elementi morfologici di origine erosiva. I *drift* conturritici si sviluppano ad una profondità di 250-750 m parallelamente alle linee batimetriche. In base alle loro caratteristiche morfologiche rientrano negli *elongated separeted drift*. Essi presentano una geometria tipo *moat channel e drift levee* e si sviluppano con una lunghezza di circa 10 km ed una larghezza di 3.3 km. La distribuzione areale di queste strutture conturritiche dimostra che in questo settore del Canale di Sicilia agiscono la *Levantine Intermediate Water* (LIW) proveniente da NO e la *Eastern Mediterranean Deep Water* (EMDW). La circolazione di queste grandi masse d'acqua è influenzata da fondali marini molto articolati caratterizzati dalla presenza di seamount vulcanici, banchi e strutture di origine tettonica.

Pepe et al. (2013) hanno analizzato, identificato e classificato, in un settore del Golfo di Taranto (Mar Ionio), strutture sedimentarie diagnostiche di correnti di fondo (conturiti), formatesi nel tardo Quaternario. Le strutture conturritiche sono state riconosciute prevalentemente nei settori NO e SE dell'alto dell'Amendolara, ad una profondità compresa tra 130 m e 400 m e le geometrie interne ed esterne mostrano caratteristiche deposizionali ed erosive. Sono state classificate come *sheeted drift* le strutture sviluppate sub-parallelamente al profilo batimetrico, *infill drift* ed *elongated drift* le strutture caratterizzate da accumuli ben sviluppati ed elementi erosivi quali fosse ed *abraded surface*. Sono stati osservati inoltre *sediment waves* nel settore SO dell'alto strutturale.

E' possibile ipotizzare che i fattori che maggiormente influenzano tipologia, distribuzione areale e batimetrica dei depositi conturritici e degli elementi erosivi sono: a) morfologia del fondo marino; b) caratteristiche dei sedimenti (es. tessitura); c) variazione della velocità della "*Levantine Intermediate Water* come conseguenza delle d) variazioni eustatiche.

I depositi conturritici crescono dove le profondità diminuiscono e le correnti di fondo subiscono un'accelerazione, in risposta all'azione combinata delle grandi masse d'acque come la LIW, che ad esempio, nel Canale di Sicilia arriva ad una velocità di 13 cm/s. A sud del Mar Adriatico, i depositi conturritici oltre all'azione della LIW, sono influenzati dall'azione della NAdDW, la quale corre lungo a scarpata continentale a 60 cm/s. Sia la LIW che la NAdDW sono guidate da processi

termoalini e sembrano essere le principali cause dell'origine delle correnti di fondo, che a loro volta influenzano la crescita e la migrazione dei depositi conturritici.

#### **5.4 Meccanismi di deposizione nei margini progradanti.**

Le piattaforme continentali mostrano una morfologia relativamente piatta, che degrada dolcemente verso il largo fino al ciglio della piattaforma, dove la pendenza aumenta bruscamente.

Il profilo generale di una piattaforma continentale ha un andamento sigmoidale e risulta concavo per vari chilometri di distanza dalla linea di costa, diviene sub-orizzontale per un ampio tratto ed infine convesso, al passaggio tra la piattaforma e l'adiacente scarpata continentale. La concavità individuabile in prossimità della spiaggia sommersa è prodotta dall'azione erosiva delle onde e delle correnti, mentre la convessità riconoscibile più al largo è legata alla progradazione dei sedimenti. Si identificano quindi aree in cui prevale l'erosione ed aree in cui prevale la deposizione dei sedimenti. La superficie della piattaforma continentale rappresenta nel medesimo tempo il livello di base dell'erosione ed il livello di base della sedimentazione. Al disotto di questa superficie ideale, può verificarsi la deposizione dei sedimenti; al di sopra di essa, si ha erosione e rimozione. La profondità di questa superficie varierà in funzione delle relazioni tra alcuni fattori di controllo; essa non è altro che un livello temporaneo che si innalza o si abbassa in funzione dell'azione delle correnti di fondo e delle onde ed in relazione alla quantità del sedimento trasportato.

I meccanismi che controllano lo sviluppo della sedimentazione sono l'eustatismo, il livello relativo del mare e lo spazio d'accomodamento.

L'eustatismo, che indica i movimenti globali di abbassamento o di innalzamento del livello del mare, è misurato tra la superficie del mare ed il centro della Terra (punto fisso). Le fluttuazioni eustatiche sono indotte da due classi di fattori, che determinano rispettivamente variazioni della capacità volumetrica dei bacini oceanici (cambiamenti di volume delle dorsali oceaniche o mutamenti legati alla riorganizzazione delle placche litosferiche) o variazioni di volume delle masse d'acqua negli oceani (variazioni di volume dei ghiacciai terrestri o essiccamento dei mari marginali). Le fluttuazioni eustatiche producono variazioni globali del livello di base.

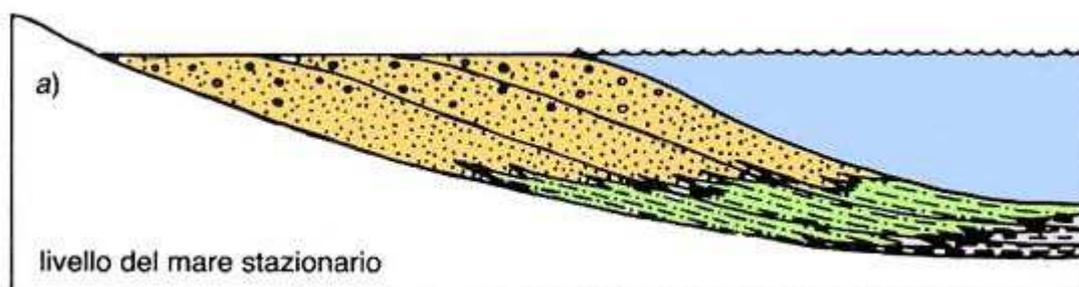
Le variazioni relative del livello del mare sono variazioni misurate tra la superficie del mare ed una superficie di riferimento locale e mobile, come ad esempio il basamento o una superficie all'interno della successione sedimentaria. Le variazioni relative del livello del mare possono essere indotte da fenomeni di subsidenza o di sollevamento tettonico della superficie di riferimento, da compattazione dei sedimenti o da fluttuazioni eustatiche. Infatti, un innalzamento relativo del livello del mare può essere provocato dalla subsidenza della superficie di riferimento, dalla compattazione

dei sedimenti al di sotto di essa. Un abbassamento relativo del livello del mare può essere innescato da un sollevamento tettonico della superficie deposizionale del bacino e/o da un abbassamento eustatico. In entrambe le situazioni, le variazioni relative del livello del mare producono spostamenti verticali delle superfici deposizionali.

L'eustatismo ed il tasso della subsidenza controllano lo spazio disponibile per l'accumulo dei sedimenti. Affinchè questo spazio sia disponibile, deve esservi spazio al di sotto del livello di base, che generalmente viene fatto coincidere con il livello del mare, anche se alcuni processi sedimentari possono provocare fenomeni erosivi di una certa entità anche al di sotto di tale superficie. La disponibilità di spazio per l'accumulo dei sedimenti è quindi controllata dalle variazioni eustatiche, dalla subsidenza o dal sollevamento tettonico.

L'interazione tra le variazioni dello spazio di accomodamento per la sedimentazione e la quantità ed il tasso degli apporti sedimentari si riflettono nelle geometrie deposizionali delle facies costiere.

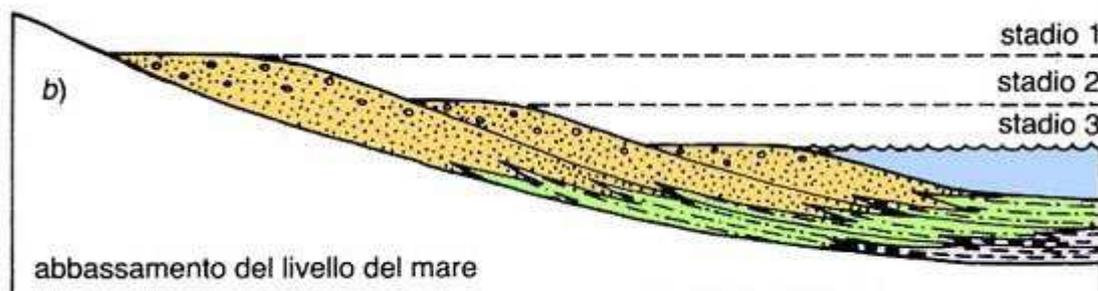
Weller (1960) rappresenta cinque modelli, che esprimono le relazioni tra facies, tasso di sedimentazione e livello relativo del mare. In ogni modello al tempo zero la linea di costa è localizzata esattamente nel punto di riferimento considerato. Il primo modello illustra condizioni di stazionarietà del livello del mare; la stasi relativa si verifica quando il livello marino e la sottostante superficie deposizionale sono stazionari o quando entrambi si alzano o si abbassano con la stessa velocità. In questo caso, in condizioni di sufficiente apporto sedimentario, i sedimenti non potendo accumularsi al di sopra del livello di base, progradano verso mare. La superficie superiore delle unità è rappresentata da una superficie di non-deposizione e le relazioni geometriche tra gli strati clinostratificati e tale superficie sono relazioni di top-lap (Fig. 5.22).



**Figura 5.22** - Gli schemi pubblicati da Weller nel 1960, illustrano con estrema chiarezza le relazioni tra sedimentazione e posizione relativa del livello del mare. Lo schema raffigurato illustra in particolare lo sviluppo di una progradazione delle facies costiere in condizioni di stazionarietà (o stasi) del livello marino relativo.

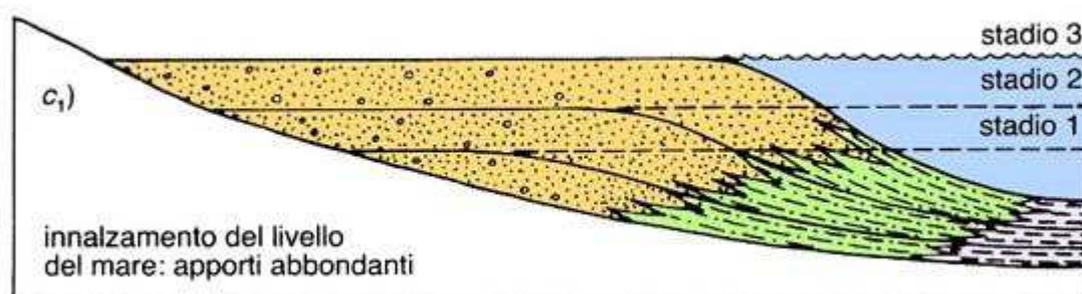
Il secondo modello illustra un evento di abbassamento relativo del livello del mare, che può verificarsi a) durante un abbassamento eustatico del livello del mare, mentre la superficie

deposizionale rimane stazionaria o si abbassa più lentamente del livello marino stesso; b) mentre il livello eustatico si mantiene stazionario ma la superficie deposizionale si innalza; c) durante una fase di innalzamento eustatico ma mentre la superficie deposizionale si innalza più velocemente del livello marino. In questo caso, il progressivo abbassamento del livello marino relativo provoca una “regressione erosiva o regressione forzata” delle facies costiere ed è accompagnato da un’intensa erosione dei depositi costieri e marini, che emergono gradualmente (Fig.5.23).



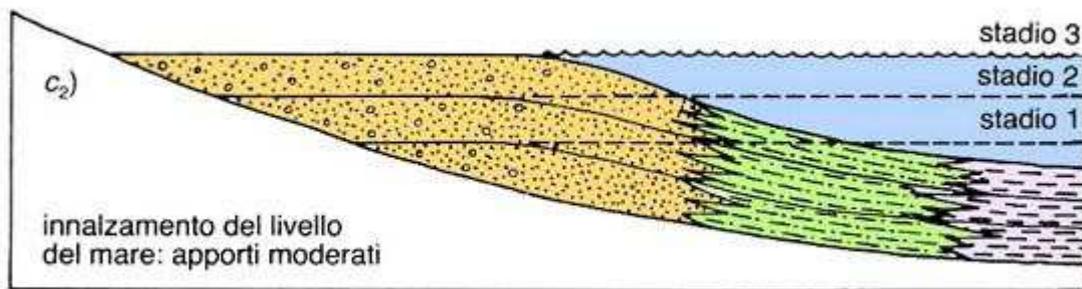
**Figura 5.23** – Progressivo abbassamento relativo del livello marino e regressione forzata della facies costiere.

Gli altri tre modelli mostrano i tassi dell’apporto sedimentario durante una fase di innalzamento relativo del livello del mare. Se i tassi di sedimentazione sono sufficientemente elevati da compensare la graduale creazione di spazio d’accomodamento, le facies costiere sono in grado di superare il progressivo innalzamento del livello marino relativo e la linea di costa può progredire.(Fig. 5.24)..



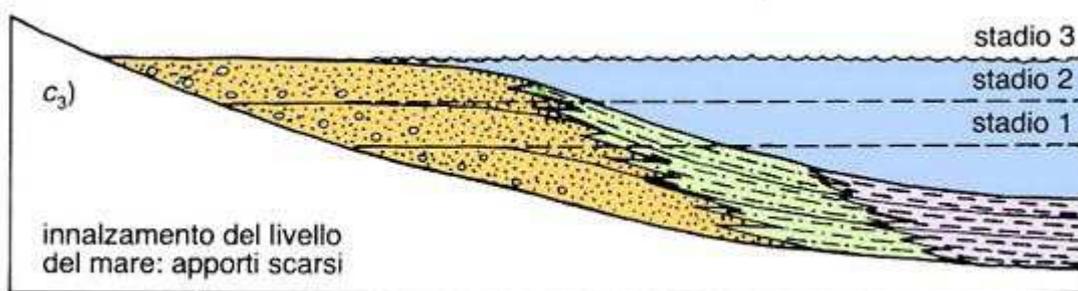
**Figura 5.24** - Lo schema illustra lo sviluppo di una progradazione delle facies costiere in condizioni di risalita del livello marino relativo.

Se fossero semplicemente in grado di compensare il progressivo innalzamento del livello di base, si svilupperebbero condizioni di stazionarietà (5.25).



**Figura 5.25-** Lo schema illustra lo sviluppo di una aggradazione delle facies costiere in condizioni di risalita del livello marino relativo.

Se il tasso degli apporti sedimentari fosse basso o decisamente inferiore al progressivo aumento dello spazio d'accomodamento, in tale situazione la linea di costa potrebbe solamente migrare verso terra, inducendo una retrogradazione delle facies costiere (5.26).

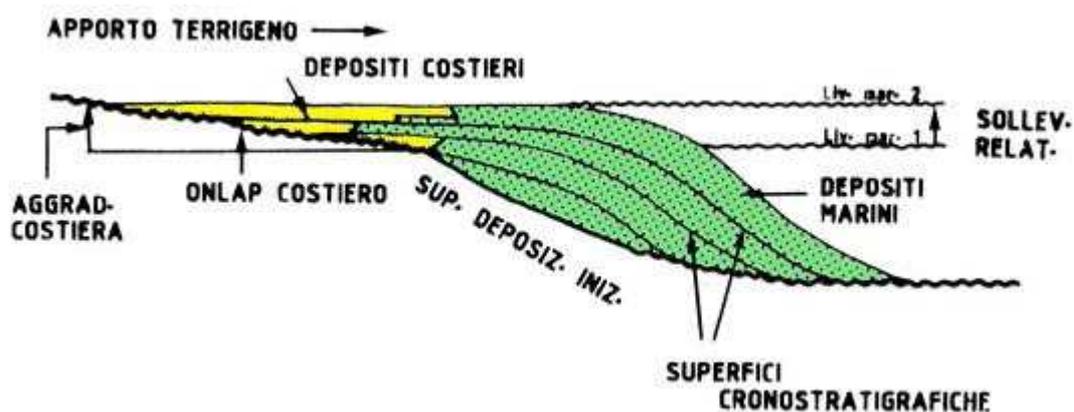


**Figura 5.26** – Sviluppo di una retrogradazione delle facies costiere.

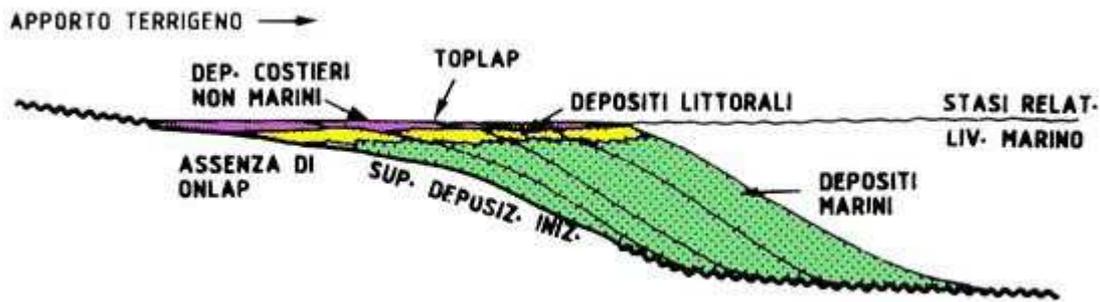
Secondo Vail *et alii* (1977) i più sicuri indicatori stratigrafici delle variazioni relative del livello del mare sono le configurazioni di onlap e toplap nelle facies costiere di una sequenza marina. Un sollevamento relativo è un sollevamento del livello apparente del mare rispetto alla iniziale superficie di deposizione ed è indicato da un onlap costiero. Per onlap costiero si intende la progressiva migrazione verso terra dei depositi costieri (fasce litorali, piane costiere o piane alluvionali) di una data sequenza sedimentaria (Vail et al., 1977). Quasi tutte le sequenze mostrano un onlap costiero per lo più continuo durante la loro deposizione. Tuttavia nell'andamento dell'onlap costiero si osservano periodicamente importanti episodi di spostamento verso il mare aperto (*downward shift*) associati alla formazione di superfici di discontinuità stratigrafica. La presenza quasi continua di un onlap costiero indica che la gran parte dei sedimenti si sono depositati durante il sollevamento relativo del livello del mare; sia nel caso che esso corrisponda ad un sollevamento del mare o ad un abbassamento del fondo marino, sia nel caso in cui i due processi abbiano agito

assieme mentre si depositavano i sedimenti. Le variazioni dell'onlap costiero non vanno equiparate alle variazioni relative del livello del mare e non si deve parlare di variazioni globali del livello marino ma piuttosto di variazioni globali dell'onlap costiero.

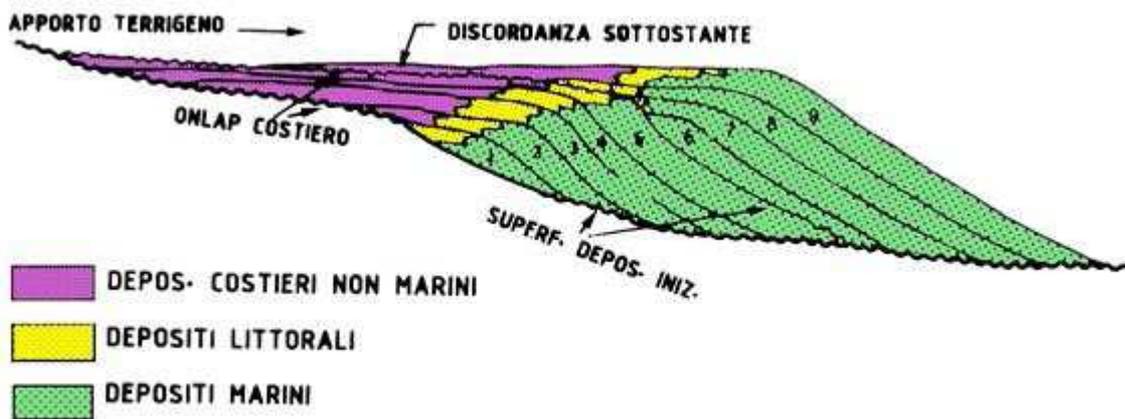
Il sollevamento relativo del livello marino può essere misurato quantitativamente e con molta accuratezza dove i sedimenti litorali si sovrappongono in onlap alla sottostante superficie deposizionale. L'entità del sollevamento relativo del livello marino viene determinato usando sia la componente verticale (*aggradazione*) che quella orizzontale dell'onlap costiero (Fig. 5.26a). Una stasi relativa corrisponde ad una posizione apparentemente costante del livello del mare rispetto alla sottostante superficie deposizionale. Durante questa fase, nell'ambiente costiero, caratterizzato da notevole apporto sedimentario, viene inibita la deposizione al di sopra del livello di base e gli strati non possono progradare in onlap sulla superficie deposizionale. La configurazione assunta dagli strati è quella di un toplap costiero (Fig. 5.26b). Secondo Vail et al. (1977) un abbassamento relativo del livello del mare rispetto alla sottostante superficie deposizionale, generalmente indicato da uno spostamento verso il basso (*downward shift*) dell'onlap costiero, si ha quando: a) il livello del mare si abbassa realmente mentre la superficie iniziale di deposizione si solleva, rimane stazionaria o si abbassa con minore velocità; b) il livello del mare rimane stazionario mentre la superficie deposizionale si solleva; c) il livello del mare si solleva mentre la superficie deposizionale si solleva a velocità maggiore. Lo spostamento verso il basso dell'onlap costiero corrisponde alla distanza stratigrafica tra la posizione più alta raggiunta in una data sequenza marina e la posizione più bassa raggiunta nella successiva (sovrastante) sequenza (Fig. 5.26 c).



**Figura 5.26 a** – L'onlap costiero, con le sue componenti orizzontali e verticali, indica un relativo sollevamento del livello del mare. Questo sollevamento consente ai depositi costieri di progradare al di sopra della superficie deposizionale iniziale (Modificato da Vail et al., 1977).



**Figura 5.26 b** – La geometria di tipo toplap sta ad indicare una fase di stasi relativa del livello del mare; senza che si verifichi un sollevamento relativo del livello del mare i depositi costieri non marini o i depositi litorali non possono ingredire la zona verso terra ( Modificato da Vail et al., 1977).



**Figura 5.26 c** – Lo spostamento laterale verso il bacino (o downward shift) dell'onlap costiero indica un abbassamento relativo del livello di base della sedimentazione. L'abbassamento del livello marino relativo innesca un'intensa erosione nelle zone che emergono gradualmente. La nuova fase deposizionale è contraddistinta dalla progressiva migrazione dell'onlap costiero verso l'alto e verso terra. ( Modificato da Vail et al., 1977).

A differenza dell'onlap costiero, le trasgressioni e regressioni si riferiscono a movimenti orizzontali della linea di costa (la cui posizione è definita dalle facies costiere), rispetto ad una precedente situazione di riferimento e sono fenomeni strettamente legati al rapporto tra quantità di sedimento disponibile e variazioni relative del livello marino.

Una trasgressione viene definita come uno spostamento verso terra della linea di costa, indicata da migrazione verso terra dei depositi in facies litorale di una data unità stratigrafica; una regressione è lo spostamento verso mare della linea di costa, indicata dalla migrazione verso mare dei depositi litorali. Se non si è verificata alcuna migrazione della linea di costa, invece di trasgressione o regressione, si ha una fase di stasi. Un approfondimento o un sollevamento del fondo marino sono indicati rispettivamente da un aumento e da una diminuzione dello spessore della colonna d'acqua.

Se non si verifica nessuna delle due condizioni precedenti si avrà una fase di compensazione del fondo marino.

Vail et al. (1977) precisano come il concetto di sollevamento ed abbassamento del livello marino non debba essere confuso con quello di trasgressione e regressione. Trasgressione e regressione, riflettono l'equilibrio tra velocità di variazione relativa del livello marino e velocità di rifornimento dei sedimenti e non sono univocamente correlabili con i cambiamenti del livello del mare (Curry, 1964). Infatti durante un sollevamento del livello del mare si può verificare sia una trasgressione che una regressione, ovvero sia una migrazione verso terra che verso mare della linea di costa. Sebbene una trasgressione o un approfondimento del fondo marino possano indicare almeno in parte il sollevamento relativo del livello del mare, è tuttavia certo che né l'una né l'altro possono corrispondere completo esclusivamente al sollevamento del livello del mare. Infatti una fase trasgressiva può essere interrotta da un aumento dell'apporto terrigeno tale da produrre una linea di costa stazionaria o regressiva, pur perdurando la fase di sollevamento relativo del livello del mare (Curry, 1964); un approfondimento del fondo può anche cessare in seguito all'aumento dell'apporto sedimentario che determinerebbe un ambiente di acque più basse, pur perdurando il sollevamento del livello marino.

## **5.5 Progradazione durante la caduta e lo stazionamento basso del livello del mare.**

La sedimentazione lungo la piattaforma continentale durante l'abbassamento e lo stazionamento basso del livello del mare è controllata in gran parte da due fattori: apporto di sedimenti e geometria della piattaforma. L'apporto di sedimenti è il fattore più importante: senza un adeguato apporto di sedimenti, i litosomi costieri non possono svilupparsi verso il mare.

### **5.5.1 Influenza della morfologia della piattaforma continentale.**

La pendenza della piattaforma continentale e l'irregolarità: se una grande quantità di sedimenti raggiunge continuamente la costa, il gradiente non influisce sullo sviluppo dei litosomi. Tuttavia, con l'apporto costante di sedimenti costieri, il gradiente locale della piattaforma è un fattore primario per determinare la formazione o meno di uno spesso deposito regressivo.

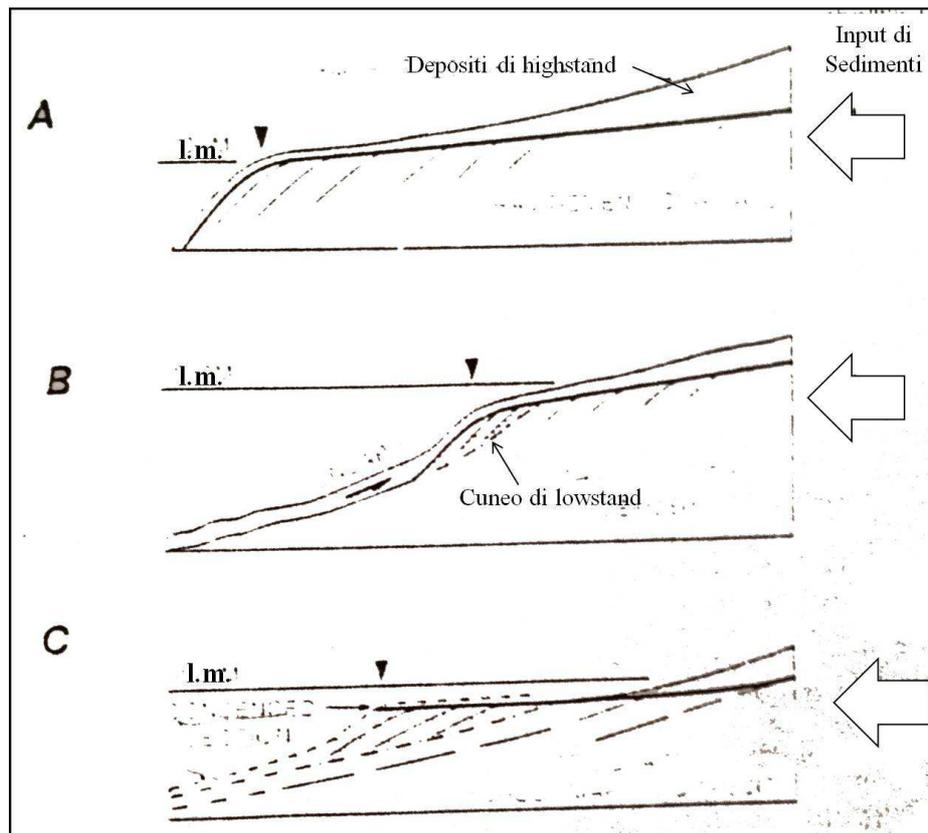
La piattaforma continentale con alte pendenze ha una più alta probabilità di avere litosomi costieri progradanti continui. Con un abbassamento del livello del mare, la sequenza costiera ha una progradazione più a largo in una piattaforma continentale con un gradiente minore rispetto ad una piattaforma con una pendenza maggiore. A parità di tasso di apporto sedimentario, gradienti minori determineranno depositi più sottili ed una maggiore probabilità che la progradazione non si conservi. Nelle condizioni estreme, una piattaforma quasi orizzontale determinerà un spostamento

della linea di costa di decine di chilometri per una caduta del livello del mare di 1 m, pertanto la progradazione costiera viene praticamente eliminata in tutti i settori ad eccezione di quelli direttamente alimentati dai corsi d'acqua.

Tutte le piattaforma continentali, in particolare quelle sui margini tettonicamente attivi, subiscono modifiche locali di pendenza. Assumendo uno costante afflusso di sedimenti, un cuneo costiero progradante potrebbe essere interpretato come un deposito lateralmente variabile che si inspessisce, si assottiglia o scompare a seguito di modifiche locali di pendenza.

Profondità del ciglio della piattaforma: la profondità del ciglio di piattaforma è stato identificato da Trincardi e Field (1991) come un fattore cruciale per lo sviluppo di depositi progradanti lungo la piattaforma continentale del settore del Mar Tirreno orientale. La piattaforma continentale, lungo questo margine, varia notevolmente in larghezza, sedimentazione e profondità del ciglio su brevi distanze, a causa delle strutture geologiche che influiscono sulla morfologia dell'area. I depositi costieri progradanti di età Pleistocenica sono stati trovati sia nel settore centrale della piattaforma che sul margine. Trincardi e Field (1991) hanno rilevato che nelle aree di piattaforma in cui il ciglio è meno profondo della linea di costa in condizioni di stazionamento basso (120 m), il sedimento bypassa la zona costiera ed arriva direttamente alla scarpata, in questo modo non si formano depositi regressivi. In aree in cui il ciglio della piattaforma è più profondo della linea di costa in condizioni di stazionamento basso del livello del mare i depositi costieri progradano verso il mare e formano un basso angolo con la piattaforma e con la scarpata superiore. Nella loro valutazione, la posizione della ciglio della piattaforma rispetto al linea di costa durante lo stazionamento basso è il primo fattore di controllo sullo sviluppo di depositi progradanti nel margine di piattaforma.

La costa e la piattaforma sono alimentati da piccoli corsi d'acqua costieri nelle regioni in sollevamento di sud Italia. Nonostante i depositi di margine di piattaforma si ritrovano solo quando il ciglio della piattaforma si trova più profondo della linea di costa in condizioni di basso stazionamento del livello del mare, la loro larghezza e spessore mostrano variazioni laterali, che possono essere correlati alla variazione di apporto di sedimenti (Trincardi e Field, 1991). Questa relazione tra apporto di sedimenti ed estensione del deposito può essere controllata sia dall'apporto di sedimenti da parte dei fiumi o dai processi come tempeste e correnti, che redistribuiscono il materiale lungo la costa progradante. I depositi progradanti nel settore superiore della scarpata, vengono sepolti da depositi continui che si formano durante le condizioni di basso stazionamento, una volta però che l'apporto di sedimenti diminuisce o cessa, inizia l'erosione dei depositi con formazione della troncatura erosiva superiore della sequenza progradante a causa del ritiro della linea di costa (Fig. 5.27).



**Figura 5.27-** Sequenza di margine di piattaforma sviluppato durante lo stazionamento basso del livello del mare. (A) Dove il ciglio di piattaforma è uguale o meno profondo della posizione della linea di costa in condizioni di stazionamento basso del livello del mare, non si formano depositi di margine di piattaforma. (B) e (C) Dove i depositi di margine di piattaforma si formano, la loro geometria è controllata del gradiente della piattaforma continentale e dalla disponibilità del sedimento (Trincardi e Field, 1991).

### 5.5.2 Effetto dell'apporto sedimentario

Non ci può essere progradazione costiera senza introduzione di nuovi sedimenti. Nel corso di una trasgressione, le facies costiere vengono riciclate dall'erosione della spiaggia sottomarina (Field e Duane, 1976; Swift, 1976). Nel corso di una regressione, tuttavia, il litosoma costiero è abbandonato dall'avanzamento della linea di costa verso mare: il nuovo materiale deve essere introdotto nel sistema per mantenere accrescimento della spiaggia e la crescita verso il mare. L'incremento del flusso di sedimenti e le pendenze più elevate possono raggiungere questo obiettivo in larga misura. Se il materiale forma un complesso deltizio progradante o si ridistribuisce lungo la linea di costa in una serie di cordoni litorali progradanti, probabilmente dipende dalla dimensione del flusso e dall'efficienza del sistema del trasporto costiero.

Se durante una caduta del livello del mare i sedimenti disponibili sono scarsi, i corpi costieri progradanti si sviluppano solo se la linea di costa staziona per lunghi periodi, e dove la pendenza locale è più elevata. Con un maggiore apporto di sedimenti, i depositi costieri regressivi possono svilupparsi in molte zone della piattaforma. Con abbondanti sedimenti, i depositi progradanti

possono formarsi dappertutto, ma in genere si formano lungo i settori meno inclinati della scarpata continentale. Durante le condizioni di basso stazionamento, l'apporto sedimentario ha uguale importanza della profondità del ciglio di piattaforma. Un continuo apporto di sedimenti può contribuire alla progradazione continua in acque profonde fino a quando la profondità dell'acqua non diventa troppo grande per permettere significativi accumuli.

## **6. Studi precedenti sui caratteri morfologici e sedimentari dell'arcipelago delle isole Egadi.**

In questo capitolo vengono brevemente sintetizzati gli studi precedenti condotti alle isole Egadi sulle strutture sedimentarie e sui processi sedimentari al margine della piattaforma; in quest'area, precedentemente a questo studio, non sono state segnalate strutture tipo conturiti.

Nel corso degli anni numerosi autori si sono occupati dello studio geomorfologico, stratigrafico e sedimentario dei fondali delle isole Egadi. In particolare Colantoni et al. (1985 e 1993), in uno studio esteso anche al Banco Avventura, hanno svolto una indagine sulla morfologia e l'evoluzione sedimentaria della piattaforma continentale delle isole Egadi; Agnesi et al. (1993) hanno condotto uno studio geomorfologico della piattaforma continentale di Favignana e Levanzo ed una ricostruzione dell'evoluzione tardo-quadernia di quest'area; D'Angelo et al. (1993) ed Agate et al., (1996) descrivono i caratteri morfologici, sedimentologici e stratigrafici del settore di piattaforma egusea ricadente all'interno del Foglio geologico n° 604 "Isole Egadi" (che però non è ancora stato pubblicato); Lo Iacono e Guillén (2008) hanno analizzato le strutture sedimentarie deposizionali presenti sulla piattaforma continentale dell'isola di Marettimo e dell'isola di Favignana. Inoltre D'Angelo et al. (2004), si sono occupati dei terrazzi deposizionali sommersi al largo dell'isola di Favignana.

### **6.1 Caratteri morfologici e sedimentologici dell'arcipelago delle isole Egadi**

Secondo Colantoni et al. (1985 e 1993) l'Arcipelago delle isole Egadi ed il Banco Avventura, un ampio tratto di piattaforma continentale situato al largo delle coste sud-occidentali della Sicilia, possono essere considerati due esempi di piattaforma soggetta ad abrasione marina e caratterizzata da un substrato roccioso tettonizzato sul quale la sedimentazione recente ed attuale è molto scarsa ed autigena. Forti correnti isolano il Banco Avventura e l'isola di Marettimo dagli apporti terrigeni e su di essi si formano sabbie carbonatiche eterometriche, composte da spoglie di organismi che vivono nell'ambito di estese praterie di Fanerogame ed alghe, e da frammenti di concrezioni biogene (*coralligeno*). Le calcareniti organogene che affiorano ampiamente sui fondali si sarebbero originate da simili depositi, rimaneggiati, cementati ed erosi durante le ripetute regressioni e trasgressioni glacio-eustatiche del Quaternario.

Le intense correnti, legate agli scambi idrici tra i bacini occidentale ed orientale del Mediterraneo, condizionano gli accumuli di sedimenti ed il loro contenuto in Foraminiferi.

Dallo studio geomorfologico dei fondali delle isole Egadi condotto da Agnesi et al. (1993) emerge che alla profondità di -100 -120 m si individua una netta rottura di pendio convessa, che sottolinea il bordo esterno della piattaforma. L'impostazione del bordo è prevalentemente strutturale e solo in alcuni tratti, come ad ovest della Secca di Mezzo o tra il Banco dei Pesci e la Secca di Levanzo, si mostra in progradazione.

La piattaforma è caratterizzata, ad ovest di Levanzo-Favignana, alla profondità di 80-90 m, da una estesa piana costituita da sedimenti olocenici, che ricoprono con debole spessore una superficie irregolare di abrasione in roccia. Piane analoghe si ritrovano alla profondità quasi costante di -30 -40 m tra Levanzo e Favignana ed a sud di Favignana. Spesso la copertura di sedimenti olocenici si riduce o scompare ed affiora direttamente la superficie di erosione del substrato. Su queste superfici sono messi bene in evidenza dall'erosione differenziale gli strati piegati e fagliati.

Tra la spiaggia sommersa attuale e la batimetria - 30 m sia la costa che le morfologie sommerse sono caratterizzate da due ampi archi: quello a nord parte da Trapani e si ricollega verso sud a Favignana; quello a sud parte da Favignana seguendo l'Isola Grande e si chiude a Capo Lilibeo.

In queste due aree si individuano una serie di depressioni chiuse colmate da sedimenti fini alla profondità di -20 -25 m, che rappresentano i testimoni di depressioni lagunari o stagnali di retrospiaggia, secondo lo schema evolutivo dell'attuale Stagnone.

Alti morfologici allungati, paralleli alla costa, vengono interpretati come cordoni litorali, mentre alla profondità di -15 m una soglia in sedimenti da fini a grossolani sottolinea la presenza di un tombolo che collegava Favignana con l'Isola Grande. Un secondo tombolo, nel quale però gioca un ruolo importante la presenza in affioramento del substrato, si individua alla profondità di - 30 -35 m tra Favignana e Levanzo.

## **6.2 Strutture sedimentarie presenti nella piattaforma continentale dell'isola di Marettimo**

La piattaforma continentale di Marettimo rappresenta la porzione più ridotta ed isolata dell'arcipelago delle Egadi e presenta una forma romboidale con l'asse maggiore orientato secondo la direzione NNO-SSE .

In numerosi punti un cambio di pendenza, alla profondità di circa 50-75 m, divide la piattaforma in un settore interno, ridotto ed inclinato (media di  $0.9^\circ$ ) ed un settore esterno e più ampio, delimitato dal ciglio della piattaforma, alla profondità di circa 130 m.

La piattaforma continentale dell'isola di Marettimo è caratterizzata da un'ampia distribuzione di strutture sedimentarie di tipo deposizionali, sia nella parte interna della piattaforma che nella parte esterna(Fig. 6.1). Queste strutture sono state rilevate tramite l'analisi delle registrazioni Side Scan Sonar, e per la prima volta segnalate da D'Angelo et al. (1993). Successivamente Lo Iacono e

Guillén (2008) eseguono uno studio sistematico di queste strutture avanzando ipotesi sulla loro possibile origine.

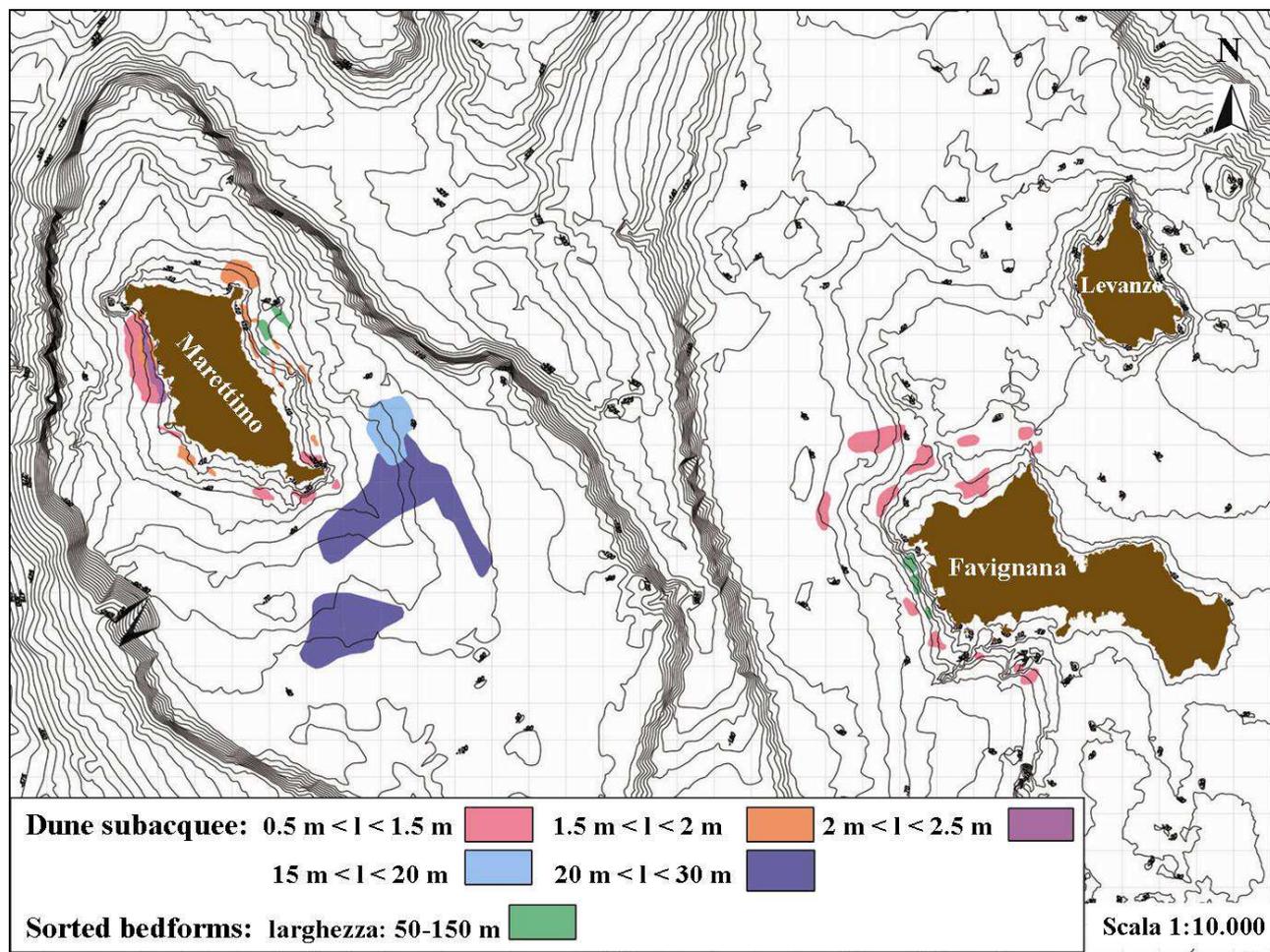
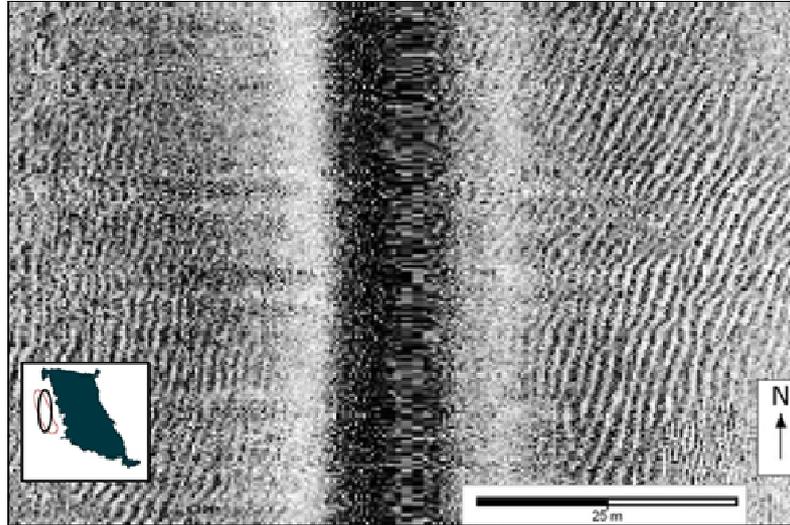


Figura 6.1 - Distribuzione delle strutture sedimentarie lungo la piattaforma continentale delle isole Egadi.

Nel piattaforma continentale interna dell'isola di Marettimo, si riconoscono strutture tipo "piccole dune" fino ad una profondità massima di 30 m. Esse, in base alla loro lunghezza d'onda si dividono in tre classi principali: a)  $1\text{ m} < \lambda < 1.5\text{ m}$ ; b)  $1.5\text{ m} < \lambda < 2\text{ m}$ ; c)  $2\text{ m} < \lambda < 2.5\text{ m}$ . Le strutture sedimentarie della piattaforma interna si distribuiscono lungo i quattro settori della piattaforma.

Nel settore occidentale, le dune sedimentarie sono caratterizzate da una lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) che varia da 1 m fino a circa 2,5 m (Fig. 6.2). La loro altezza varia dai 15 ai 30 cm. Si presentano con una simmetria costante e la loro estensione laterale raggiunge le diverse centinaia di metri (fino a 700 m). Le creste sono orientate principalmente secondo le direzioni NE-SO e N-S. Alla profondità di circa 25 m si osservano gruppi di dune, caratterizzate da  $\lambda$  differenti, adiacenti tra di loro. Queste strutture si possono osservare dalla profondità di circa 15 m fino alla profondità di circa 50 m, e possono essere suddivisibili in due gruppi secondo la loro lunghezza d'onda. Le dune caratterizzate da valori di  $\lambda$  compresi tra 2 m e 2,5 m, si osservano a partire da profondità di circa 20 m, fino ad arrivare a profondità di 30 m. I sedimenti di queste strutture mostrano una granulometria media. Le

dune con dimensioni minori ( $1\text{ m} < \lambda < 2\text{ m}$ ) sono osservabili, nel settore occidentale, a profondità da i 10 m ai 50 m. I sedimenti di queste strutture mostrano una granulometria media-fine, (Lo Iacono, 2003).



**Figura 6.2** - Dune sottomarine ( $2\text{ m} < \lambda < 2.5\text{ m}$ ) presenti alla profondità di 10 – 30 m, lungo il settore occidentale della piattaforma continentale dell'isola di Marettimo (Lo Iacono and Guillen, 2008).

Nel settore meridionale le strutture sedimentarie si osservano soprattutto all'interno dei “patch intermatte” della prateria a *Posidonia Oceanica*, a profondità di circa 15-20 m e con una  $\lambda$  non superiore al 1.5 m. Il loro orientamento è rivolto verso OSO. Nel settore meridionale si possono osservare le strutture anche a profondità di circa 35 m, alla base di affioramenti rocciosi verticali (paleofalesie). Il sedimento è caratterizzato da sabbie medie (Lo Iacono, 2003)..

Nel settore orientale le dune sono presenti in aree di estensioni ridotte, e si presentano con lunghezze d'onda minori di 1,5 m e con una scarsa continuità laterale. Sono orientate verso ENE e si impostano su sedimenti sabbioso-ghiaiosi. Le dune si osservano a profondità variabili dai 15 ai 25 m e mostrano lunghezze d'onda che raggiungono valori di 2 m; la loro estensione laterale raggiunge circa i 150 m. Il sedimento è caratterizzato da sabbie medie, (Lo Iacono, 2003)..

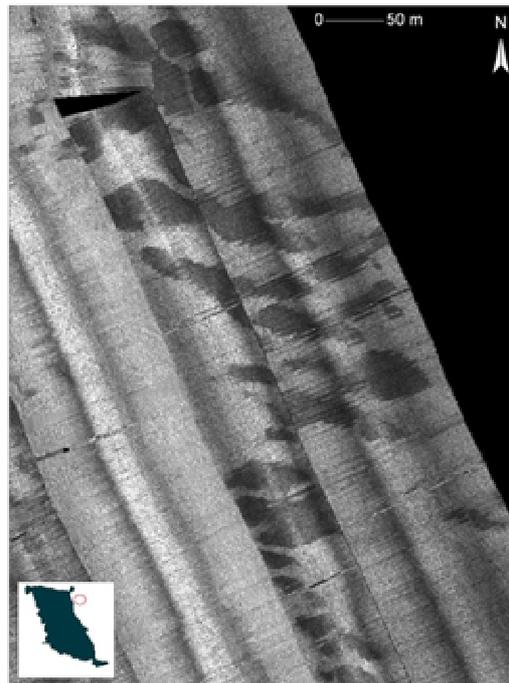
Nel settore settentrionale, le dune sono presenti alla profondità di circa 25 m, con lunghezze d'onda comprese tra 1.5 e 2 m e con orientamento N e NE. Il sedimento è caratterizzato da sabbie ghiaiose, (Lo Iacono, 2003).

### Sand Patches

Nel settore nord-orientale della piattaforma interna dell'isola di Marettimo, si sviluppano strutture sedimentarie longitudinali tipo *sand patches*, (Fig. 6.3). Queste strutture sedimentarie sono ben riconoscibili nei dati sss, per la loro caratteristica facies acustica ad altissimo contrasto di

retrodiffusione. Corrispondono a fasce di sedimento che si presentano nelle linee sss con una facies acustica piuttosto scura corrispondente a campi di sabbie medie (0,2-0,3 mm;Lo Iacono, 2003). La loro forma è piuttosto sinuosa e poco regolare. La larghezza può variare dai 15 ai 50 m; la loro lunghezza raggiunge i 150 metri. Si impostano a profondità tra i 40 m e i 60 m si sviluppano perpendicolarmente alla costa, secondo una direzione E-O.

Nel settore sud-orientale della piattaforma esterna dell'isola di Marettimo si riconoscono strutture sedimentarie tipo "grandi dune" (2D e 3D), fino ad una profondità di 100 m.

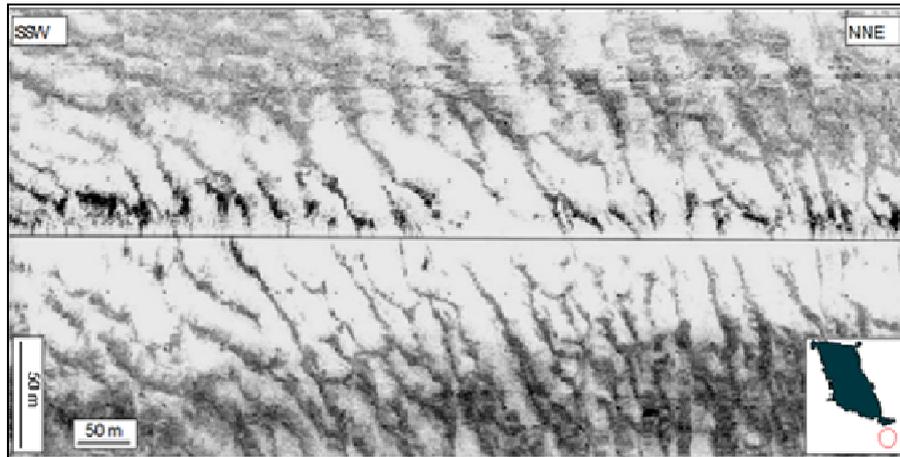


**Figura 6.3** - Strutture sedimentarie tipo *sand patches* (facies scura), presente lungo il settore orientale dell'isola di Marettimo, alla profondità di 50 m (Lo Iacono and Guillen, 2008).

#### Dune subacquee di grandi dimensioni 2D (Ashley, 1990)

Le grandi dune 2D si sviluppano principalmente nel settore sud-orientale della piattaforma dell'isola di Marettimo a profondità variabili dai 50 ai 90 m, con direzione ONO-ESE e NO-SE (Fig. 6.4). Le grandi dune 2D presentano una lunghezza d'onda che varia dai 20 m fino ad un massimo di 50 m.

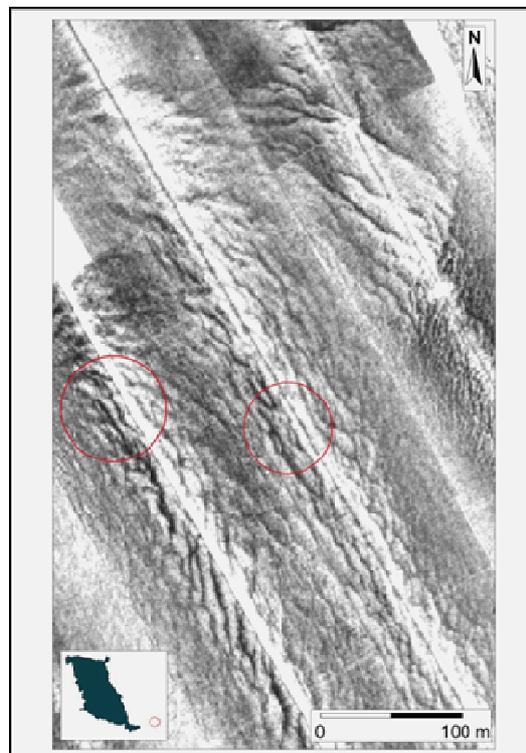
Esse sono caratterizzate da una evidente asimmetria e presentano il fianco più pendente orientato verso NO. La loro continuità laterale arriva fino a circa 500 m.



**Figura 6.4** - Dune di grandi dimensioni tipo 2D ( $20\text{ m} < \lambda < 30\text{ m}$ ) presenti alla profondità di 60-90 m lungo il settore meridionale della piattaforma continentale dell'isola di Marettimo (Lo Iacono, 2003).

#### Dune subacquee di grandi dimensioni 3D (Ashley, 1990)

Le dune 3D si sviluppano prevalentemente nel settore orientale della piattaforma esterna dell'isola di Marettimo con direzione NE-SO e N-S (Fig. 6.5). Esse presentano una lunghezza d'onda tra i 15 m e i 20 m e la loro estensione laterale di circa 50 m. A profondità di circa 80 m le creste di queste dune assumono una sinuosità spiccata, tale da generare delle strutture isolate e fortemente asimmetriche, definibili come dune subacquee 3D (tridimensionali), passanti in alcuni punti ad una geometria tipo barcane.



**Figura 6.5** – Dune di grandi dimensioni tipo 3D ( $15\text{ m} < \lambda < 20\text{ m}$ ) presenti alla profondità di 40-60 m lungo il settore sud-orientale della piattaforma continentale dell'isola di Marettimo, (Lo Iacono, 2003).

### **6.3 Strutture sedimentarie presenti nella piattaforma continentale dell'isola di Favignana.**

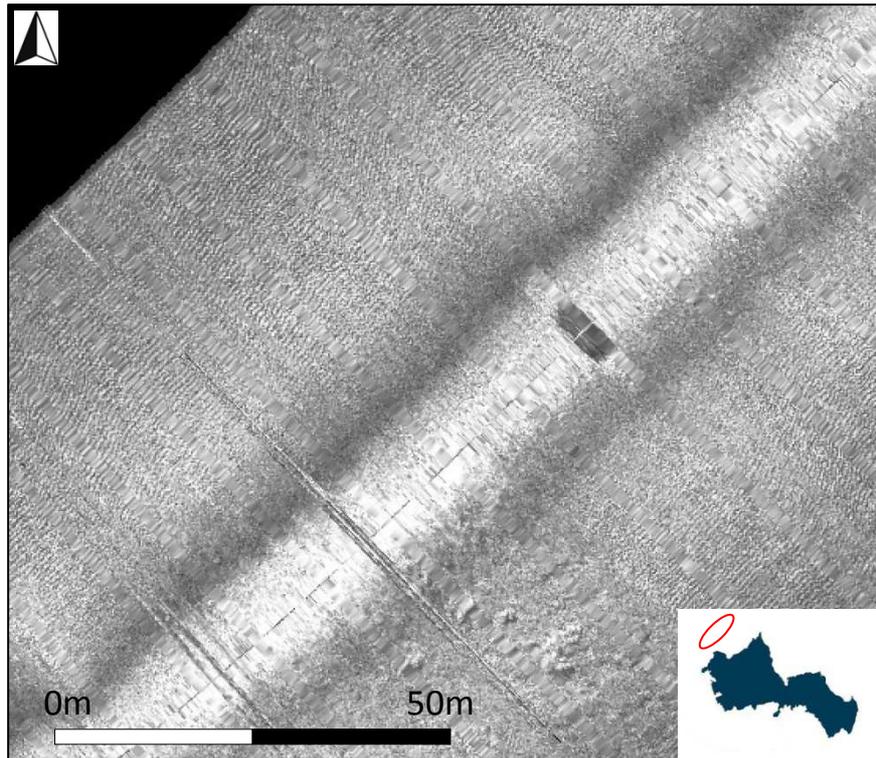
La piattaforma continentale dell'isola di Favignana fa parte dell'offshore della Sicilia nord-occidentale: verso est essa è unita alla terraferma tramite una lieve depressione; mentre verso ovest essa è caratterizzata dalla presenza di un ciglio di piattaforma, che si rinviene tra i 110 m e i 130 m di profondità .

La piattaforma continentale dell'isola di Favignana è caratterizzata da numerose strutture sedimentarie di tipo deposizionali, sia trasversali che longitudinali, che interessano principalmente la parte interna della piattaforma.

#### Dune subacquee di piccole dimensioni.

Lungo il settore meridionale ed occidentale della piattaforma interna di Favignana, sono state osservate strutture sedimentarie tipo dune di piccole dimensioni (Fig. 6.6). Si ritrovano a profondità che vanno dai 15 ai 55 m; esse sono caratterizzate da lunghezze d'onda che variano da 65 cm a circa 1,5 m e da un'altezza varia dai 5 ai 20 cm. Le dune mostrano una spiccata simmetria costante e la loro estensione laterale copre le diverse centinaia di metri.

Si distinguono due gruppi di dune, caratterizzati da differenti orientamenti delle creste. Il primo gruppo si trova lungo il settore settentrionale dell'isola ed è caratterizzato da un orientamento delle creste secondo una direzione NE-SO. Il secondo gruppo è disposto lungo il settore occidentale e meridionale dell'isola; ed è caratterizzato da creste con un orientamento principale secondo NO-SE. Queste strutture sono caratterizzate da un sedimento con una componente bioclastica ed una granulometria media di 0,2-0,5 mm (sabbie medie) e di 0,5-1 mm (sabbie grossolane) (Lo Iacono, 2003).



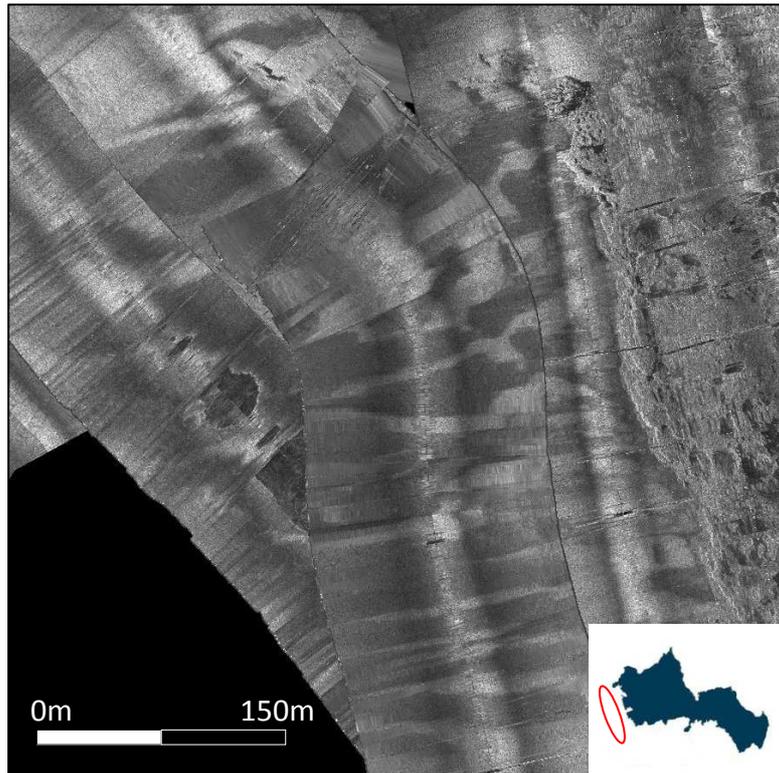
**Figura 6.6** - Dune sottomarine ( $0.6 \text{ m} < \lambda < 1.5 \text{ m}$ ) presenti alla profondità di 20 – 30 m, lungo il settore nord-occidentale della piattaforma continentale dell'isola di Favignana

### Ripples

Lungo i versanti settentrionali ed orientali dell'isola si osservano strutture sedimentarie tipo ripples, in particolare all'interno delle chiazze di sabbia della prateria a *Posidonia oceanica*. Si ritrovano alla profondità di 10-30 m; hanno una lunghezza d'onda che varia dai 30 ai 60 cm ed un'altezza massima di 6 cm. I ripples presentano un'orientazione che va da SE a NE. Il sedimento di cui sono costituiti è caratterizzato da una componente bioclastica ed una granulometria media variabile dalle sabbie fini alle sabbie grossolane, (Lo Iacono, 2003).

### Sand Patches

Le strutture sedimentarie longitudinali tipo *Sand Patches* sono presenti lungo il settore occidentale e meridionale della piattaforma continentale dell'isola di Favignana (Fig. 6.7). Si osservano ad una profondità di 30 m, distribuiti perpendicolarmente alla costa, con una direzione E-O. I sedimenti che caratterizzano queste strutture sedimentarie sono probabilmente sabbie medie e fini (Lo Iacono, 2003). I *Sand Patches* sono caratterizzati da una forma sinuosa e poco regolare; la loro larghezza varia da 20 a 100 m, mentre la loro lunghezza raggiunge alcune centinaia di metri.



**Figura 6.7** - Strutture sedimentarie tipo *sand patches* (facies scura), presente lungo il settore occidentale dell'isola di Favignana, alla profondità di 30m.

#### **6.4 Terrazzi deposizionali sommersi lungo la piattaforma continentale dell'isola di Favignana.**

Secondo D'Angelo et al. (2004) è possibile riconoscere una piattaforma di abrasione che congiunge le isole di Favignana e Levanzo alla terraferma con una debole pendenza, essa si estende per una decina di chilometri fino alla profondità di 80-90 m. Un'altra piattaforma d'abrasione, più interna, si segue alla profondità di 30-40 m fra Favignana e Levanzo ed a sud di Favignana e si raccorda a quella inferiore con un pendio regolare. La profondità del margine di piattaforma si mantiene in media sui 120 m, variando tra i 110 m ed i 130 m. Il ciglio si presenta ripido e rettilineo, in arretramento, a ONO di Favignana, indicando un'origine tettonica. Il ciglio della piattaforma è progradante a SSO di Favignana. Il cuneo di sedimenti, interpretabile come terrazzo deposizionale sommerso, si trova in una zona soggetta ad intensa erosione ed è anch'esso interessato a tratti da erosione successive. Il terrazzo deposizionale si imposta al bordo della piattaforma d'abrasione inferiore, cioè intorno agli 80-90 m di profondità. Si presenta allungato in direzione NNO-SSE per circa 10 km e si estende in larghezza fino a 2.5 km, con spessori variabili fino ad un massimo di 40 m in relazione alla pendenza della scarpata. E' costituito principalmente da sabbie pelitiche e da peliti sabbiose (D'Angelo et al. 2004). Sono riconoscibili più fasi nella costruzione del terrazzo deposizionale sommerso, che sono da mettere in relazione con le intense fasi di sedimentazione

impostatesi durante il basso stazionamento relativo all'ultimo evento glacio-eustatico. I loro relativi rapporti geometrici sono regolati dall'evoluzione successiva di alcuni tratti del margine della piattaforma, dalla direzione delle correnti di fondo, dai basculamenti, dai differenti tassi di subsidenza e dalla morfologia della retrostante piattaforma ( D'Angelo et al., 2004).

Durante la costruzione del terrazzo deposizionale, infatti, il livello del mare è sceso al di sotto dell'attuale; la piattaforma superiore è completamente emersa e la linea di costa è sensibilmente avanzata verso mare. Successivamente, secondo gli Autori, la tendenza al generale sollevamento dell'area ha determinato, a luoghi, condizioni di intensa erosione che, in generale, non hanno facilitato la conservazione di tali eventi deposizionali e che in quest'area hanno modellato il terrazzo deposizionale con tracce di erosione al tetto, accumuli alla base e dislocazioni di blocchi (D'Angelo et al. 2004).

## 7. Metodologie di indagine

### 7.1 Sistemi di posizionamento nei rilievi a mare

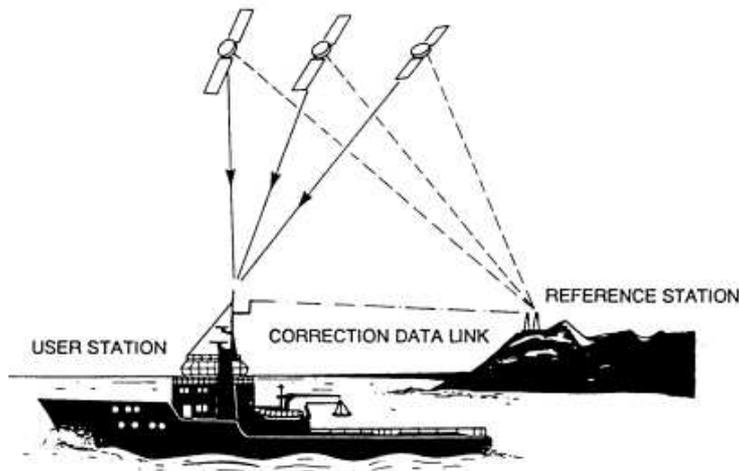
Il GPS (Global Position System) è un sistema di posizionamento satellitare che permette di conoscere la posizione nello spazio di un oggetto con precisione quasi assoluta. Esso è uno strumento che sfrutta la triangolazione che si crea fra il punto a terra ed i satelliti geostazionari. Perché si verifichi una triangolazione occorrono almeno tre satelliti, dei quali si deve conoscere la posizione. Il sistema sfrutta l'emissione di onde elettromagnetiche dal satellite, le quali vengono ricevute ed elaborate dallo strumento. La lunghezza dell'onda emessa dal satellite permette di calcolare la distanza fra il satellite ed il punto e quindi di rilevare la posizione nello spazio (latitudine e longitudine).

La configurazione complessiva del sistema GPS comprende tre distinti segmenti:

- Il segmento *spaziale*, formato da una costellazione di 24 satelliti orbitanti intorno alla Terra, geostazionari, posti ad una distanza di circa 20200 km, e che trasmettono in continuo segnali codificati.
- Il segmento di *controllo*, costituito da cinque stazioni GPS permanenti poste lungo l'equatore, esso è progettato in modo che siano visibili da qualsiasi punto della superficie terrestre almeno 4 satelliti al di sopra di un angolo di elevazione rispetto l'orizzonte di 15°. Questo segmento traccia i satelliti GPS, ne aggiorna la posizione orbitale e provvede alla calibrazioni e sincronizzazione degli orologi dei satelliti
- Il segmento *utente*, rappresentato da chiunque sia dotato di un ricevitore GPS. I ricevitori GPS utilizzano i codici del segnale GPS per distinguere quale satellite stanno "tracciando" in un determinato momento. I codici possono anche essere utilizzati per eseguire misure di posizionamento (misure di "pseudorange"). Il numero minimo di satelliti utili a fornire la posizione è di tre. Esso fornisce una precisione di circa 25 m RMS in condizioni ottimali (buona geometria e buona visibilità). Tale precisione è soggetta a decisioni autonome del Ministero Della Difesa Americano che ne cura la precisione e può essere degradata senza preavviso.

Il **DGPS** (*differential global position system*) è un sistema di posizionamento satellitare differenziale. Questo strumento serve per filtrare i rumori generati dal GPS, e quindi ridurre notevolmente l'errore dovuto alla *selective availability* o disponibilità selettiva, un disturbo generato appositamente dalla Difesa Statunitense che si va a sommare agli errori standard dello strumento. La correzione differenziale consente all'utente civile di migliorare l'accuratezza della

posizione da 15-20 m a 2-3 m, ma può arrivare a precisione di 50 cm. Esso richiede l'uso di stazioni a terra che trasmettono, generalmente via radio, le correzioni alle pseudo-range misurate per ogni satellite in vista mediante confronto con le coordinate assolute della stazione di riferimento (Fig. 8.1). Infatti il DGPS calcola la differenza del tempo effettivamente impiegato dal segnale affetto da errore a raggiungere le varie stazioni e quello impiegato per percorrere la distanza effettiva fra le stazioni.



**Figura 7.1** – Correzione differenziale effettuata tramite stazioni poste a terra. Il DGPS è quindi una metodologia di correzione, che collegata a tutti gli strumenti permette di ottenere un elevato dettaglio nei dati.

In qualche caso i segnali del satellite possono essere bloccati da edifici elevati, alberi, ponti, ecc, esistono quindi, per ovviare a questo problema varie tecniche di misurazione utilizzabili dalla maggior parte dei ricevitori GPS. Uno di questi è il metodo cinematico in tempo reale RTK, utilizzato per rilievi di dettaglio e per l'acquisizione di coordinate di molti punti in rapida successione.

## 7.2 Metodologie sismo-acustiche

Per lo svolgimento di questo lavoro di dottorato sono stati utilizzati dati, acquisiti con alcune metodologie d'indagine che rientrano nel campo delle geofisica. I principali sistemi utilizzati nelle indagini sismo-acustiche sono (Fig. 7.2):

- Sub-bottom Profiling (S.B.P.);
- Sparker;
- Side Scan Sonar (S.S.S.);
- Multibeam.

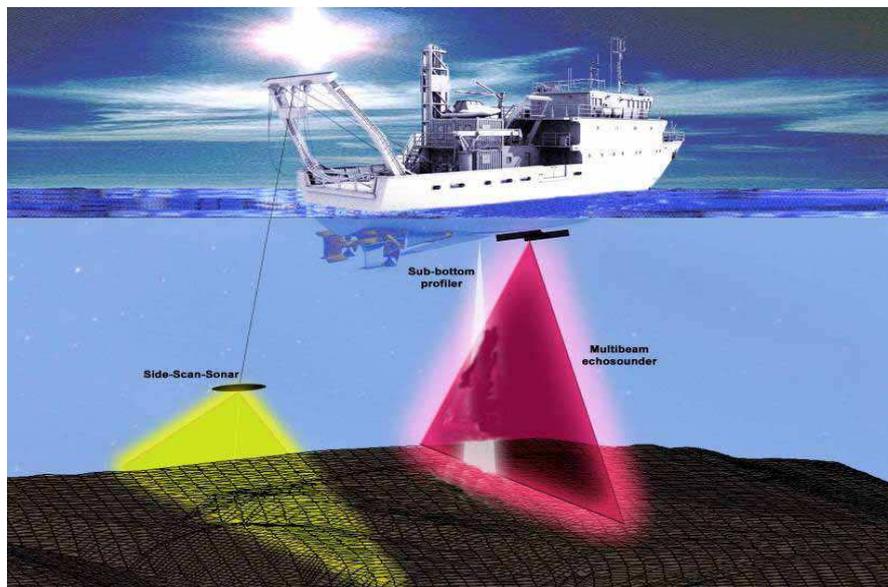


Figura 7.2 – Metodi di acquisizione.

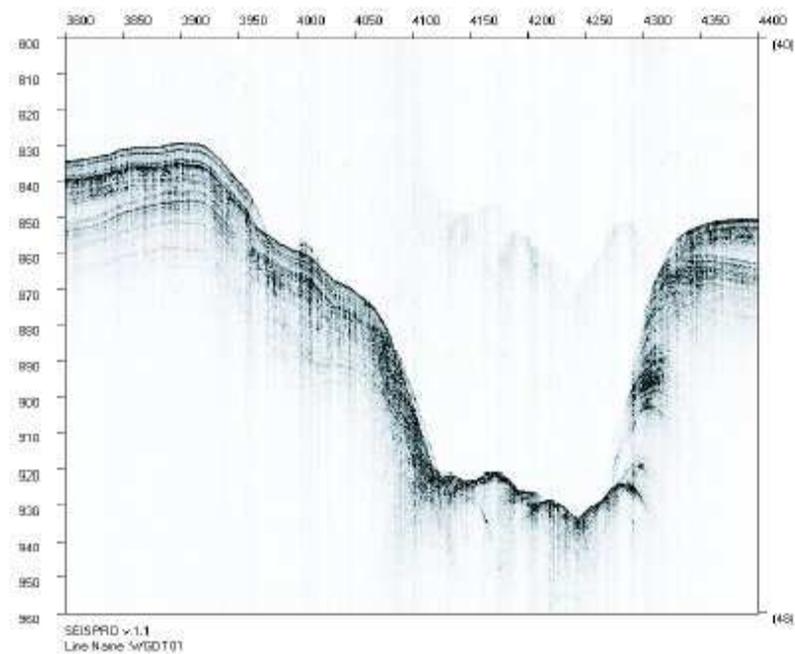
### 7.2.1 Sub-bottom profiling (S.B.P.)

Il Sub-bottom è una metodologia d'indagine che restituisce un profilo sismico nel quale sono contenute informazioni sulla geometria del fondo marino e sui primi metri del sottofondo marino. Questo strumento utilizza impulsi di energia acustica ad alta frequenza per ottenere un profilo sismico ad alta risoluzione e bassa penetrazione. Le onde acustiche emesse possono avere frequenze fra 1e 20 kHz, ciò varia in funzione del tipo di trasduttore utilizzato e dalle proprietà fisiche dei materiali indagati.

Il S.B.P. si basa sulla diversa velocità di propagazione che le onde acustiche hanno all'interno dei sedimenti, infatti queste vengono riflesse ogni volta che incontrano un' interfaccia tra corpi con caratteristiche elastiche differenti.

Il S.B.P. è costituito da un'unità hardware situata a bordo della nave, che serve per l'acquisizione dei dati, il controllo e la registrazione; ed un'unità sottomarina che può essere fissata alla chiglia della nave oppure trainata da essa tramite un cavo coassiale. Questa seconda unità emette degli impulsi di energia acustica ad intervalli regolari e riceve i segnali elettrici di ritorno che vengono opportunamente registrati su carta da un registratore grafico e digitalizzati. Gli impulsi acustici hanno una frequenza di 3.5 kHz.

I profili sismici che si ottengono vengono successivamente interpretati per ricavare informazioni sulle geometrie, sulle successioni e sulle caratteristiche delle facies sismiche dei corpi geologici riconosciuti, inoltre è possibile estrapolare valori quantitativi, quali lo spessore dei sedimenti o l'entità di dislocazioni superficiali (Fig. 7.3).



**Figura 7.3** – Profilo sismico acquisito con S.B.P.

### 7.2.2 Sparker

La sorgente sismica di tipo Sparker (Fig. 8.4) permette di investigare le strutture del sottosuolo fino ed oltre a 150-200 metri di profondità rispetto al fondo marino, ma con minor risoluzione. Come per il sub-bottom, lo sparker rileva i caratteri del sottofondo marino sfruttando le riflessioni prodotte ogni qualvolta le onde elastiche incontrano un'interfaccia fra corpi a diversa litologia o a diverse proprietà fisiche. Si basa, quindi, sulla registrazione dei tempi di ritorno delle onde riflesse dal sottofondo marino, in base alla diversa velocità di propagazione delle onde all'interno di esso. A differenza del SBP, il contenuto in frequenza dell'impulso generato da una sorgente sismica di tipo sparker varia tra 200 Hz e 2 kHz, questo permette di ottenere un profilo sismico a minore

risoluzione e maggiore penetrazione. In questo modo è possibile riconoscere le successioni litologiche del sottofondo marino e di indagare strutture più profonde. La sorgente utilizza una corrente elettrica ad alto potenziale (3000/4000 V), producendo impulsi con potenza di sparo di 1000 Joule. Essi vengono inviati ad una batteria di elettrodi in modo tale che il flusso di corrente che si produce genera un treno d'onde elastiche che viene immesso in acqua. Gli impulsi di ritorno vengono registrati da una serie di idrofoni disposti in serie lungo un cavo (streamer), trainato dalla nave a velocità costante.



**Figura 7.4** – La figura mostra la sorgente Sparker ed il cavo (streamer) che contiene gli idrofoni.

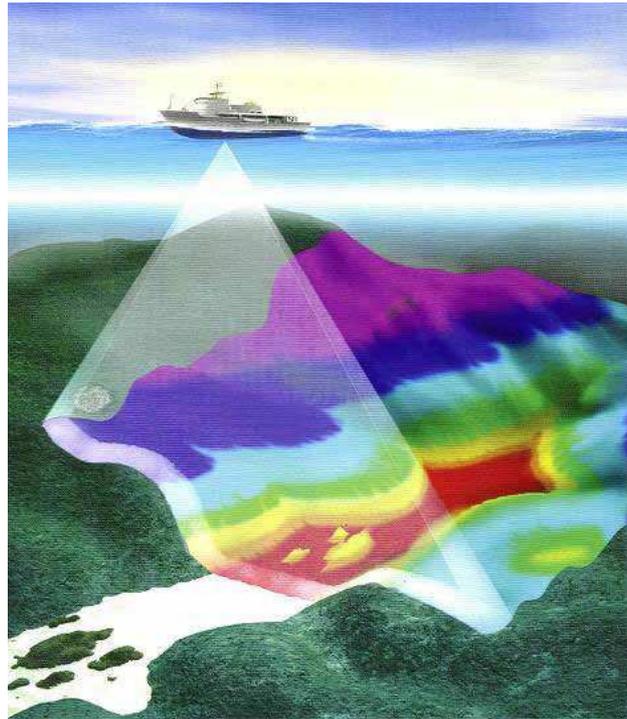
Da tutti gli idrofoni viene inviato un unico segnale elettrico che, dopo esser stato amplificato e filtrato arriva al sistema di registrazione. Ogni gruppo di idrofoni corrisponde ad una traccia del record sismico. Il cavo sismico può contenere uno o diversi gruppi di idrofoni, ognuno dei quali contiene, a sua volta da 1 a 20 idrofoni. La configurazione geometrica degli idrofoni rispetto alla sorgente è chiamata “spread configuration”.

### **7.2.3 Multibeam echosounder (MBES)**

Il Multibeam è uno strumento che restituisce informazioni morfo-batimetriche ad alta risoluzione spaziale e verticale del fondo marino. Esso rileva le coordinate caratteristiche di ogni dato acquisito, basandosi sulla profondità a cui viene rilevato; elabora i dati all'interno di una griglia e li rappresenta tridimensionalmente o in pianta, mediante una scala di colori.

Il termine Multibeam indica l'insieme di beam che un trasduttore direzionale emette simultaneamente verso il fondo del mare (Fig. 7.5). Le onde acustiche emesse sono caratterizzate da frequenze comprese fra 100 e 500 kHz, scelte in funzione della profondità del fondo del mare da indagare e della risoluzione che si vuole ottenere. Lo strumento rileva la distanza misurata in tempi,

fra il trasduttore ed il fondo marino ed in base al tempo trascorso fra l'emissione e la ricezione dell'impulso di ritorno, vengono calcolate le profondità di ogni punto indagato sul fondo marino. Il metodo di misura della distanza misurata in tempi fra il trasduttore ed il fondo marino è basato sull'analisi delle ampiezze e delle fasi del segnale di ritorno; la misura dei tempi tra l'emissione dell'impulso e il suo ritorno, ci da informazioni sulle coordinate spaziali di ogni punto del fondo illuminato dal fascio acustico.



**Figura 7.5** - L'immagine mostra il fascio perpendicolare alla direzione di navigazione di impulsi di energia acustica prodotto dal MBES.

I tempi impiegati da ciascun impulso emesso dal trasduttore nel percorrere il tragitto di andata e ritorno, sono convertiti in distanze, conoscendo la velocità di propagazione del suono in acqua e tenendo conto degli eventuali effetti di distorsione che il segnale può subire.

Alcuni errori significativi possono essere fatti se non si hanno informazioni sulle caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua, per questo motivo è necessario avere una buona misura di tali parametri di tutta la colonna d'acqua. Quindi in una indagine di tipo batimetrico è necessario calibrare costantemente lo strumento con il profilo delle velocità delle onde acustiche (SVP), effettuato tramite una sonda, dalla superficie al fondo mare dell'area che si investiga. Le caratteristiche fisiche dell'acqua (temperatura, conducibilità e di conseguenza velocità del suono) sono largamente variabili da luogo a luogo, oltre ad essere funzione del tempo (De Lauro et al., 2003).

L'ecoscandaglio multifascio (MBES), è costituito da un trasduttore, una Processing Unit, una stazione di controllo, un compensatore di moto ondoso, una sonda CTD per la misura della velocità

del suono lungo la colonna d'acqua ed una girobussola di precisione. Questa configurazione del sistema permette di ottenere dati batimetrici ad elevata configurazione spaziale e verticale su fasce larghe fino a 4 o più volte la profondità dell'acqua sotto la verticale del trasduttore (Fig. 7.6) (De Lauro et al., 2003).

Una volta che per ogni singolo fascio acustico sono stati assegnati angolo, tempo di ritorno e correzione della velocità del suono, un sistema di elaborazione in tempo reale e/o in fase di post-processing, è in grado di calcolare per ogni punto del fondo illuminato dal fascio, le rispettive coordinate spaziali.

Dal momento che il trasduttore è montato su una piastra sotto la chiglia della nave ed essendo solidale ad essa, è quindi soggetta a tutti i movimenti del natante, viene aggiunto al MBES un compensatore di moto ondoso interfacciato con una girobussola di precisione in grado di fornire per ogni istante le inclinazioni dalla propria verticale e le accelerazioni verticali del mezzo (Fig. 7.8).

Tali dati sono riportati nel sistema di riferimento del trasduttore, e vengono assegnate le posizioni dei segnali di ritorno, convertendo in distanze i tempi e correggendo gli angoli delle misure fornite dal compensatore di moto ondoso (De Lauro et al., 2003).



**Figura 7.6** – L'immagine a sinistra mostra il trasduttore montato su un palo nella parte laterale dell'imbarcazione; l'immagine a destra mostra il trasduttore posto sotto la chiglia dell'imbarcazione.

## 8. Dati analizzati e modalità di raccolta

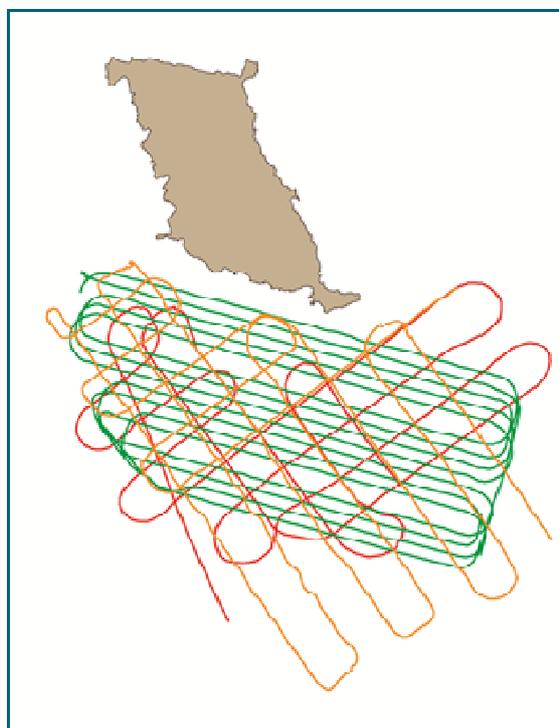
Per lo studio dell'area oggetto di questo lavoro, sono stati utilizzati numerosi dati sismo--acustici, acquisiti in diverse campagne oceanografiche. In particolare sono stati analizzati: sonogrammi side scan sonar (SSS), profili sub-bottom profile (SBP), profili sismici Sparker, dati multibeam (MBES) e campioni del fondo marini. I dati utilizzati per lo studio dell'arcipelago delle Egadi sono stati acquisiti nell'ambito di progetti di ricerca condotti dal Dipartimento di Scienza della Terra e del Mare e da altri enti pubblici (ISPRA, CNR-IAMC, NATO-Saclant) o privati (CEOM)

### 8.1 Acquisizione dei dati sismo-acustici

Campagne oceanografiche effettuate per l'acquisizione dei dati geofisici lungo l'arcipelago delle Egadi:

#### Campagna "Enverse '98".

La campagna oceanografica Enverse '98 è stata realizzata nel novembre del 1998, nell'ambito del progetto della Saclantcen NATO di La Spezia, a bordo della nave " Alliance". In questa occasione sono stati acquisiti profili sismo-acustici di tipo Uniboom e Side Scan Sonar lungo il versante meridionale della piattaforma continentale dell'isola di Marettimo. I dati sismo-acustici sono stati acquisiti in formato analogico, (Fig. 8.1).

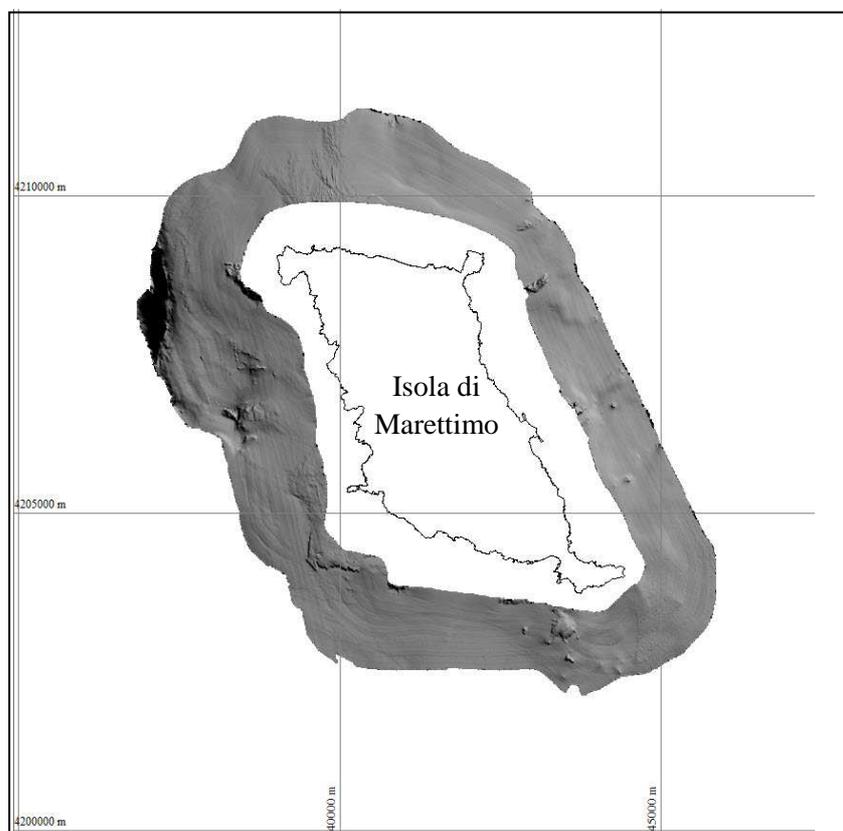


**Figura 8.1** - Linee di navigazione SSS e Uniboom. Campagna EnVerse 98.

### Campagna “Egus 2001”:

La campagna oceanografica Egus 2001 è stata realizzata tra il 20-31 ottobre. Durante questa campagna sono stati effettuati rilievi Multibeam in numerose aree del margine nord-occidentale siciliano, tra cui l’isola di Marettimo (Fig. 8.2). E’ stato utilizzato il Multibeam Reason 8111, che opera con una frequenza di 100 kHz ed ad una profondità che va dai 5 agli 800 m. Lo *swath* (fascio di emissione dalla sorgente) di questo strumento, è composto da 101 impulsi (beams), ampi  $1.5^{\circ}$ , per un’ampiezza totale massima di  $150^{\circ}$ .

Durante l’acquisizione lungo l’isola di Marettimo, sono state raggiunte profondità tra i 20 m ed i 65 m. La registrazione è avvenuta con una celle di acquisizione di 5 m che ha permesso di rilevare i principali elementi morfologici dell’area.



**Figura 8.2** - Dati batimetrici intorno l’isola di Marettimo, Campagna Egus 2001.

### Campagna “Egus 2002”.

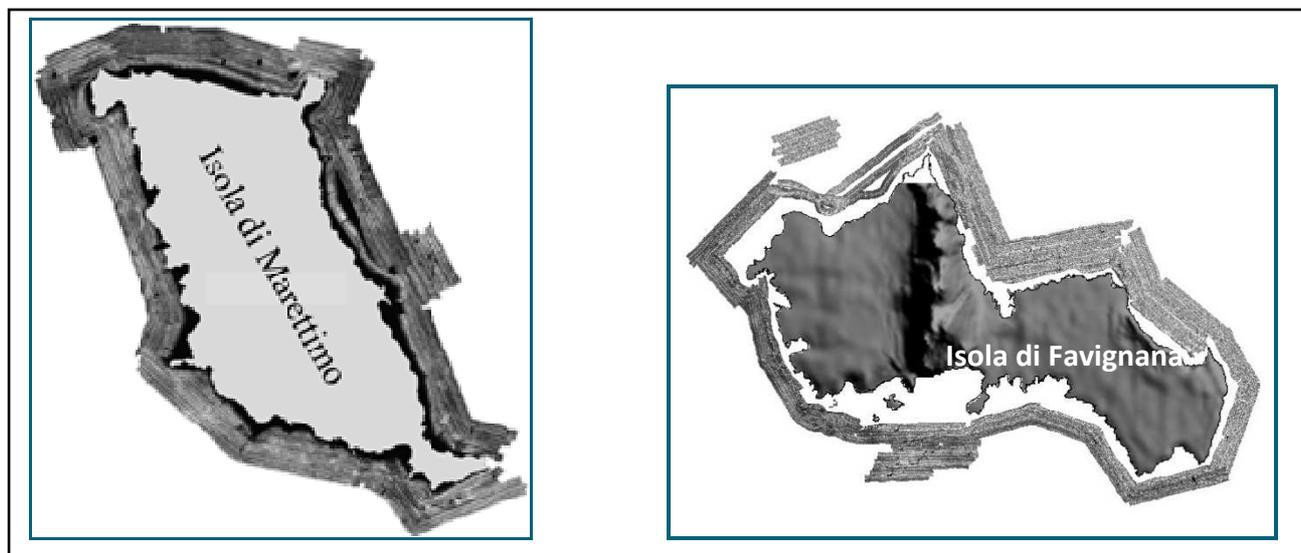
La campagna oceanografica Egus 2002 è stata realizzata nell’ambito del Progetto Gebec Sud, tra il 18 ottobre ed il 12 novembre 2002, a bordo della N.O. “Medma” In questa occasione è stato possibile realizzare un rilievo side scan sonar dei fondali della piattaforma interna delle isole Egadi, al fine di ottenere una restituzione cartografica dettagliata della geomorfologia e della sedimentologia dei fondali, (Fig. 8.3). Per il rilievo è stato impiegato un sistema di acquisizione

interamente digitale con un tow-fish della *Bebthos-Datasonics*, modello SIS 1500, associato al software di acquisizione ISIS della “Triton Elics”. L’intero rilievo è stato eseguito con l’ausilio di un sistema di posizionamento dinamico satellitare con correzione differenziale del segnale GPS (DGPS).

Il rilievo è stato realizzato cercando di ottenere una riproduzione completa del fondale dalla linea di costa fino ad una profondità di 60-70 m circa. Complessivamente attorno alle tre isole principali delle Egadi sono stati acquisiti circa 250 km di profili acustici a scansione laterale. Le linee sono state registrate utilizzando un segnale con frequenza di 100 kHz.

Il rilievo è stato realizzato cercando di ottenere una riproduzione completa del fondale, dalla linea di costa fino ad una profondità di 60- 70 m. A tale fine ogni profilo ricopre una fascia di fondale ampia 150 m ed ogni traccia di profilo è sovrapposta per il 30 % dalla traccia successiva.

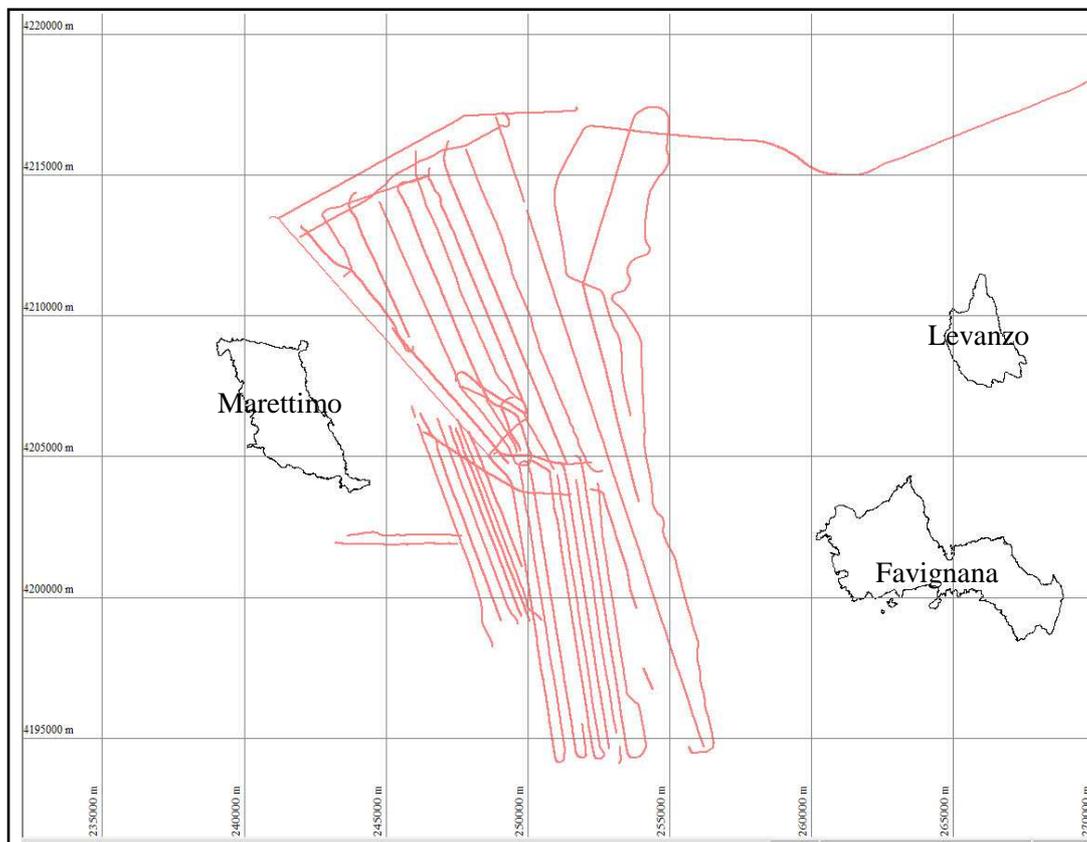
Inoltre, durante la campagna oceanografica Egus 2002 è stato possibile fare un rilievo multibeam nel settore meridionale della piattaforma continentale interna dell’isola di Favignana; ed anche in questa occasione è stato utilizzato il Multibeam “Sea Bat 8111” della Reason. Durante l’acquisizione lungo la piattaforma continentale dell’isola di Favignana, sono state raggiunte profondità pari a -70 m; mentre l’ampiezza del fascio acustico ha raggiunto un massimo di 100 m. La registrazione, effettuata con una cella di acquisizione di 5 m di lunghezza, ha permesso di individuare con precisione i principali rilievi morfologici dell’area.



**Figura 8.3** – Side scan sonar lungo le isole di Marettimo e Favignana. Campagna Egus 2002.

### Campagna “DPF 2004”.

La campagna oceanografica DPF 2004 è stata realizzata tra il 19 aprile e il 25 aprile del 2004, a bordo della N.O. Universitatis. Durante la campagna oceanografica è stato possibile fare un rilievo multibeam lungo il canale di Marettimo, al fine di ricostruire i caratteri morfo-batimetrici dell’area (Fig. 9.4). I dati multibeam sono stati prodotti da un ecoscandaglio radiale multifascio SeaBat 8160 Reson. Le strategie di acquisizione hanno previsto una scansione ad alta risoluzione del fondale con una sovrapposizione delle strisciate del 20% ed un filtraggio angolare dell’angolo di spazzata (nadir filter) del 20% (10% per lato). Durante tutta l’acquisizione è stato mantenuta un’apertura minima del beams attraverso la traccia di  $2.0^{\circ}$ . I dati acquisiti sono stati controllati a bordo e poi salvati su supporto digitale per le successive fasi di elaborazione.



**Figura 8.4** – Dati batimetrici lungo il canale di Marettimo. Campagna DPF 2004.

## 8.2 Elaborazione dei dati side scan sonar

E' stata effettuata un'analisi ed un'interpretazione delle registrazioni SSS. I record analogoci registrati durante la campagna Enverse '98, sono stati interpretati sul classico supporto cartaceo. I dati provenienti dalla campagna oceanografica "Egus 2002", registrati in formato digitale, sono stati processati tramite il software ISIS. Questo programma permette di gestire i dati acustici, di migliorare il rapporto segnale/rumore e di associare ogni profilo alla sua corretta posizione geografica. Mediante l'uso del programma Delphmap, è stato possibile visualizzare insieme tutti i profili, disposti nelle loro corrette posizioni e quindi realizzare un mosaico digitale. Il mosaico ottenuto, rappresentata in scala di grigi, ha permesso di vedere le diverse risposte acustiche dei corpi presenti sul fondo del mare.

Successivamente è stata eseguita un'interpretazione, basandosi sugli attributi del segnale acustico e tenendo conto delle informazioni provenienti dai rilievi subacquei e dall'analisi dei campioni prelevati sul fondo.

## 8.3 Elaborazione dei dati multibeam

### Elaborazione dei dati multibeam delle Isole Egadi

I dati batimetrici MBES, utilizzati per l'analisi dell'offshore delle Isole Egadi, sono stati elaborati con il software PDS2000 (Reason), dotato di algoritmi utili per l'interpolazione dei dati batimetrici e per il calcolo del modello batimetrico.

I dati grezzi (raw files) ottenuti, hanno subito un'elaborazione che consiste in:

- georeferenzazione del dato;
- compensazione dei sensori di moto ondoso;
- correzione della velocità del suono in acqua;
- identificazione e rimozione del rumore (mediante filtraggio);
- correzioni relative alla distribuzione degli ostacoli (editing);
- interpolazione.

Lo scopo dell'elaborazione è quello di eliminare eventuali anomalie ed errori dei dati grezzi (*raw file*) prodotti durante l'acquisizione; sia attraverso l'applicazione di filtri che manualmente.

Sono stati utilizzati i filtri: "*deth and range filters*" e "*nadir and slope filters*". Il filtro *Depth* viene usato, in genere, per filtrare i valori di profondità minima e massima dal trasduttore, cosicché le profondità fuori da questi valori di filtro vengono rigettate. Il filtro di *Range*, è un filtro a geometria radiale che a partire dal trasduttore filtra, anche in questo caso, i valori massimi e minimi, per cui i valori che ricadono al di fuori del range importato vengono filtrati.

Il *Nadir filter* si proietta diritto in basso dal trasduttore e viene usato per filtrare tutti i punti che cadono al di fuori dei limiti angolari, ovvero quelli che ricadono al di fuori dell'apertura angolare imposta dallo strumento. Lo *Slope filter* si usa per eliminare principalmente gli spike dal profilo.

Altri filtri usati sono il "*Beam Reject Filter*", che permette di eliminare i singoli beams dalle posizioni laterale dello Swath (l'insieme dei beams) e "*Beam Quality Filter*" che migliora la qualità dell'intera spazzata.

Dopo questa prima fase di elaborazione, il dato acquisito ha subito una riduzione complessiva del rumore; e si è passati alla seconda fase di elaborazione, ovvero "l'Editor del multibeam", in cui è stato possibile eliminare gli errori rimasti manualmente.

Successivamente è stato realizzato un Digital Terrain Model (DTM), dove è stato necessario configurare la dimensione di cella. In questa fase è stato possibile effettuare l'interpolazione di dati mancanti, ovvero, facendo una media di profondità tra i dati acquisiti adiacenti ed il punto mancante. Esistono tre tipi di interpolazione con tre algoritmi differenti, che vengono utilizzati in base alla grandezza del gap da interpolare: l'interpolazione direzionale; l'interpolazione circolare e l'interpolazione triangolare. In questo caso è stata utilizzata l'interpolazione circolare; in cui sono stati creati alcuni poligoni che racchiudevano sia il dato mancante che i dati reali; ed è stata fatta una media delle profondità.

Dopo il processo di interpolazione, il DTM è stato esportato in formato ASCII (American Standard Code for Information Interchange), essenziale per i programmi di interpretazione.

Per la restituzione dei dati morfo-batimetrici e l'interpretazione dei principali elementi morfologici, sono stati adoperati i seguenti software: Surfer Golden Software; Global mapper.

## 9. Risultati dei rilievi sismo-acustici condotti nelle isole Egadi

### 9.1 Il sistema piattaforma-scarpata delle isole Egadi

Dal punto di vista fisiografico, l'arcipelago delle Egadi è costituito da una piattaforma continentale e da una scarpata continentale (Fig. 9.1). La piattaforma continentale è divisa in due settori: ad ovest, la piattaforma continentale dell'isola di Marettimo ed ad est la piattaforma continentale dell'isola di Favignana e Levanzo, collegata alla terraferma da una depressione profonda circa 30 m. L'elemento di separazione tra i due settori della piattaforma continentale delle isole Egadi è il Canale di Marettimo.

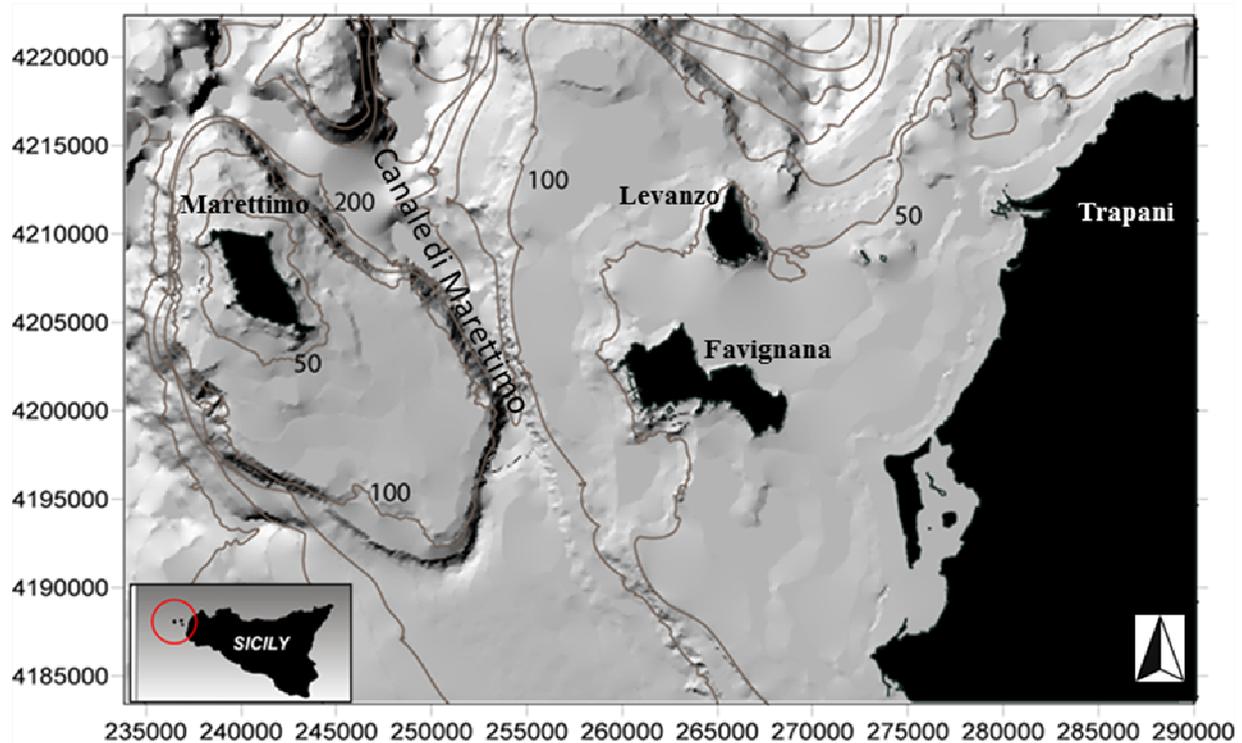


Figura 9.1 - Carta batimetrica in modalità *shaded relief* dell'arcipelago delle Egadi (batimetria in metri).

La piattaforma continentale di Marettimo rappresenta la porzione più ridotta ed isolata del margine continentale della Sicilia nord-occidentale e presenta una forma romboidale con l'asse maggiore orientato secondo la direzione NNO-SSE.

La sua superficie totale è di circa 200 km<sup>2</sup>, la sua ampiezza varia da un minimo di 3 km nel settore settentrionale ad un massimo di 12 km nel settore meridionale, mentre la sua lunghezza, raggiunge i 25 km.

La piattaforma dell'isola di Marettimo si divide in due zone: quella interna meno sviluppata, con un'inclinazione media di 0,9° si estende dall'area sottocosta fino a circa 90 m, profondità alla quale si osserva un aumento di pendenza, e quella esterna più ampia, con un'inclinazione media di 1°, che arriva fino al ciglio della piattaforma, alla profondità media di 130 m. . La batimetria della

piattaforma esterna si presenta irregolare; sono stati osservati, infatti, diversi affioramenti rocciosi e terrazzi erosivi alla profondità di 75 e 90 m, (Agate et al., 1998).

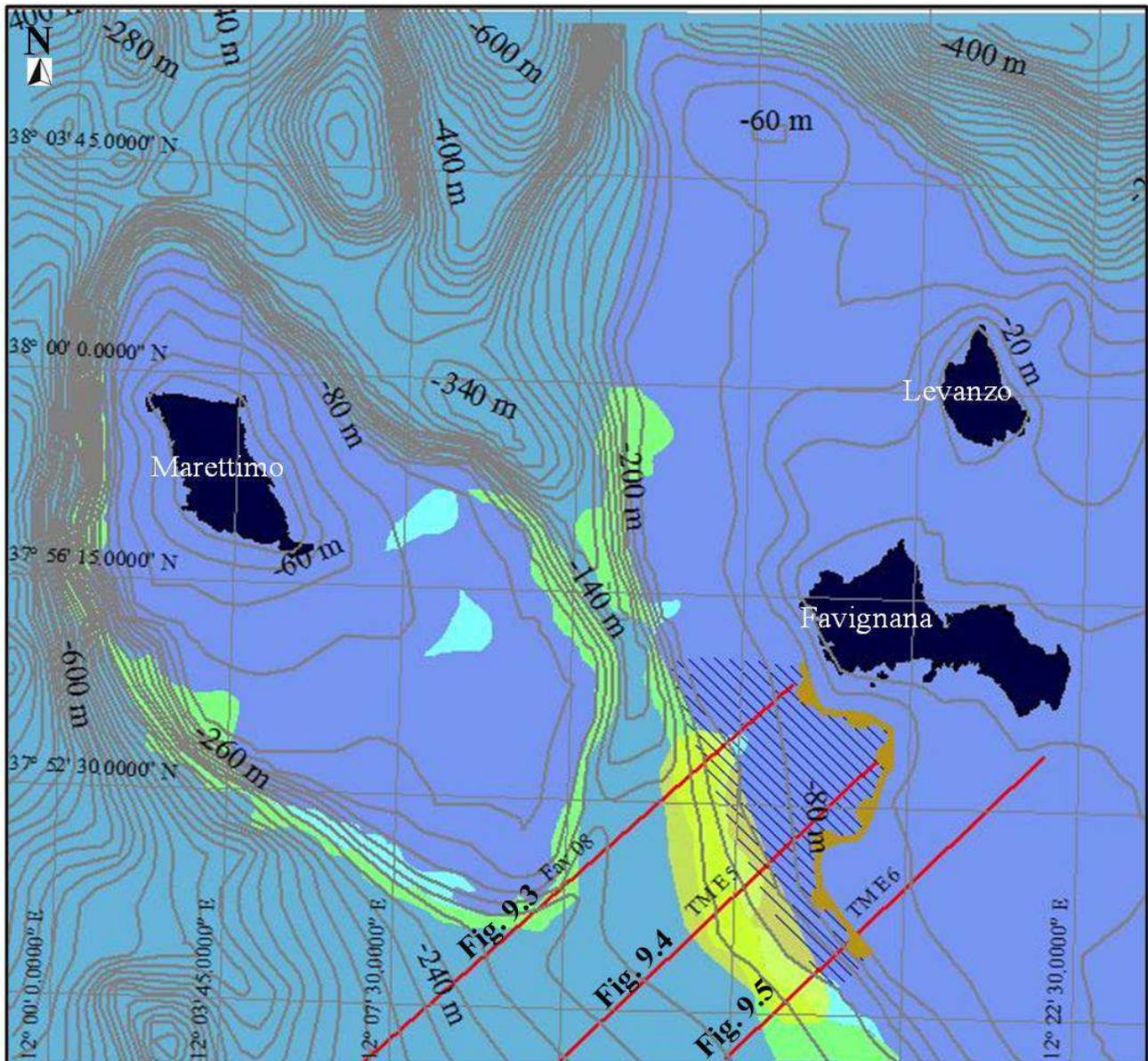
La piattaforma continentale di Favignana e Levanzo è parte integrante dell'esteso offshore della Sicilia nord-occidentale. Fino alla profondità di circa 30 m, i fondali sono caratterizzati dalla presenza di una vasta prateria a *Posidonia oceanica*, che fa parte di un posidonieto ritenuto tra i più estesi dell'intero Mediterraneo. Questo si estende, per circa 30 mila ettari, dall'arcipelago delle isole Egadi a Nord fino all'offshore di Mazara del Vallo a Sud.

La piattaforma continentale dell'isola di Favignana e Levanzo presenta una debole pendenza e si estende fino ad un massimo di circa 10 km. Dal punto di vista morfologico la piattaforma continentale dell'isola di Favignana si può dividere in due settori: il settore orientale che è caratterizzato da valori di pendenza molto ridotti e presenta rilievi morfologici poco sviluppati; ed il settore occidentale che si estende da un valore massimo di circa 1.8 km nel settore settentrionale, fino ad un valore minimo di circa 500 m, osservabile lungo il settore sud-ovest (Fig. 9.1).

Dall'analisi dei profili sismo-acustici, inoltre, emerge che la piattaforma continentale di Favignana e Levanzo è caratterizzata da due piattaforme d'abrasione: una più esterna che si sviluppa fino alla profondità di 80-90 m; ed una più interna, che si ritrova alla profondità di 30-40 m e si raccorda con quella inferiore con un pendio regolare (D'Angelo et al., 2004).

Il ciglio della piattaforma si mantiene tra i 100 m e i 130 m di profondità. Il ciglio si presenta ripido ed in arretramento a O-NO dell'isola di Favignana, indicando un possibile controllo strutturale. A SO dell'isola di Favignana, il ciglio della piattaforma si presenta meno marcato e si riconoscono depositi progradanti (Agnesi et al., 1993; D'Angelo et al., 2004).

Il cuneo deposizionale si trova in un settore soggetto ad intensa erosione. Esso si imposta lungo il ciglio della piattaforma d'abrasione inferiore, cioè intorno agli 80-90 m di profondità (Fig. 9.2). Il cuneo dei sedimenti in progradazione si sviluppa lungo la direzione NNO-SSE per circa 10 km e si estende in larghezza fino ad un massimo di 2.5 km, con spessori variabili fino a 40 m (Fig. 9.2). Verso nord il cuneo deposizionale si rastrema per chiudersi lateralmente dove la scarpata si fa più ripida in corrispondenza del punto più stretto del canale.



**Figura 9.2** – Stralcio della carta morfologica delle isole Egadi, (in giallo il cuneo de posizionale in esame, in rigato obliquo la superficie di erosione al tetto dei depositi progradanti, la linea arancione con i dentini indica la rottura di pendio concava che delimita verso terra la superficie di erosione al tetto dei depositi progradanti, in verde e celeste i depositi progradanti LST e FSST, in rosso i profili sismici analizzati).

L'apertura del cuneo deposizionale è posta alla profondità di circa 80 m, in corrispondenza della rottura di pendio concava che delimita verso terra la superficie di erosione al tetto dei depositi progradanti. La chiusura del cuneo sembra potersi individuare a circa 160 m di profondità, mentre il ciglio del cuneo è posto in questo settore intorno a 100/110 m di profondità.

Lungo il versante orientale del canale di Marettimo, a sud-ovest dell'isola di Favignana, all'interno del cuneo deposizionale si riconoscono tre fasi di accrescimento del margine progradante, debolmente marcate da lievi flessure lungo il fondo marino. Il cuneo è costituito da unità acustiche

trasparenti e verso il largo da riflettori progradanti obliquo-sigmoidali in cui è riconoscibile una stasi ed una successiva ripresa della progradazione.

Dal profilo sismico Fav 08 (Fig. 9.3), si nota che il margine della piattaforma continentale è caratterizzata da depositi stratificati interrotti da una superficie di erosione con morfologia articolata, su cui poggiano, con netto stacco morfologico, i depositi progradanti; qui si riconoscono tre fasi di accrescimento, separabili in base a lievi flessure osservabili sul fondo marino. L'apertura del cuneo è posta a 105 m di profondità, il ciglio dalla piattaforma a 110 m e la chiusura del cuneo a 140 m di profondità.

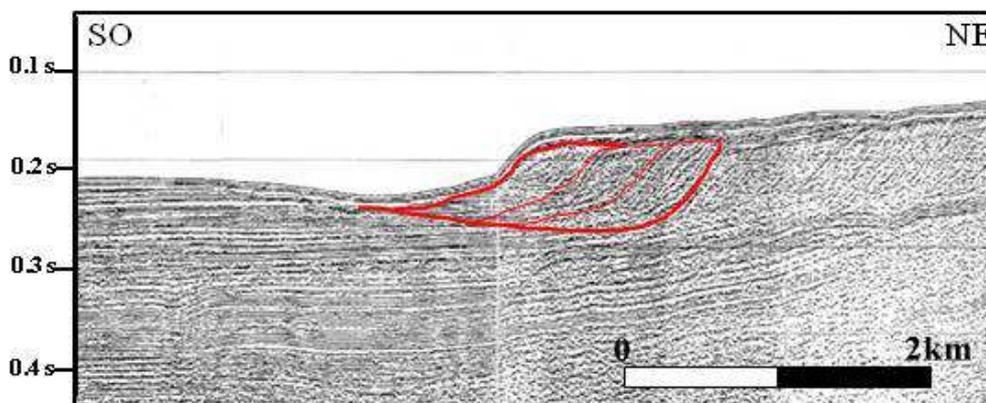


Figura 9.3 - Profilo sismico Fav 08, la linea rossa indica il cuneo progradante (ubicazione in Fig. 9.2).

Lungo il profilo TM E5 (Fig. 9.4), la struttura progradante poggia lateralmente su un pendio con un'elevata inclinazione ( $14^\circ$ ). L'apertura del cuneo si trova alla profondità di 105 m; esso è caratterizzato verso l'alto da una superficie erosiva. Verso il ciglio, la progradazione è più evidente. Si riconoscono le tre fasi di deposizione, marcate da flessure sul fondo marino. Il ciglio è posto alla profondità 115 m, mentre la chiusura del cuneo è posta alla profondità di 160 m. Anche in questo caso è delimitato alla base da una superficie d'erosione che tronca depositi stratificati.

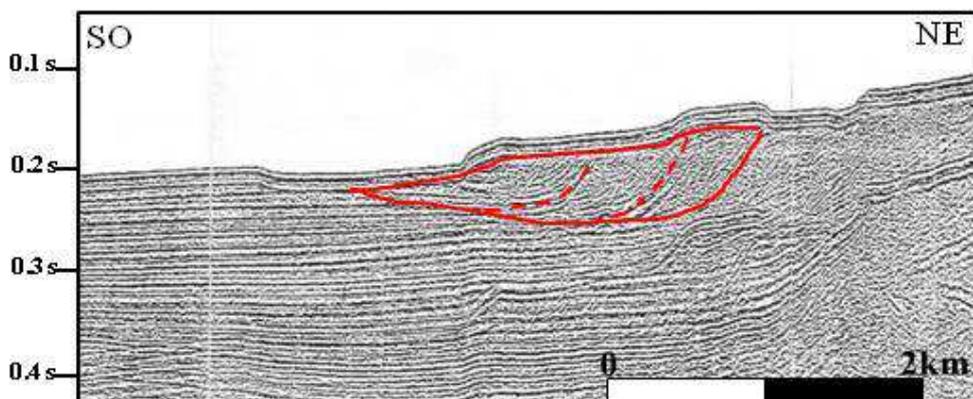
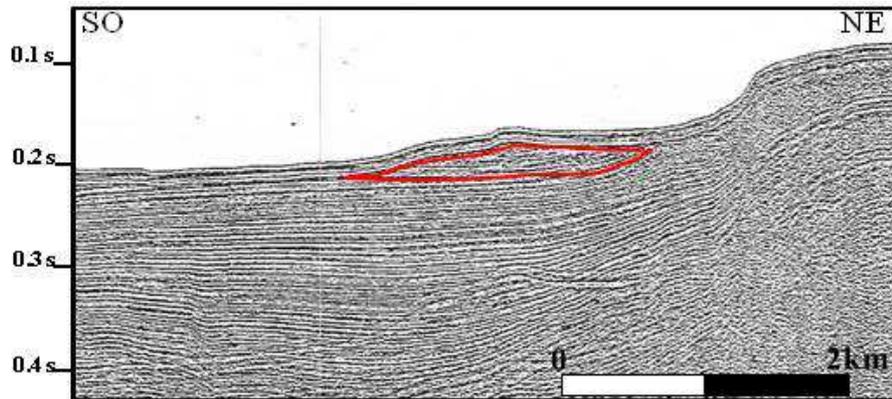


Figura 9.4 - Profilo sismico TM E5, la linea rossa indica il cuneo progradante (ubicazione in Fig. 9.2).

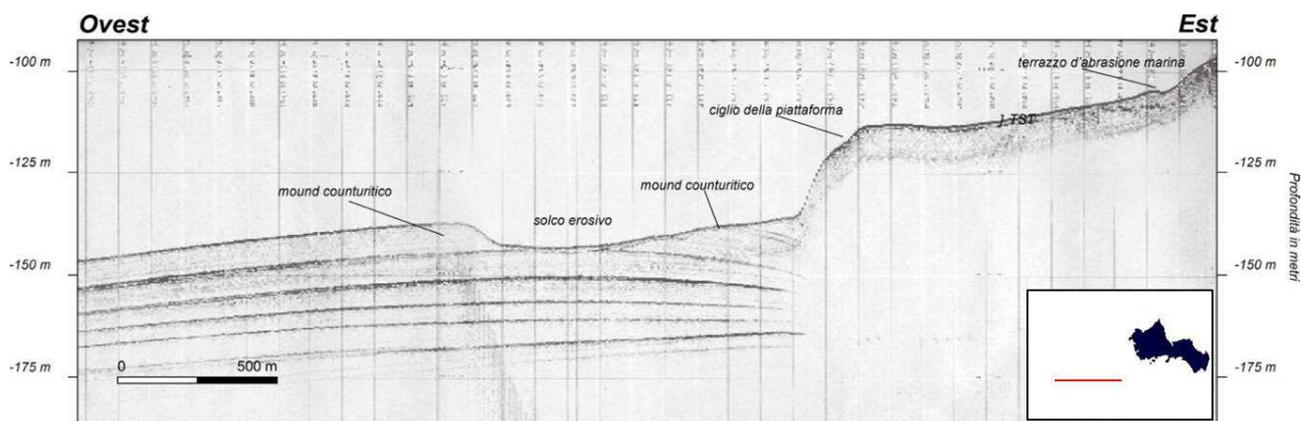
Lungo il profilo TM E6 (Fig. 9.5), il bordo della piattaforma si presenta molto marcato e ripido;. Qui l'erosione sembra aver interessato profondamente il cuneo deposizionale fino a lasciarne solo le parti basali formando una struttura deposizionale relitta situata a valle del ciglio della piattaforma. Del cuneo deposizionale si è, infatti, preservata solo una porzione spessa poco più di 50 m, che costituisce il relitto d'erosione posto al centro del profilo. Di tale struttura è identificabile solo la chiusura del cuneo, a 135 m di profondità.



**Figura 9.5** - Profilo sismico TM E6, la linea rossa indica il cuneo progradante (ubicazione in Fig. 9.2).

Al tetto del cuneo deposizionale si osserva un'ampia superficie di erosione (Fig. 9.3) che si sviluppa in direzione NNO-SSE per circa 15 km e si estende in larghezza fino a 5 km (Fig. 9.2). Verso nord questa superficie termina dove la scarpata si presenta più ripida ed il canale di Marettimo si restringe; essa assume un andamento abbastanza regolare nel settore settentrionale del cuneo, mentre mostra una topografia articolata nel settore meridionale (Fig. 9.3 e 9.4)

L'origine di questa superficie è probabilmente duplice: in parte essa si è originata come superficie di abrasione marina per il passaggio della linea di riva durante le fasi iniziali della trasgressione olocenica, ed in parte è stata ulteriormente scavata da processi erosivi probabilmente dovuti a correnti di fondo. Anche a valle della chiusura del cuneo deposizionale si osserva un'ampia incisione scavata nei depositi che tappezzano il fondo del canale (Fig. 9.3 – 9.6).



**Figura 9.6-** Profilo sismico Sub-bottom Chirp attraverso la scarpata superiore a sud-ovest di Favignana, solcata da un'ampia incisione canalizzata nei depositi pleistocenici.

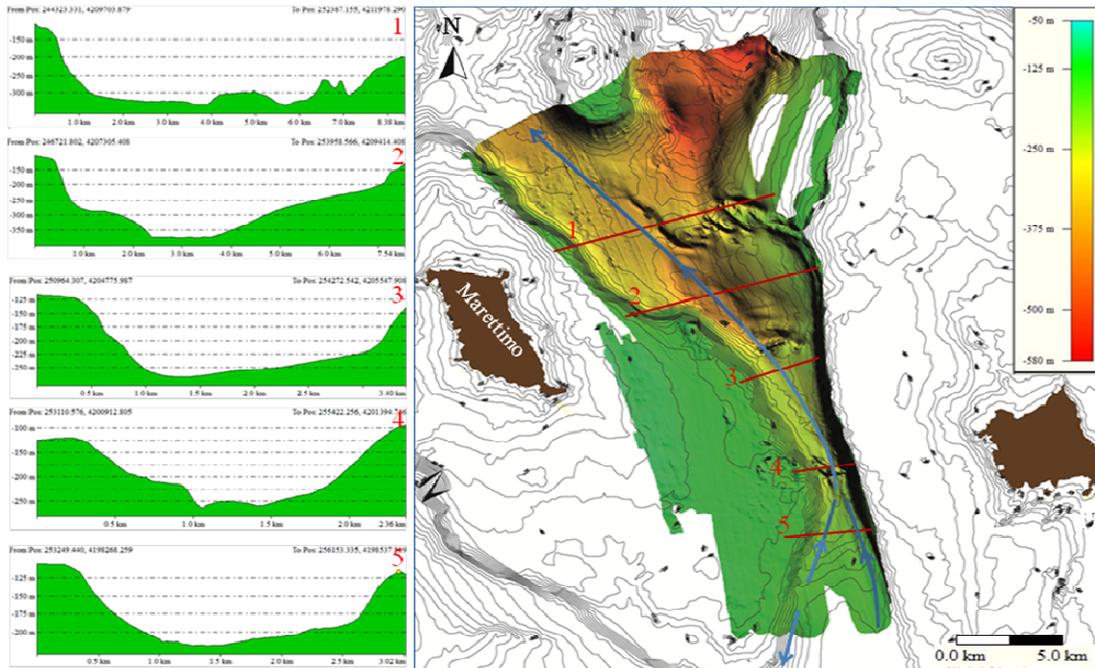
Il canale di Marettimo è una depressione morfologica allungata in direzione NNO-SSE, interposta tra la piattaforma continentale delle isole di Favignana e Levanzo ad est e quella dell'isola di Marettimo ad ovest. Il canale di Marettimo si sviluppa per una lunghezza di circa 24 km ed una larghezza che varia da un massimo di 15 km nel settore settentrionale, ad un minimo di 2 km nel settore meridionale; esso presenta una profondità massima di 450 m (Fig. 9.7). L'area rilevata col multibeam all'interno del canale si estende per circa 127 km<sup>2</sup>.

Il canale di Marettimo è caratterizzato dalla presenza di una sella morfologica, alla profondità di circa 85 m, che separa due settori principali: uno meridionale che si approfondisce verso sud ed uno settentrionale che si approfondisce verso nord.

I fianchi del canale di Marettimo appartengono rispettivamente, ad ovest alla la scarpata continentale di Marettimo ed ad est alla scarpata continentale di Favignana.

La scarpata continentale dell'isola di Marettimo si sviluppa dal ciglio della piattaforma, (profondità di 130 m), fino ad una profondità massima di 450 m; essa presenta una pendenza media di circa 15° e mostra un andamento molto irregolare, a causa di numerosi gullies che la tagliano perpendicolarmente e di alcune nicchie di frane che si sviluppano a partire dal ciglio della piattaforma (Fig. 9.7).

La scarpata continentale dell'isola di Favignana, lungo il fianco orientale del canale di Marettimo, si sviluppa dal ciglio della piattaforma (profondità di 120 m), fino ad una profondità massima di 300 m ed ha una pendenza di circa 16°. Anche qui i gullies solcano la scarpata perpendicolarmente, rendendola accidentata (Fig. 9.7).

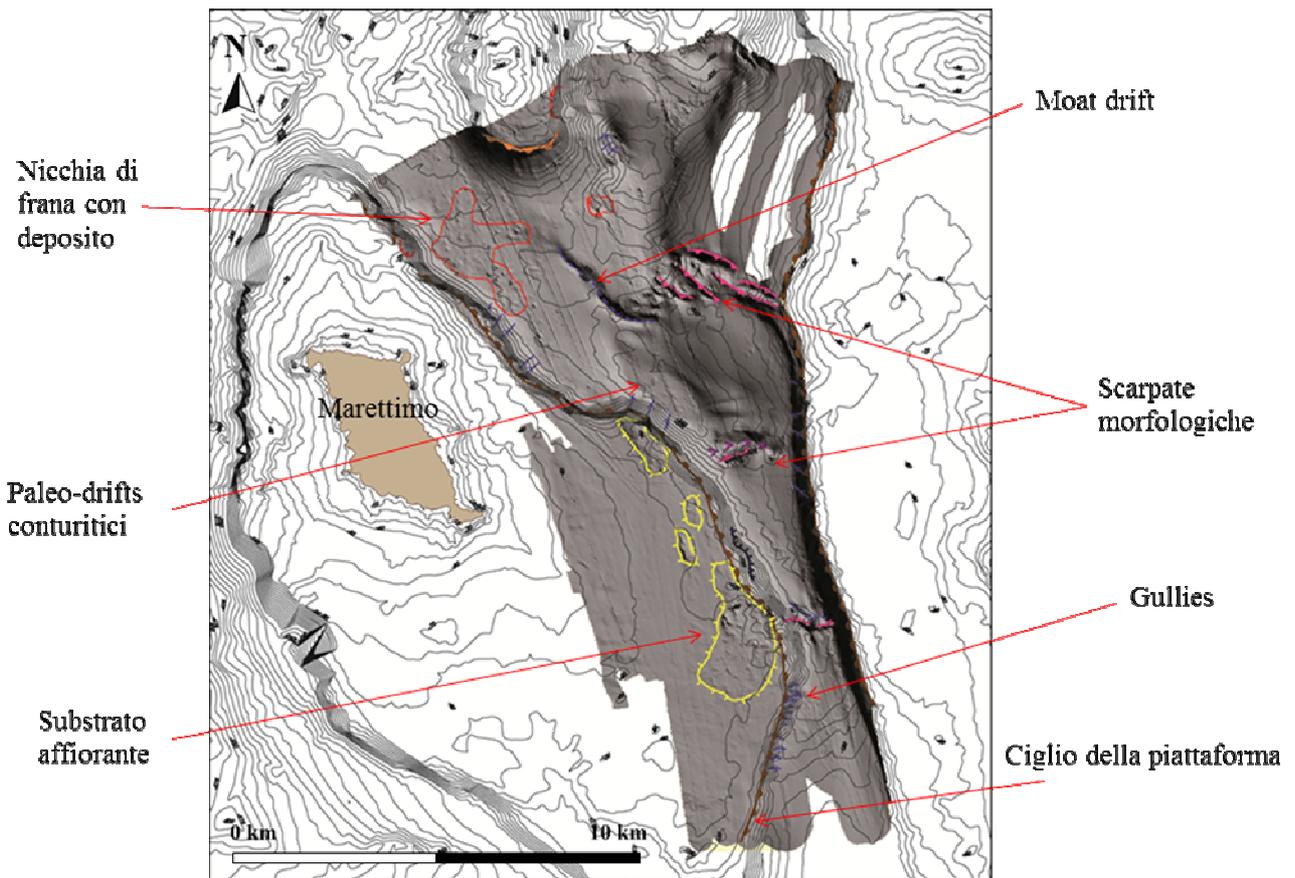


**Figura 9.7** - Nella figura a destra è rappresentata la ricostruzione morfo-batimetrica del canale di Marettimo; a sinistra sono rappresentati i profili batimetrici ricavati lungo le sezioni trasversali al canale (i numeri indicano l'ubicazione delle sezioni nella carta morfo-batimetrica)..

## 9.2 Lineamenti morfologici presenti nell'offshore delle isole Egadi

Dall'analisi dei dati morfo-batimetrici emerge che sia la piattaforma che la scarpata continentale delle isole Egadi sono caratterizzati da numerosi elementi morfologici che rendono il paesaggio molto articolato (vedi "Carta Geomorfologica" allegata ).

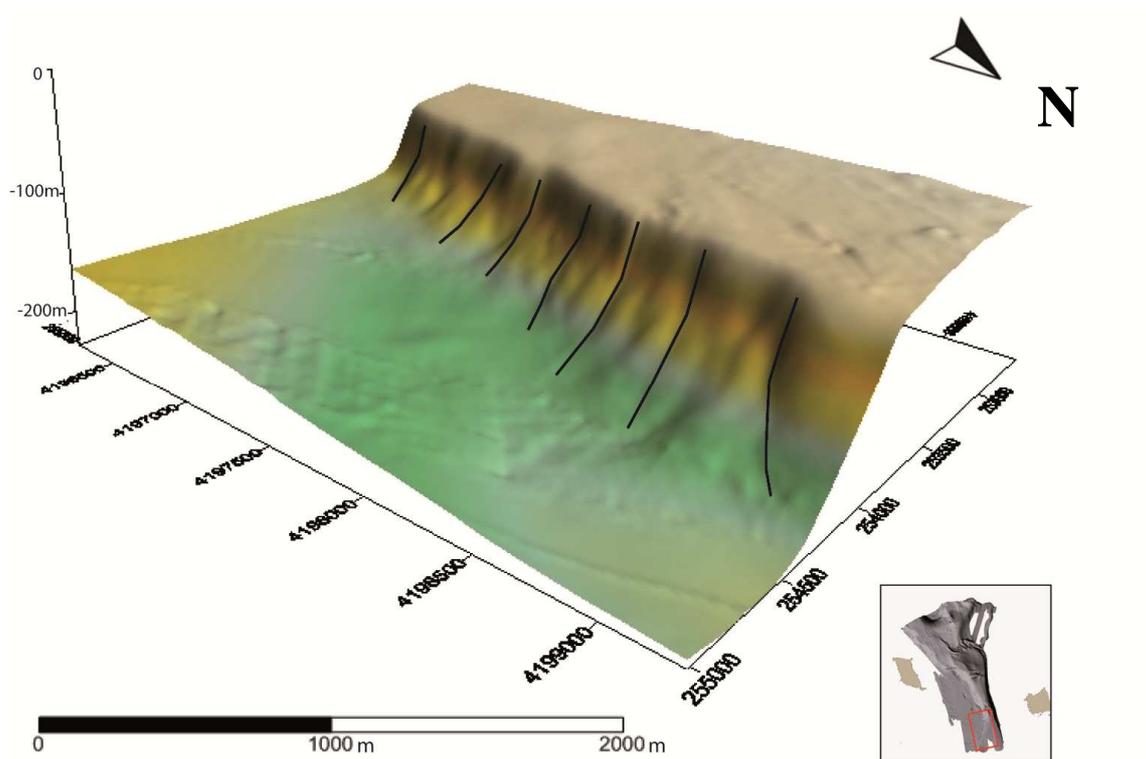
Lungo la piattaforma continentale dell'isola di Marettimo, si riconosce, a profondità di 85-100 m, il substrato affiorante, con un'altezza che varia da 1,5 m a 5 m ed una lunghezza media di 250 m. L'affioramento è orientato secondo la direzione NE-SO e si sviluppa parallelamente al margine della piattaforma (Fig. 9.8).



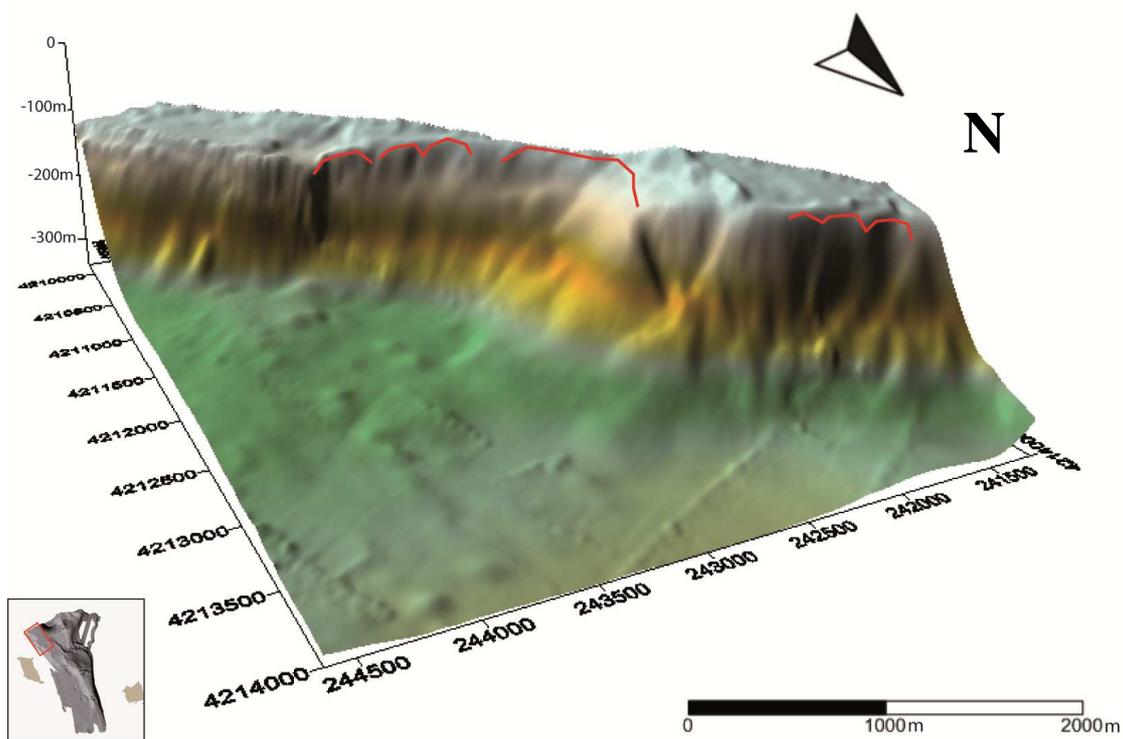
**Figura 9.8** - Schema geomorfologico del canale di Marettimo: in evidenza gli elementi morfologici che lo caratterizzano.

Lungo la scarpata continentale dell'Isola di Marettimo e dell'Isola di Favignana, si riconoscono numerosi *gullies* che si sviluppano lungo la linea di massima pendenza e che favoriscono il trasporto di materiale che proviene dal margine della piattaforma (Fig. 9.8 e 9.9). Essi presentano, in media, una lunghezza di 300 m ed un'ampiezza di 100 m; possono essere sia simmetrici che asimmetrici ed hanno fianchi con una pendenza variabile tra i  $12^{\circ}$  ed i  $20^{\circ}$ .

Il settore settentrionale della scarpata continentale dell'isola di Marettimo è interessato da numerose nicchie di frana, sia semplici che complesse. Si sviluppano a partire dal ciglio della piattaforma fino ad una profondità di 300 m. Esse presentano scarpate alte tra i 100 m ed i 200 m ed a volte è possibile riconoscere alla base il loro deposito (Fig. 9.8 e 9.10).

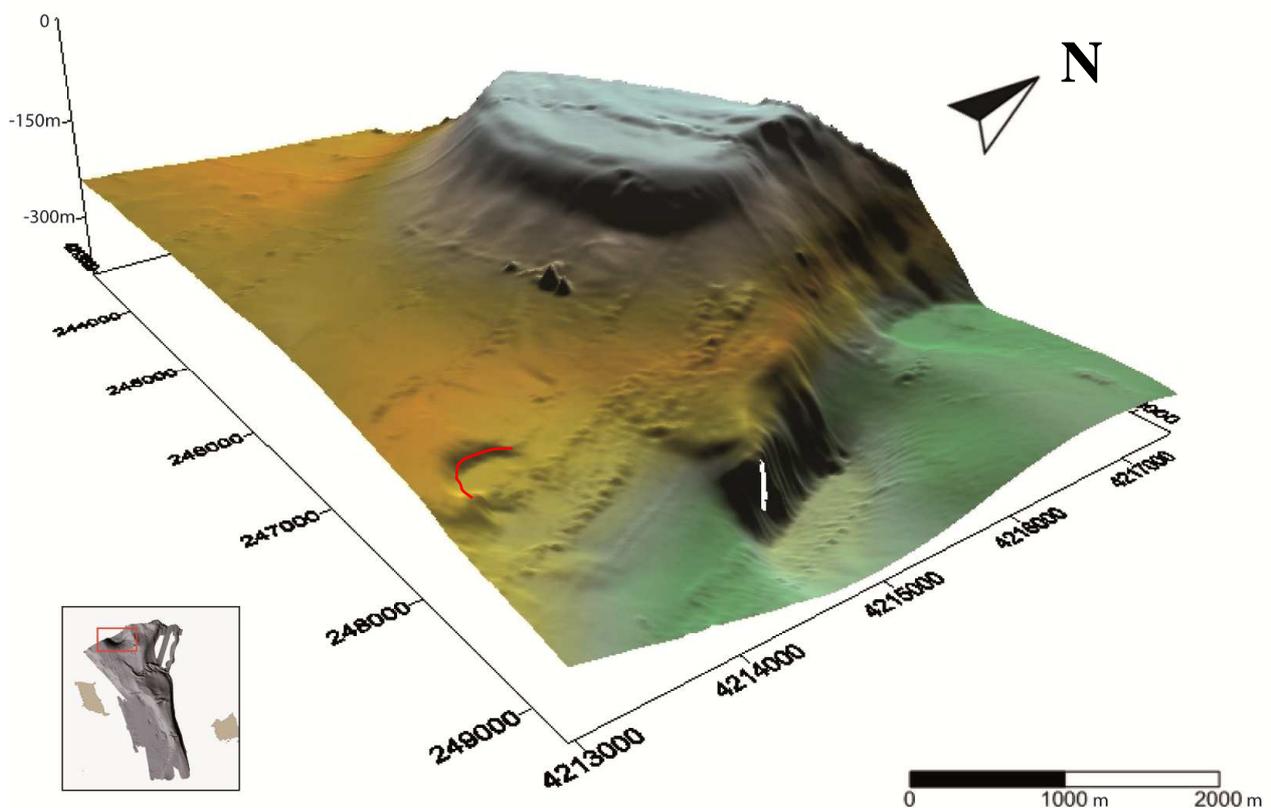


**Figura 9.9** - Dettaglio di alcuni gullies, riconosciuti lungo la scarpata continentale dell'isola di Marettimo.



**Figura 9.10** - Dettaglio di alcune nicchie di distacco lungo la scarpata continentale dell'isola di Marettimo.

Nel settore settentrionale del canale di Marettimo, il fondale marino è interrotto da un banco (Banco dei Pesci) che separa il canale in due rami orientati rispettivamente, NO-SE e N-S (Fig. 9.11). Il banco occupa un'area di 4.5 km<sup>2</sup>, ha una forma circolare con un diametro di 2.3 km. Il banco presenta fianchi asimmetrici: il versante occidentale, ha una pendenza di 15° e raggiunge la profondità di 350 m; il versante orientale si spinge fino a 450 m con valori di pendenza di 20°. Lungo il fianco orientale, alla profondità di 150 m, il banco è caratterizzato da una rottura di pendio. Qui si trovano due morfologie interpretate come nicchie di distacco, che sembrano unirsi a formare un'unica struttura ampia circa 500 m. La parte sommitale del banco è caratterizzata dalla presenza di due spianate sub-orizzontali: la prima si ritrova alla profondità di 130 m ed occupa un'area di 0.74 km<sup>2</sup>; la seconda si estende per un'area di 2.18 km<sup>2</sup> e si ritrova alla profondità di 145 m.



**Figura 9.11** - Dettaglio del rilievo morfologico riconosciuto nel settore settentrionale del canale di Marettimo, in rosso incisione semi circolare.

Nella zona centrale del settore settentrionale del canale di Marettimo, alla profondità di 350 m, si individua un'incisione di forma semicircolare caratterizzata da fianchi ripidi che si raccordano verso profondità maggiori. La rottura di pendenza che delimita il settore orientale della depressione si estende per 500 m con una pendenza intorno i 45° (Fig. 9.11).

Nel settore meridionale dell'isola di Favignana si riconoscono numerosi rilievi morfologici. Questi fanno parte di un unico sistema tettonico, costituite da due gruppi di faglie dirette a componente trascorrente con vergenza SO – NE, convergenti tra loro e rappresentano con ogni probabilità la prosecuzione dei lineamenti tettonici rilevati a terra nello stesso settore (Abate et al., 1997).

L'alto morfologico antistante Punta Longa, a sud di Favignana, sembra corrispondere alla culminazione di un'anticlinale con direzione assiale NE-SO e può essere correlabile all'anticlinale da rampa riconosciuta sull'isola di Favignana e corrispondente all'edificio del M.te S. Caterina (Abate et al., 1997).

Questi rilievi morfologici si sviluppano a profondità variabile da un minimo di 20 ad un massimo di 50 m. Queste strutture isolate presentano alla loro sommità un terrazzamento di ridotte dimensioni delimitato da una rottura di pendio convessa, oltre la quale sono state rilevate pareti sub-verticali estese da un minimo di 15 m ad un massimo di 24 m. Verso maggiori profondità sono state rilevate affioramenti rocciosi di ordine minore, che confermano come l'evoluzione di questo settore dell'isola sia stato caratterizzato da un elevato controllo strutturale (Fig. 9.12).

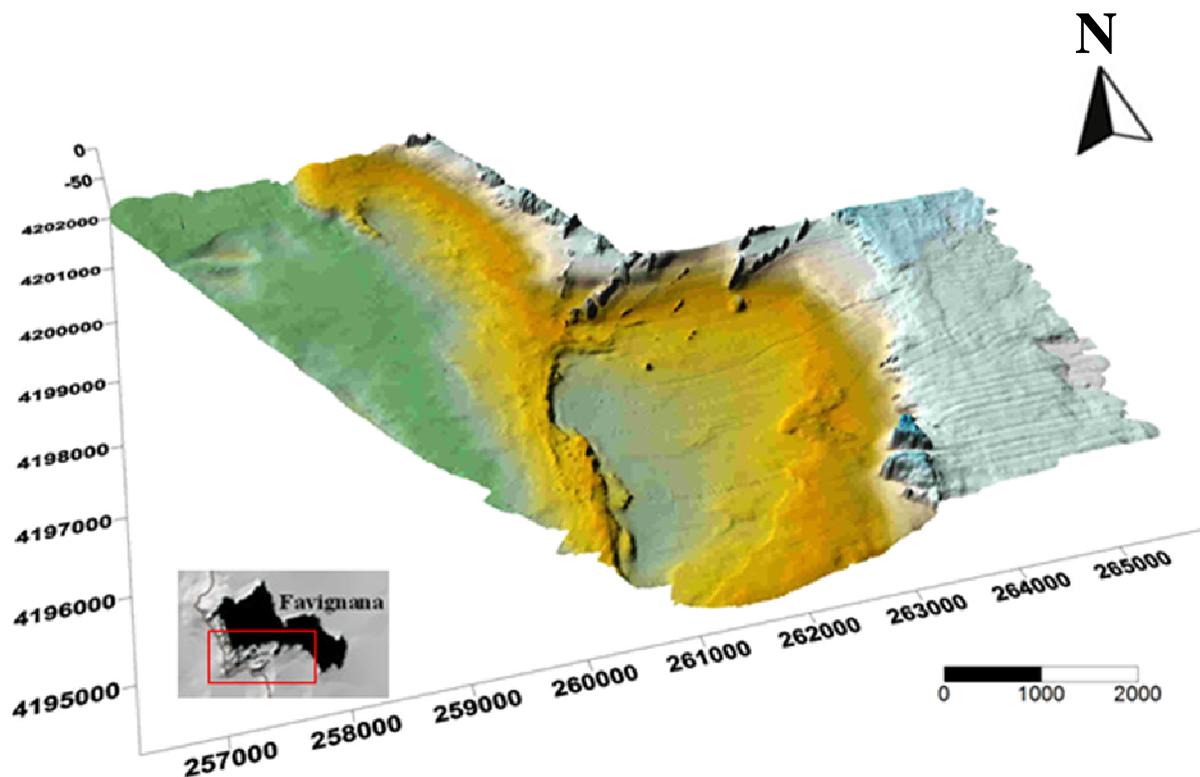
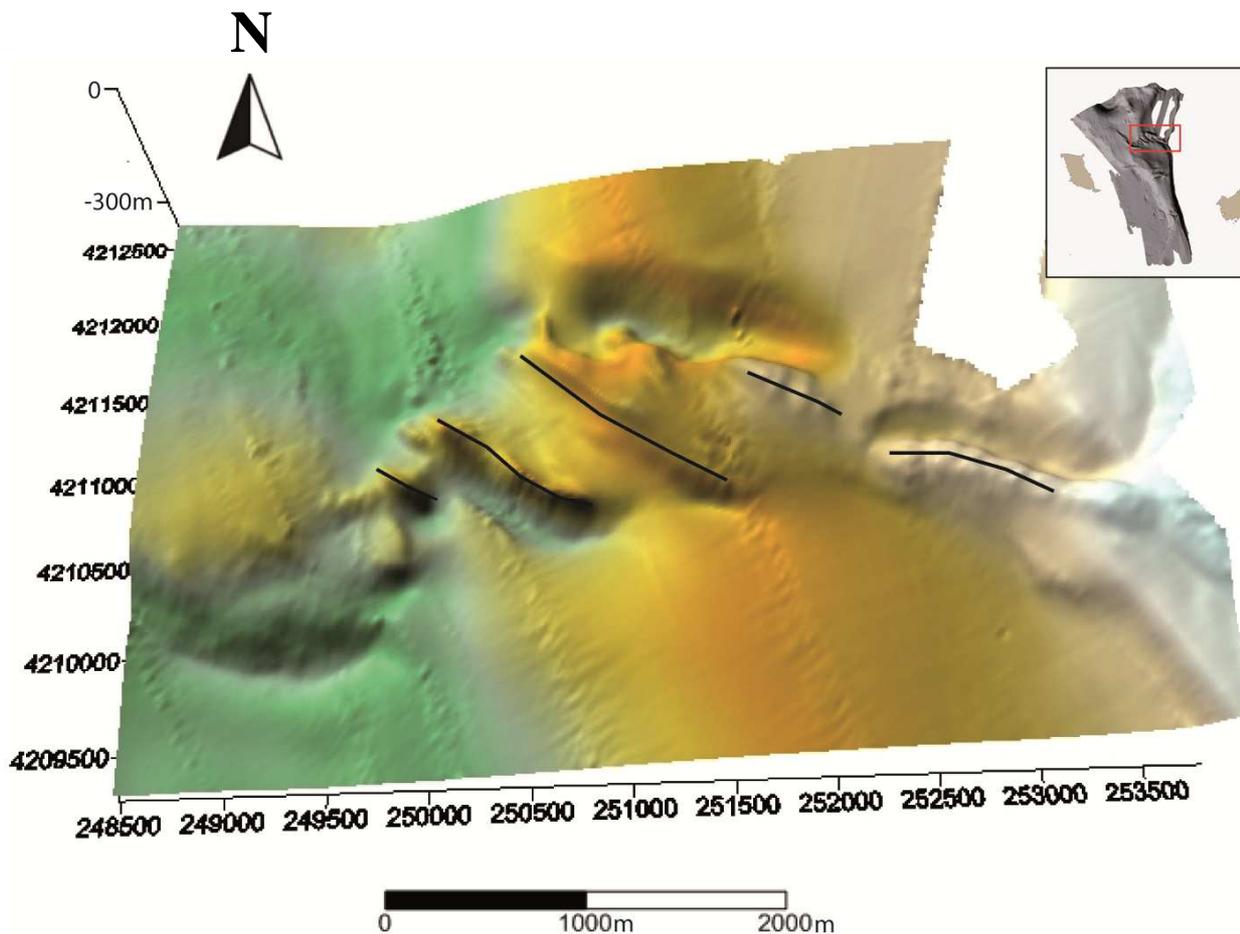


Figura 9.12 - Dettaglio del rilievo morfologico riconosciuto nel settore meridionale dell'isola di Favignana.

Nel settore centro-settentrionale del canale di Marettimo, il fondo marino si presenta molto irregolare, essendo caratterizzato da una serie di incisioni alternate ad alti morfologici (Fig. 9.13). Gli alti morfologici si presentano orientati in direzione NO-SE ed E-O ed hanno fianchi asimmetrici. Si estendono per una lunghezza di 300 m ed hanno un'altezza di 150 m.



**Figura 9.13** - Dettaglio degli alti morfologici allungati, lungo il canale di Marettimo.

Il settore centrale del canale di Marettimo è interessato dalla presenza di due elementi strutturali, che interrompono l'andamento regolare del fondo marino (Fig. 9.14). Il primo elemento strutturale, quello situato più a nord, mostra un orientamento E-O e taglia trasversalmente il canale di Marettimo. Esso presenta una pendenza di circa  $10^0$  e una lunghezza di 1.2 km. Il secondo elemento strutturale, quello posto più a sud, si sviluppa in direzione E-O per 1.4 km ed ha una pendenza di  $7^0$ .

Nella scarpata continentale dell'isola di Favignana, ovvero lungo il fianco orientale del canale di Marettimo, si ritrova un terrazzo a profondità di 140-170 m (Fig. 9.15). Il terrazzo presenta una larghezza di 240 m in direzione E-O ed una lunghezza di 2.2 km, in direzione NO-SE. Un altro terrazzo è presente nella scarpata continentale dell'Isola di Marettimo, lungo il fianco occidentale del canale di Marettimo: esso è ubicato alla profondità di 170-200 m; mostra una larghezza di 350 m ed una lunghezza di 2.3 km in direzione NO-SE (Fig. 9.14).

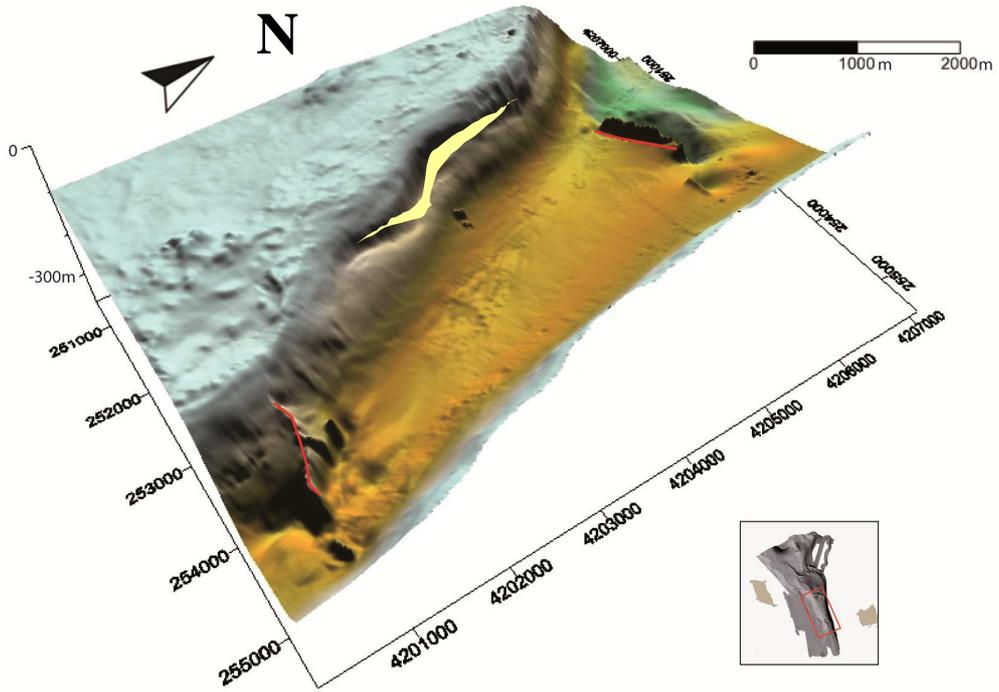


Figura 9.14 - Dettaglio degli alti morfologici presenti nel settore centrale del canale di Marettimo

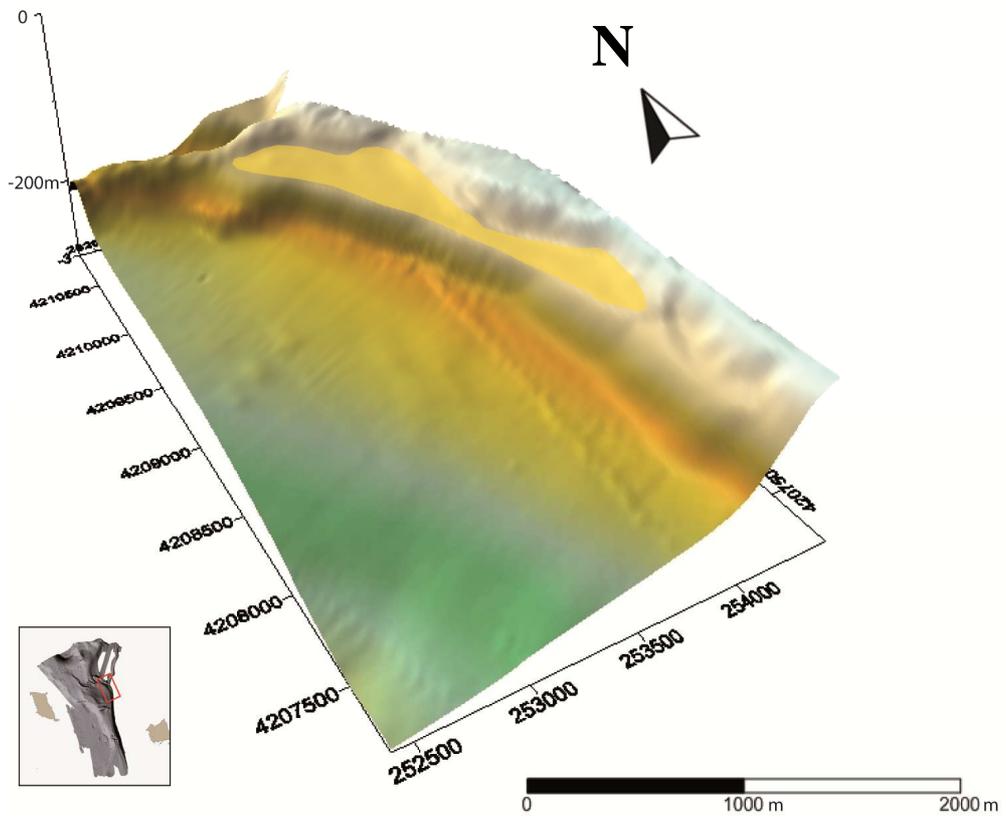


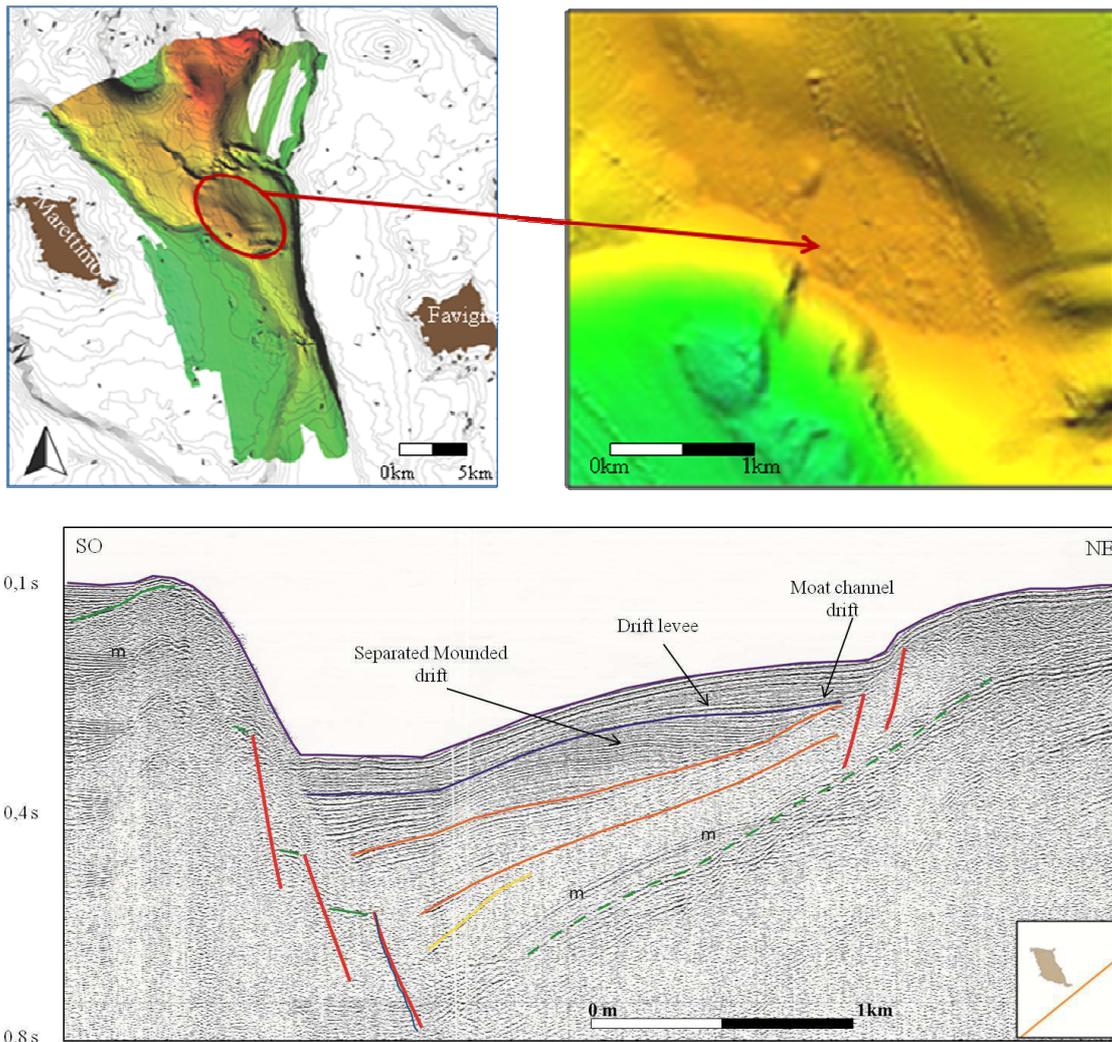
Figura 9.15 - Dettaglio del terrazzo riconosciuto lungo la scarpata continentale dell'isola di Favignana.

### 9.2.1 Analisi dei drift conturistici lungo il canale di Marettimo

L'analisi dei profili sismici Sparker che attraversano il Canale di Marettimo in direzione NE-SO (Fig. 9.16 e 9.17) rivela l'evoluzione tettono-stratigrafica dell'area del Canale. Mediante la calibrazione con i dati delle perforazioni presenti nell'offshore delle isole Egadi è stata individuata la base dei depositi pliocenici che corrisponde ad un riflettore di elevata ampiezza e continuità laterale. Questo riflettore immerge verso i quadranti occidentali e, lungo il fianco occidentale del Canale (scarpata di Marettimo), risulta dislocato da faglie dirette. Le strutture di "crescita" osservabili nei depositi della successione plio-pleistocenica dal lato della scarpata di Marettimo rivelano l'attività sin-sedimentaria di queste faglie, attive dunque anche durante parte del Pleistocene.

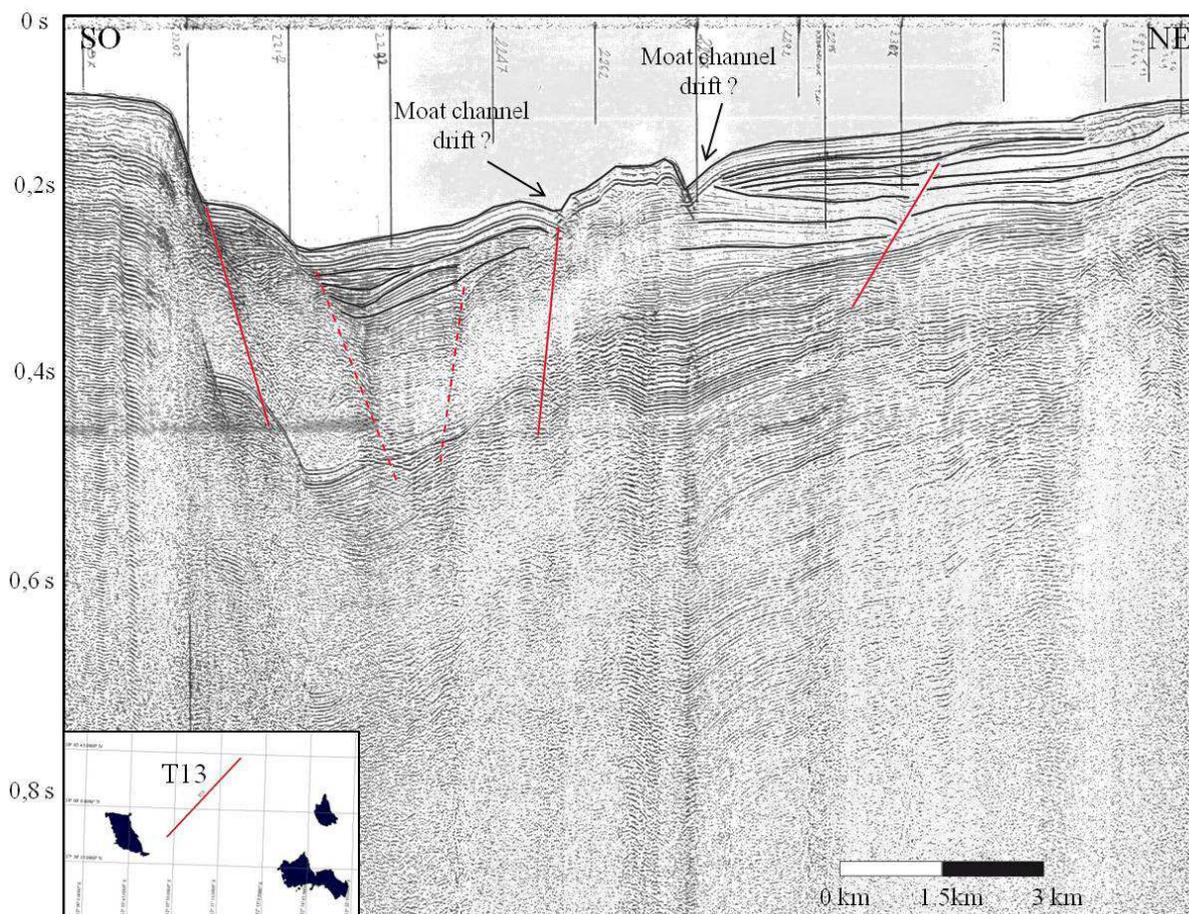
Il settore settentrionale del canale di Marettimo è interessato da strutture sedimentarie erosivo – deposizionali, rispettivamente *moat conturistici* e *drift conturistici*. I *moat conturistici* sono strutture erosive canalizzate che si sono formate grazie all'azione delle correnti di fondo.

Nel settore centro-settentrionale del canale di Marettimo si riconoscono paleo-drift conturistici orientati NO-SE (Fig. 9.16). Essi hanno una lunghezza di 3,5 km ed una larghezza di 1 km. Dall'analisi dei profili sismici Sparker si riconosce la geometria esterna tipica di queste strutture erosive, costituiti da un *moat channel drift* a monte e un *drift levee* più a valle. La geometria interna è caratterizzata da riflettori convessi verso l'alto, localmente troncati da una superficie erosiva (Fig. 9.16). Dai profili sismici si nota, inoltre, che queste strutture si trovano al di sotto di una copertura più recente, la cui geometria fa ipotizzare la presenza di un *sediment-drift*, più recente ma di dimensione inferiore a quello sottostante.



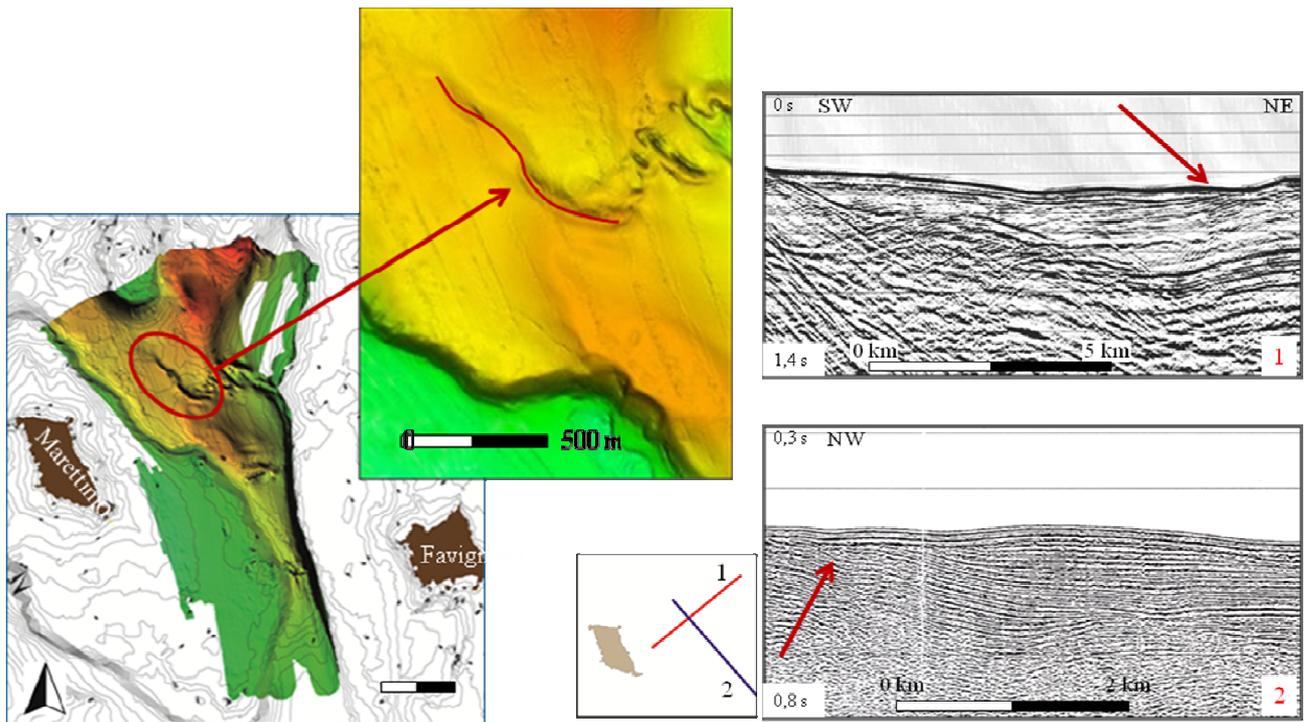
**Figura 9.16-** Particolare del paleo drift conturítico, presente nel settore centro-settentrionale del canale di Marettimo, con il relativo profilo sismico ( m: riflettore multiplo, in verde: superficie tetto del Messiniano; in arancio, blue e giallo i depositi Plio-Pleistocenici, in rosso le faglie).

La geometria di questi mound e la distribuzione delle superfici di erosione suggeriscono che i depositi quaternari vengo erosi lungo il fianco occidentale del canale, mentre vengo depositati lungo il fianco orientale. I drift conturíticos che si formano lungo il canale sembrano quindi migrare verso il settore orientale (Fig. 9.16). Questa geometria è compatibile con un verso delle correnti all'interno del Canale diretto da sud verso nord.



**Figura 9.17** – Il profilo sismico Sparker T13 conferma la presenza di strutture tettoniche sin-sedimentarie lungo la scarpata di Marettimo e mostra incisioni canalizzate sul fondo e superfici erosive sepolte imputabili all’azione di correnti di fondo.

Dall’analisi dei profili sismici Sparker e dei profili multicanale si riconosce che sono presenti anche *drift conturitici* che presentano una geometria esterna tipo *mound* allungato ed una geometria interna con i riflettori troncati dalla superficie erosiva sovrastante (Fig. 9.18). Il rapporto lunghezza-larghezza varia da 2:01 a 10:01, mentre gli spessori arrivano fino a circa 40 metri. Essi si sviluppano lungo la scarpata continentale, con una lunghezza di 1 km e una larghezza di 350m.



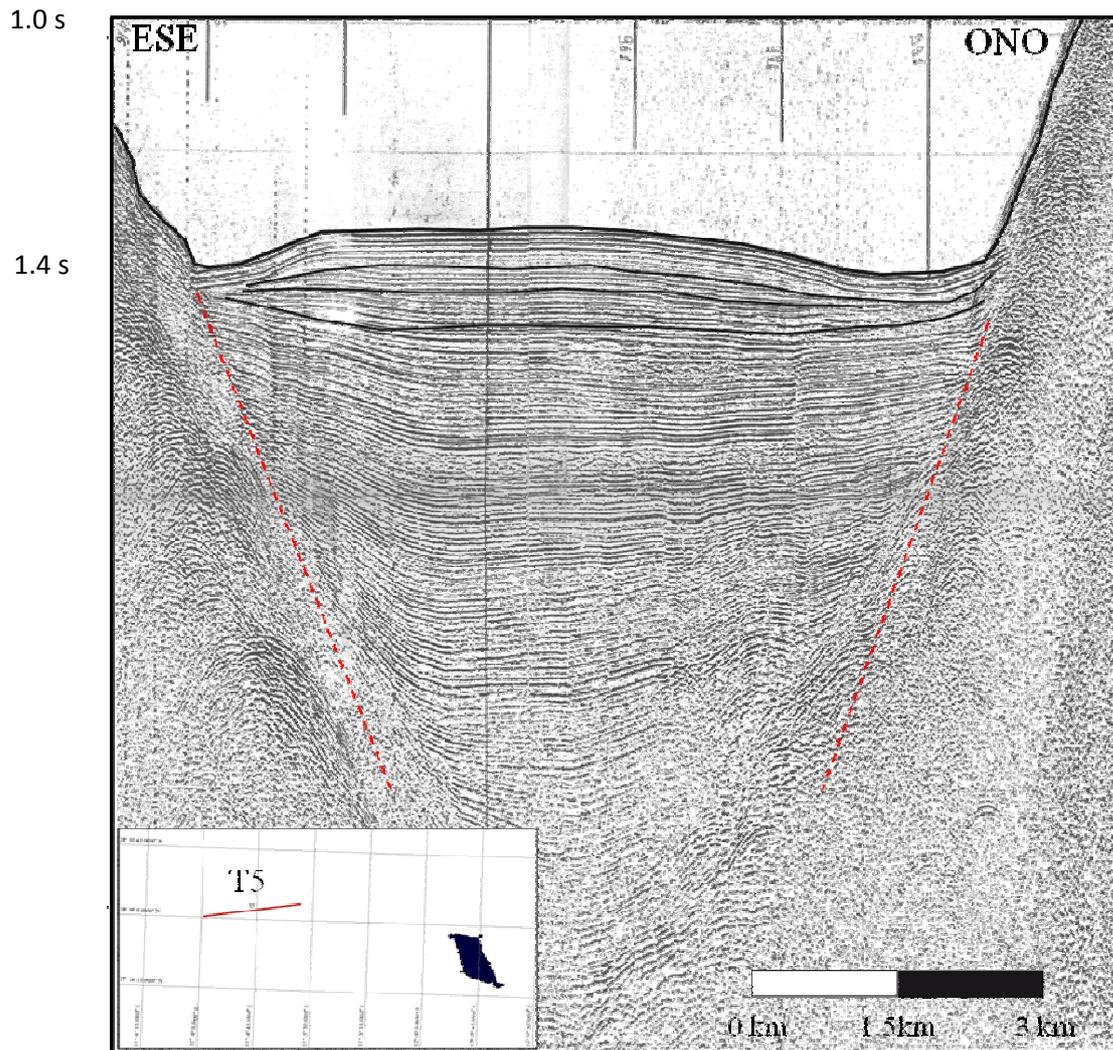
**Figura 9.18** - Particolare del *moat drift* riconosciuto nel settore settentrionale del canale di Marettimo, con i relativi profili sismici.

Secondo la classificazione di Faugeres et al. (1999), questi *drift conturritici* fanno parte dei *elongated-separated drift*, che si sviluppano lungo canali o bacini ristretti.

La morfologia delle strutture e la loro direzione di progradazione dipendono dalla geometria del margine e dall'interazione tra la morfologia, l'intensità delle correnti e la forza di Coriolis. Questo tipo di *separated drift* si sviluppa parallelamente al margine, anche se in alcuni casi la progradazione crea le condizioni per uno sviluppo perpendicolare dei drift rispetto al margine.

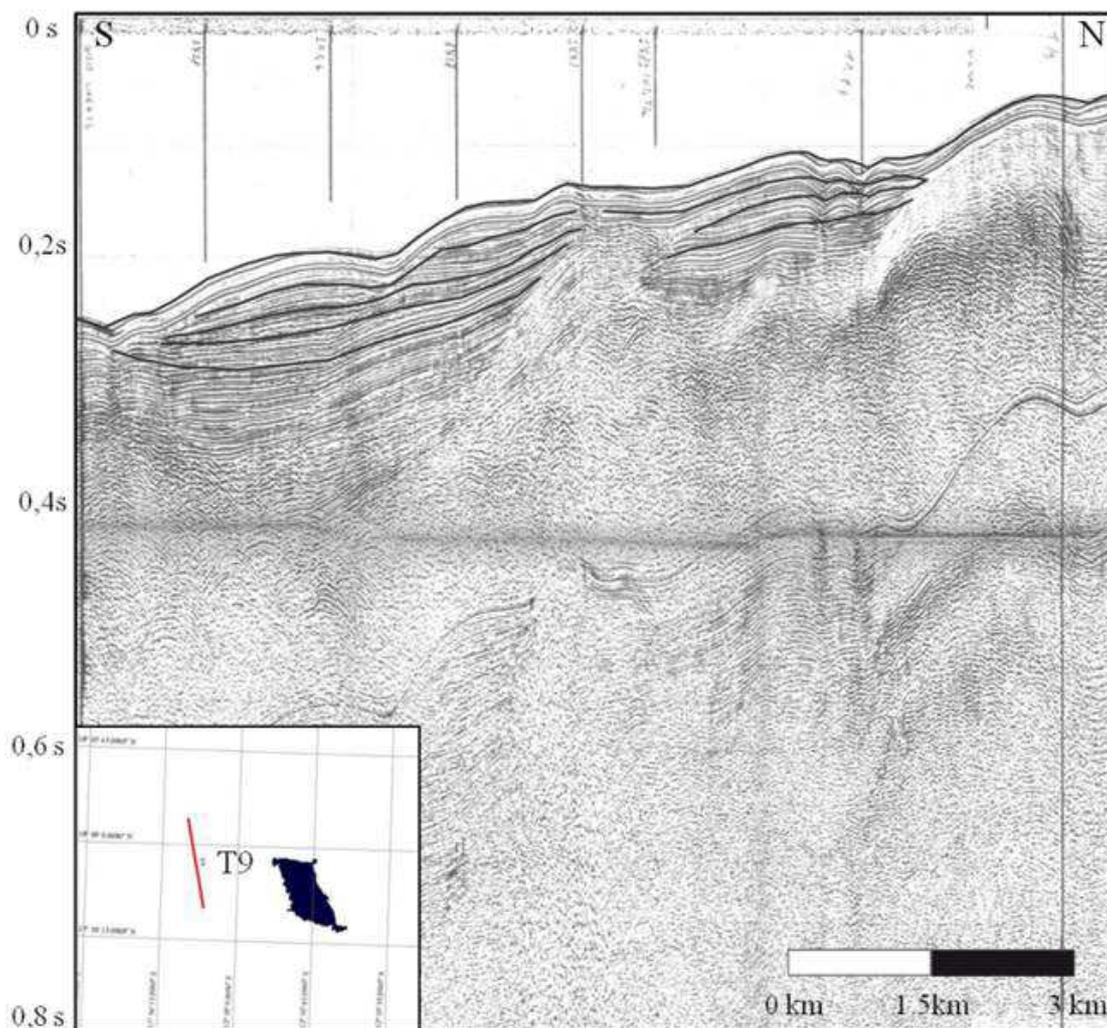
### 9.2.2 Drift conturritici al largo delle Isole Egadi

Nel settore occidentale dell'offshore dell'isola di Marettimo sono riconoscibili altri esempi di drift conturritici. In particolare nel settore nord-occidentale dell'isola di Marettimo, si individua un deposito dalla tipica forma a "mound" interpretabile come un "*confined mounded drift*" (Faugeres et al., 1999). Questa struttura si sviluppa in un'area confinata e controllata tettonicamente. Dall'analisi del profilo sismico T5 si riconosce la geometria tipica di queste strutture erosivo-deposizionali, costituita da *moats channel* lungo entrambi i margini ed un *drift levee* nel mezzo (Fig. 9.19).



**Figura 9.19** – Profilo sismico Sparker T5 (sorgente 16 kJ): particolare del *confined drift* conturritico presente nel settore nord-occidentale dell’offshore dell’isola di Marettimo.

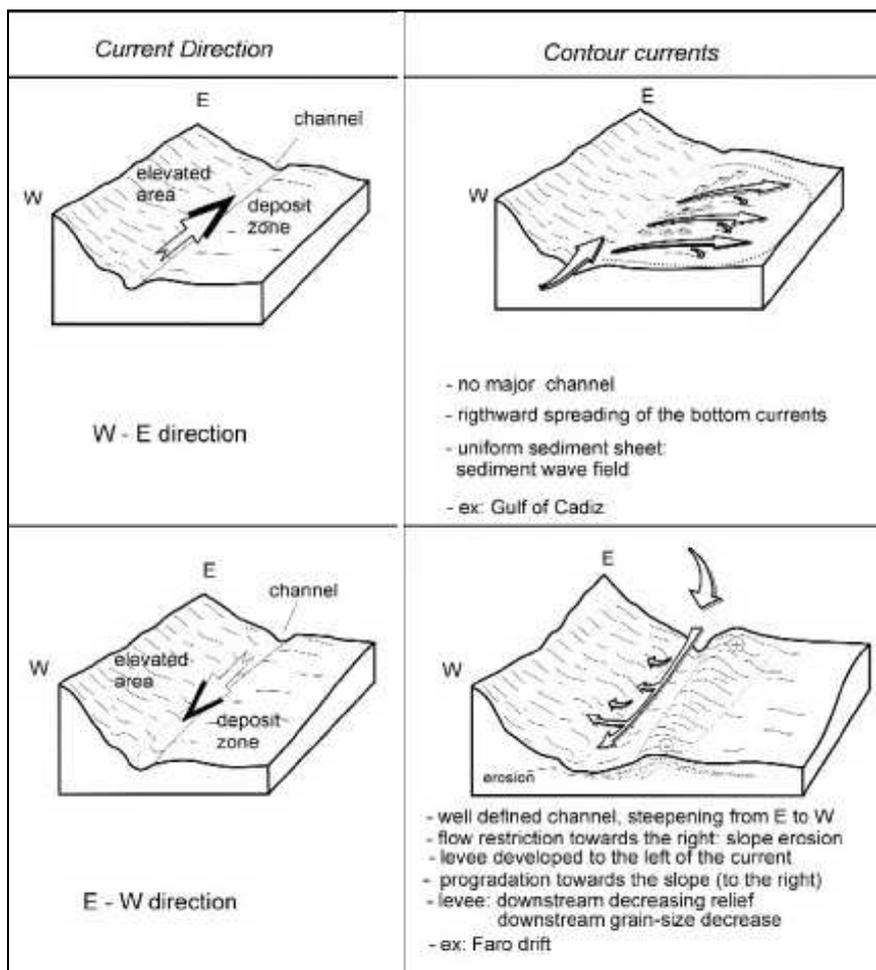
Nel settore occidentale dell’isola di Marettimo si individuano altri due depositi interpretabili come un “*elongate- mounded drift*” (Faugeres et al., 1999) uno posto più a monte e l’altro posto più a valle della scarpata continentale. Dall’analisi del profilo sismico T9 (Fig. 9.20) si riconosce la tipica geometria esterna tipo *mounded*, costituita da un *moat channel* ed un *drift levee*. La loro geometria è caratterizzata da riflettori troncati da una superficie erosiva e presentano spessori che possono raggiungere anche un centinaio di metri.



**Figura 9.20** – Profilo sismico Sparker T9 (sorgente 16 kJ): particolare del *separated drift* conturritico presente nel settore occidentale dell’offshore dell’isola di Marettimo.

### 9.2.3 Strutture sedimentarie erosivo-deposizionali ed andamento delle correnti di fondo

I drif conturritici si formano lungo la scarpata continentale con una tipica morfologia, con l’accumulo allungato lungo un fianco. Queste strutture si sviluppano con una direzione di progradazione ben precisa, rispetto alla tendenza generale del margine sulla quale si depositano ed alla direzione di flusso. In generale, i corpi sedimentari che si formano in acque profonde, tendono a svilupparsi secondo quattro fattori principali: la direzione di flusso delle correnti, l’effetto di Coriolis, il contesto morfologico e l’interazione con le altre correnti marine (Fig. 9.21).

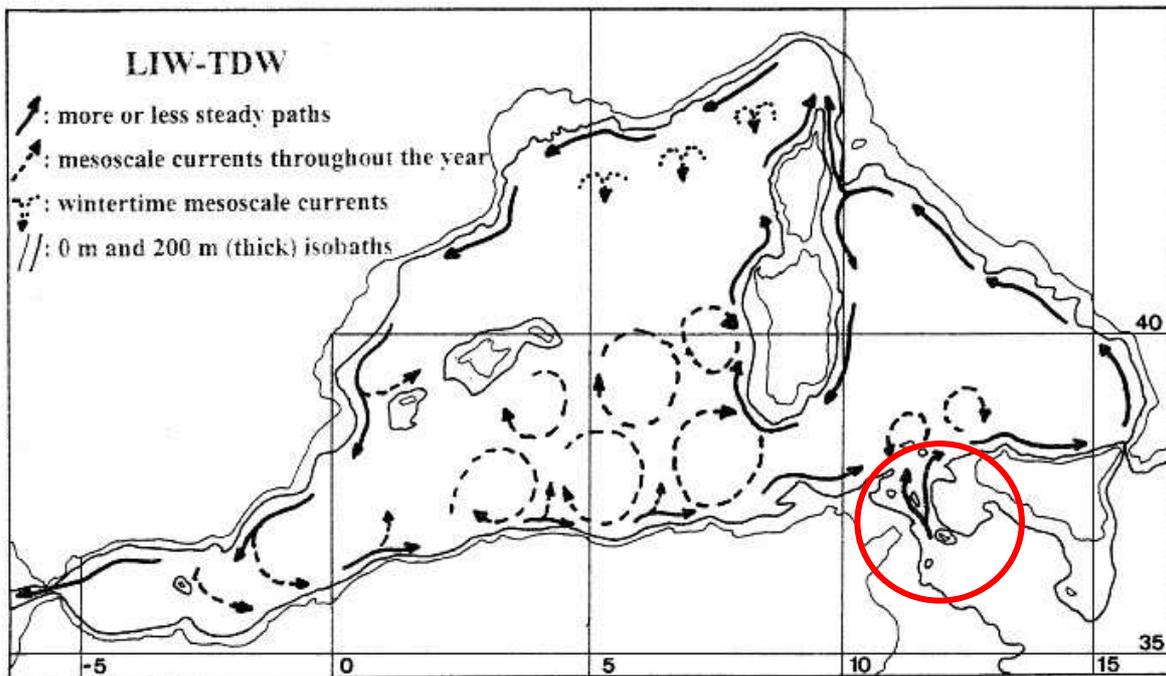


**Figura 9.21** - Relazione tra il trend della scarpata continentale e la progradazione dei sedimenti, dove le correnti di fondo formano le strutture erosive e deposizionali (emisfero nord) (Faugeres et al., 1999).

Di norma i flussi sedimentari tendono a migrare lungo il verso della corrente ma i drift conturritici tendono anche a migrare lateralmente secondo l'effetto delle forze di Coriolis. Nell'emisfero nord, infatti, le correnti di fondo che viaggiano lungo la scarpata continentale, sotto l'effetto di Coriolis, vengono deviate lungo la direzione della scarpata; esse aumentano la forza erosiva, in modo da formare le strutture tipo *moat drift* con il fianco destro progradante (*levee*) ed un fianco sinistro eroso, caratterizzato da una depressione (*channel*). La velocità dei flussi è inferiore a sinistra, in modo da favorire la formazione di drift conturritici, con la tendenza a migrare verso la scarpata superiore (*up-slope*).

Inoltre le correnti sono influenzate dalla morfologia del fondale marino; ad esempio un brusco cambiamento di pendenza lungo la scarpata continentale può provocare l'inizio o la cessazione della deposizione e la dispersione dei sedimenti. Infine anche l'interazione tra le correnti può influire sull'efficacia delle correnti stesse, e quindi sono determinanti per la formazione dei drift conturritici.

In particolare, le strutture tipo *moat drift* che sono state riconosciute lungo il canale di Marettimo, hanno un orientamento NO-SE e si trovano alle profondità di 150-250 m; essi dunque potrebbero essersi formati, grazie all'azione di correnti di fondo probabilmente riferibili alla LIW (Levantine Intermediate Water), la quale attraversa il Canale di Sicilia procedendo da Sud verso Nord (Fig. 9.22).



**Figura 9.22**– Circolazione della Levantine Intermediate water (LIW), nel cerchio in rosso è evidenziata l'area di studio (Millot, 1999).

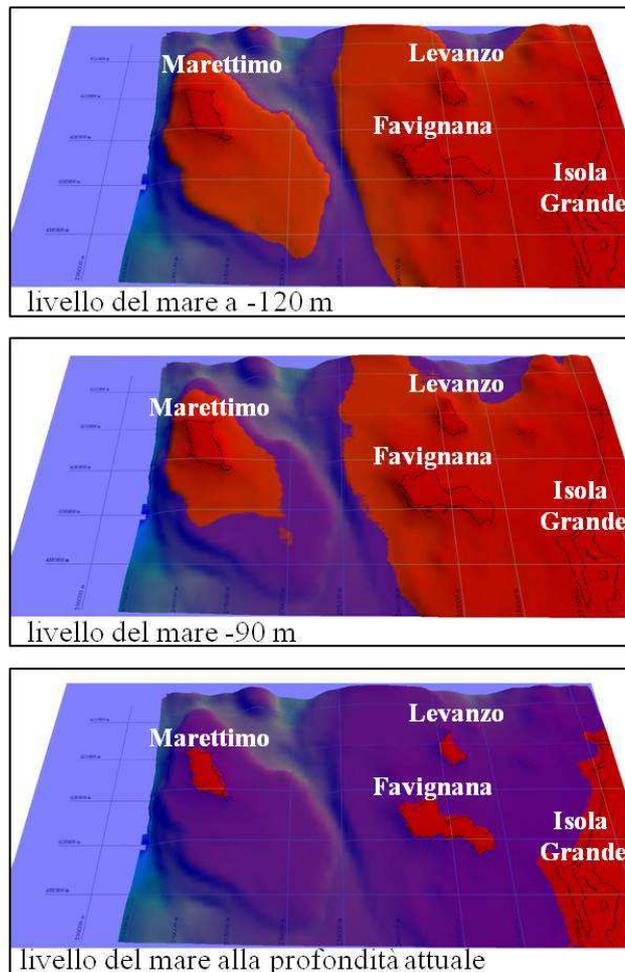
## 10. Discussione e conclusioni

L'indagine sismo-acustica condotta nell'offshore delle isole Egadi ha documentato che diversi fattori concorrono alla definizione dell'attuale assetto morfo sedimentario dei fondali di quest'area: un'attività tettonica recente, attiva anche nel Quaternario; un'alternanza di esposizione subaerea e sommersione dovuta alla variazione del livello del mare nel tardo-Quaternario; la presenza di intense e differenti correnti di fondo. Inoltre questi fondali sono caratterizzati, almeno nelle condizioni attuali, da un ridotto apporto sedimentario fatta eccezione per la produzione autoctona di sedimenti carbonatici biogenici.

L'insieme di questi fattori e la presenza di una fisiografia articolata tipica degli ambienti insulari ha favorito lo sviluppo di particolari morfologie e strutture sedimentarie.

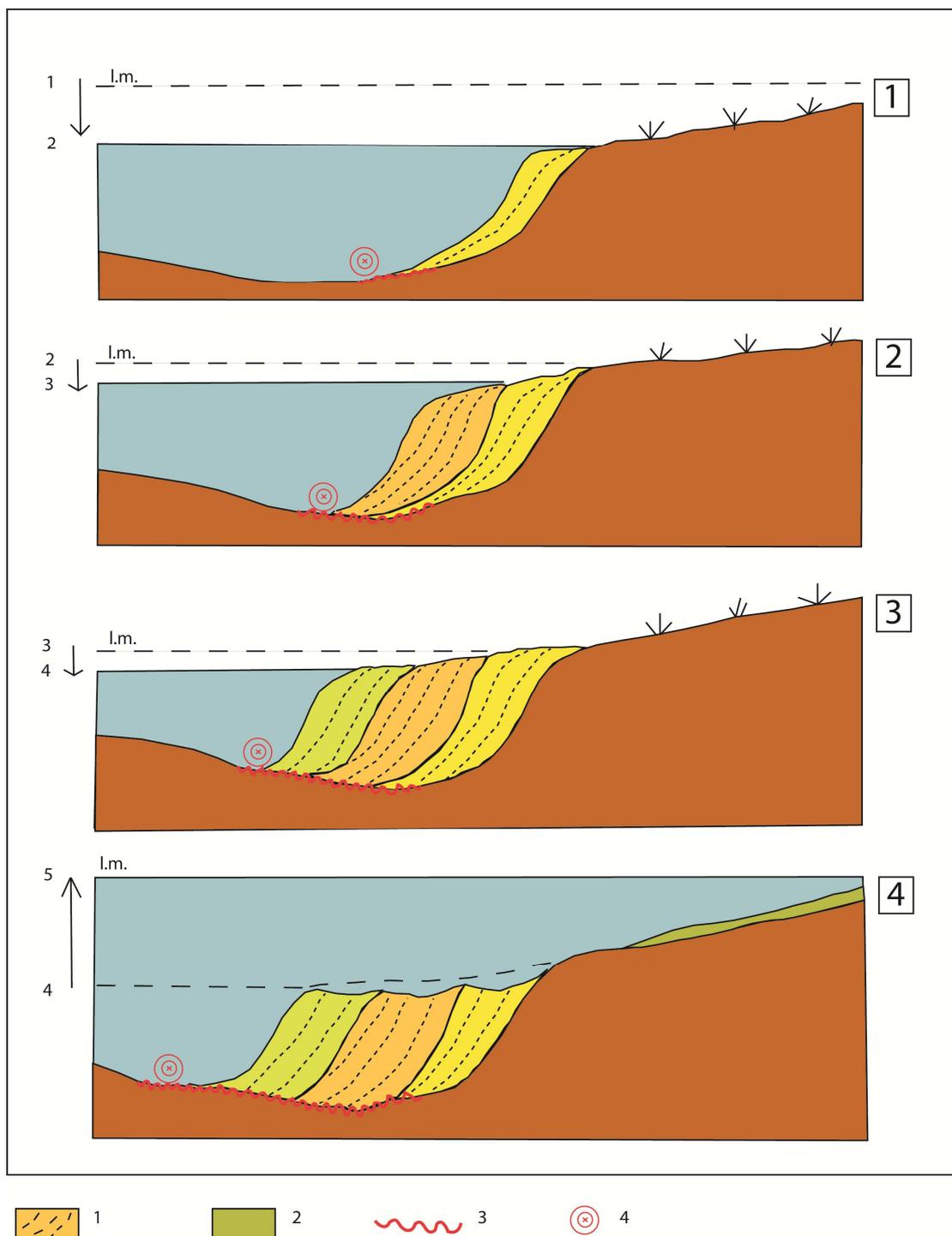
Una sequenza evolutiva nella genesi e modificazione di queste forme e lineamenti può essere tracciata a seguito dell'ultima fluttuazione glacioeustatica (ultimi 120.000 anni circa).

Durante la fase di abbassamento del livello del mare la piattaforma continentale progressivamente emerge restando esposta a condizioni subaeree (Fig. 10.1).



**Figura 10.1** – Sequenza evolutiva della piattaforma continentale dell'arcipelago delle Egadi durante l'ultima variazione glacioeustatica.

La linea di riva si sposta in prossimità del ciglio dell'attuale piattaforma continentale il cui margine, limitatamente al settore posto a sud-ovest dell'isola di Favignana, si accresce formando un cuneo deposizionale di stazionamento basso del livello del mare (Fig. 10.2).



**Figura 10.2** - Schema evolutivo semplificato (non in scala) dell'evoluzione sedimentaria del margine della piattaforma continentale lungo il fianco sud-orientale del canale di Marettimo. Lo schema ricostruisce successive fasi erosivo-deposizionali durante la caduta (1-2), lo stazionamento basso (3) e la risalita (4) del livello marino. L'accrescimento frontale del margine riduce l'ampiezza del canale costringendo il flusso della corrente di fondo a migrare verso ovest (verso sinistra), come suggerito anche dal progressivo estendersi, nella stessa direzione, della superficie di erosione sottomarina presente alla base dei cunei progradanti. Legenda: 1) cunei deposizionali di margine di piattaforma; 2) depositi trasgressivi; 3) superficie di erosione sottomarina; 4) corrente di fondo in allontanamento dall'osservatore.

Il cuneo è alimentato da depositi provenienti dall'entroterra ma probabilmente anche da una corrente di deriva litorale proveniente da sud. Estesi depositi progradanti di margine di piattaforma sono infatti presenti verso sud sia lungo la costa siciliana che attorno al Banco Avventura (Colantoni et al., 1985).

I profili sismici indicano che i bottomset dei cunei progradanti ricoprono una superficie di erosione sottomarina (Fig. 10.2), probabilmente generata dall'azione di correnti di fondo lungo il canale; mano a mano che l'accrezione frontale procede, la superficie di erosione tende a migrare verso il nuovo asse del canale (verso ovest).

In concomitanza con l'acme glaciale (circa 18.000 anni fa) le Isole di Favignana e Levanzo erano unite alla terraferma mentre Marettimo restava isolata, separata da un canale più stretto e meno profondo di quello attuale (Fig. 10.1).

Con la risalita del livello del mare, i sistemi deposizionali del margine vengono abbandonati, divenendo col tempo, depositi relitti.

In questa fase i depositi progradanti del margine vengono parzialmente smantellati ad opera di processi erosivi dovuti a crolli (D'Angelo et al., 2004) oppure a flussi erosivi canalizzati legati alle correnti di fondo (Fig. 10.2). La linea di costa migra nel tempo verso la sua attuale posizione modellando col suo passaggio superfici di abrasione marina più o meno estese lungo la piattaforma continentale (Fig. 10.2). Le evidenze morfologiche suggeriscono che durante la risalita del livello del mare si siano formati ambienti costieri con lagune di retrospiaggia e cordoni litorali, che sono migrate verso terra con la trasgressione ed accumuli tipo tomboli, oggi sommersi tra Levanzo e Favignana, e tra quest'ultima e l'isola Grande (Agnesi et al., 1993). Certamente queste ipotesi necessitano della conferma attraverso campagne oceanografiche mirate alla raccolta di campioni del sottofondo marino. Oggi un ambiente costiero di bassa energia è quello presente nell'area dello Stagnone, protetto dall'isola Grande.

I sedimenti che durante la risalita e il successivo stazionamento del livello del mare si sono accumulati sulla piattaforma, sono coinvolti in strutture sedimentarie che testimoniano l'occorrenza di flussi altamente energetici associati al moto ondoso durante le tempeste e le mareggiate più intense. In particolare, le strutture sedimentarie ritrovate ad ovest di Marettimo indicano eventi meteo-marini di intensità superiore a quella rilevata nelle serie storiche (Lo Iacono e Guillen, 2008). L'altro importante ed inedito aspetto dell'idrodinamismo dell'area, questa volta non legato direttamente al moto ondoso, è l'accelerazione subita dal flusso di acque intermedie quando transitano all'interno del canale di Marettimo: le velocità raggiunte sono tali da generare strutture conturritiche sia erosive che deposizionali. Queste strutture non sono presenti solo sul fondo ma sono anche sepolte, documentando la persistenza nel tempo di tali fenomeni.

In conclusione questo studio, ricostruendo l'evoluzione morfosedimentaria dell'area nel tardo-Quaternario, ha confermato l'esistenza di un forte idrodinamismo nei fondali delle Isole Egadi, riconducibile a due differenti tipi di processi: 1) correnti legate a fenomeni meteo-marini, responsabili della formazione delle strutture sedimentarie presenti nelle aree di piattaforma continentale (*sand waves*, dune subacque, *sorted bedforms*); 2) correnti di fondo legate alla circolazione termoalina del Mar Mediterraneo che transitando lungo i bassi fondali e gli stretti passaggi dell'arcipelago accelerano generando strutture sedimentarie di tipo erosivo-deposizionale (*moat drift* e *sediment drift*).

Le informazioni ricavate dallo studio delle strutture sedimentarie presenti nell'arcipelago delle Egadi possono essere utili a: 1) documentare mareggiate di elevata intensità, potenzialmente pericolose, con periodi di ritorno superiori a quello dalle serie storiche; 2) fornire elementi utili a vincolare le ricostruzioni paleo-oceanografiche.

## Appendice 1 – Scheda tecnica del Multibeam Reason 8160



- Swath coverage greater than 4x water depth
- Operational depths 10m to 3000m
- 50kHz (nominal) frequency
- 126 beams
- Hull-mount or portable
- Sidescan upgradable

### SeaBat 8160

The SeaBat 8160 provides an unbeatable combination of range, resolution & profitability, a first for a system of this frequency range.

The SeaBat 8160 transducer array is comprised of a linear receive and transmit array mounted together on a support base. The T-shaped array geometry provides the basis for a compact, high-resolution sonar which is easily installed for portable or hull mounts - a first for a high-resolution system in this frequency range.

The system features a pitch-stabilized transmitter and an active roll compensated receiver.

The SeaBat 8160 processor is compatible with other SeaBat sonar heads. It can be updated in minutes to accommodate future requirements and features a user-friendly point-and-click interface.





# SeaBat 8160

## Multibeam Echosounder System

### SYSTEM PERFORMANCE

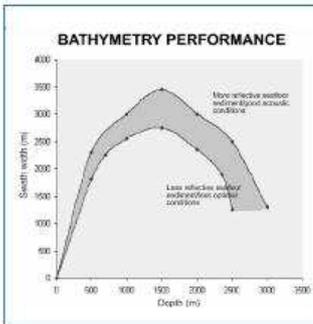
Frequency:	50kHz (nominal)
Depth Resolution:	1.4 / 2.9 / 8.6cm (range dependent)
Swath Coverage:	Greater than 4x water depth
Max Operational Depth:	3000m
Number of Beams:	126
Along-Track Beamwidth:	1.5°, 3.0°, 4.5°, 6.0° (selectable)
Across-Track Beamwidth:	1.5° at nadir (nominal)
Pitch Stabilization:	±10°
Operational Speed:	Up to 20 knots
Max. Update Rate:	15
Transducer Depth Rating:	100m

### INTERFACE

System Supply:	115V/230V 50/60 Hz 350W
Video Display:	SVGA, 800 x 600, 72Hz
System Control:	Trackball or from Ethernet
Data Output:	10MB Ethernet or serial RS232C
Data Uplink:	High-speed digital coax with fiber-optic option
Temperature:	Operating: 0° to +40°C Storage: -30° to +55°C

### MECHANICAL INTERFACE

Dimensions:	
Transducer Array:	1474.5 x 1100 x 90.5mm
Processor:	177 x 483 x 417mm
Transceiver:	265 x 483 x 492mm
Weight:	
Hydrophone:	42kg (dry) / 17.5kg (wet) including 15m cable
Processor:	20kg
Transmitter:	37kg (dry) / 18.5kg (wet) including 15m cable



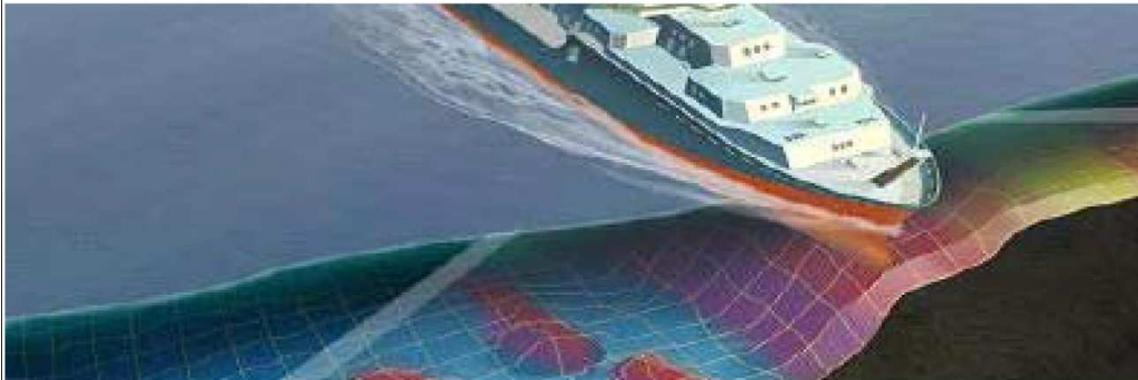
RESON reserves the right to change specifications without notice. © 2006 RESON A/S  
For Acoustical Measurement Accuracy please refer to [www.reson.com](http://www.reson.com) or contact sales.

<b>RESON A/S</b> Denmark Tel: +45 4738 0022 E-mail: <a href="mailto:reson@reson.dk">reson@reson.dk</a>	<b>RESON Inc.</b> USA Tel: +1 805 964-0260 E-mail: <a href="mailto:sales@reson.com">sales@reson.com</a>	<b>RESON Offshore Ltd.</b> United Kingdom Tel: +44 1224 709 900 E-mail: <a href="mailto:sales@reson.co.uk">sales@reson.co.uk</a>
<b>RESON GmbH</b> Germany Tel: +49 431 720 7180 E-mail: <a href="mailto:reson@reson-gmbh.de">reson@reson-gmbh.de</a>	<b>RESON B.V.</b> The Netherlands Tel: +31 (0)10 245 1500 E-mail: <a href="mailto:info@reson.nl">info@reson.nl</a>	<b>RESON (Pte.) Ltd</b> Singapore Tel: +65 6725 9851 E-mail: <a href="mailto:sales@reson.com">sales@reson.com</a>

**[www.reson.com](http://www.reson.com)**

Version: B034 08/2005 / AA

## Appendice 2 – Scheda tecnica del Multibeam Reason 8111



- Phase and amplitude bottom detection
- 100kHz frequency
- 150° swath coverage
- Real-time quality control
- Sidescan upgradeable
- Modular and portable
- Pitch stabilization

### SeaBat 8111

The SeaBat 8111 is a modular multibeam echosounder system operating at 100 kHz. When installed on a vessel, it produces high-density, high-accuracy soundings on the seafloor over a 150° swath. Major system components include a transducer array, a transceiver unit and a processor unit.

The SeaBat 8111 transducer array is comprised of a cylindrical receive array and a linear transmitter array, mounted together on a support cradle that provides mounting points to the vessel. Lightweight and portable, the array can be installed temporarily over the side of a vessel of opportunity - a first for a system in this frequency range.

The SeaBat 8111 transceiver features plug-in cards for easy maintenance and is controlled from the sonar processor.

The Seabat 8111 processor is compatible with other SeaBat sonar heads, can be updated in minutes to accommodate future requirements and features a user-friendly point-and-click interface.





# SeaBat 8111

## Multibeam Echosounder

### SYSTEM PERFORMANCE

Frequency:	100kHz
Range Resolution:	3.7cm
Swath Coverage:	150°
Range:	3m to 1000m
Number of Beams:	101
Along-Track Beamwidth:	1.5° 3.0° 4.5° 6.0°*
Across-Track Beamwidth:	1.5° (nominal)
Stabilization:	Pitch stabilization within +/-15°
Projector Beam Control:	External motion sensor required
Accuracy:	IHO Compliant
Operational Speed:	Up to 20 knots
Max. Update Rate:	35Hz
Transducer Pressure Rating:	100m

### MECHANICAL INTERFACE

Dimensions:	
Transducer Array:	
Hydrophone:	636 x 118mm (Dia./Length)
Projector:	113 x 650mm (Dia./Length)
Processor:	177 x 483 x 417mm
Transceiver:	267 x 483 x 489mm
Weight:	
Transducer Array:	72kg (dry) / 59kg (wet) with cables
Processor:	20kg
Transceiver:	13.6kg
Cable Length:	15m

### INTERFACE

System Supply:	90 to 260VAC, 50/60Hz, 200W max.
Video Display:	SVGA, 800 x 600, 72Hz
System Control:	Trackball or from Ethernet
Data Output:	10MB Ethernet or serial RS232C
Data Uplink:	High-speed digital coax
Temperature:	
Operating:	0° to +40°C
Storage:	-30° to +55°C

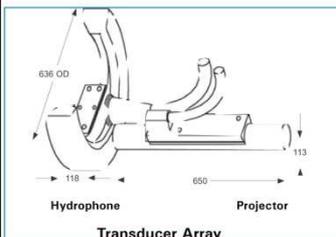
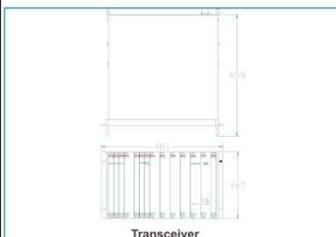
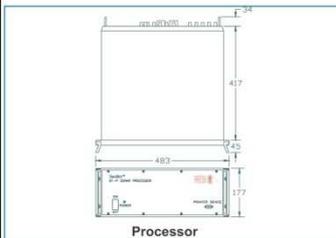
### OPTIONS

Option 040	Extended range capabilities
Option 033	Sidescan upgrade
Option 051	24DC power supply for SeaBat 81-P Processor

### SEAFLOOR COVERAGE (with Extended Range option)

Bottom Depth (meters)	Swath Width (meters)
5 to 150	Up to 1110 (7.4 x water depth)
300	960 (3.2 x water depth)
450	810 (1.8 x water depth)
600	600 (1.0 x water depth)
750	450 (0.6 x water depth)
900	360 (0.4 x water depth)

RESON reserves the right to change specifications without notice. © 2006 RESON A/S  
For Acoustical Measurement Accuracy please refer to [www.reson.com](http://www.reson.com) or contact sales.



<b>RESON A/S</b> Denmark Tel: +45 4738 0022 E-mail: <a href="mailto:reson@reson.dk">reson@reson.dk</a>	<b>RESON GmbH</b> Germany Tel: +49 431 720 7180 E-mail: <a href="mailto:reson@reson-gmbh.de">reson@reson-gmbh.de</a>	<b>RESON-Telenav Electronics Pte. Ltd.</b> Singapore Tel: +65-6-872-0836 E-mail: <a href="mailto:sales@reson.sg">sales@reson.sg</a>
<b>RESON Inc.</b> USA Tel: +1 805 964-6260 E-mail: <a href="mailto:sales@reson.com">sales@reson.com</a>	<b>RESON B.V.</b> The Netherlands Tel: +31 (0)10 245 1500 E-mail: <a href="mailto:info@reson.nl">info@reson.nl</a>	<b>RESON SA (PTY) LTD.</b> South Africa Tel: +27 21 701-1720 E-mail: <a href="mailto:reson@reson.co.za">reson@reson.co.za</a>
<b>RESON OFFSHORE LTD.</b> Scotland, U.K. Tel: +44 1224 709 900 E-mail: <a href="mailto:sales@reson.co.uk">sales@reson.co.uk</a>	<b>RESON Mediterranean SRL</b> Italy Tel: +39-051-572-643 E-mail: <a href="mailto:info@reson.it">info@reson.it</a>	

Version: B006 051103 / A4

## Bibliografia

Abate B., Ferruzza G., Incandela A. & Renda P. (1995) - *Tettonica trascorrente nelle Isole Egadi (Sicilia occidentale)* – Studi Geologici Camerti, vol speciale 1995/2, 9-14

Abate B., Incandela A. & Renda P. (1995) - *Carta geologica dell'Isola di Marettimo* – Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo.

Abate B., Buccheri G., Renda P. & Incandela A. (1996) – *Le sezioni tirreniane delle località “La Conca” e P.ta Libeccio (Isola di Marettimo – Arcipelago delle Egadi, Sicilia NW). Indagine stratigrafica e paleoecologica.* Boll. Soc. Geol. It. 115, 145-158

Abate B., Incandela A. & Renda P. (1997) - *Carta geologica delle Isole di Favignana e Levanzo* - Dipartimento di Geologia e Geodesia dell'Università di Palermo, CoNISMa

Agate M., Buscemi N., Catalano R., D'Angelo S., Di Maio D., Di Stefano P., Lucido M., Macaluso T., Marsella E., Pantaleone N. A., Pepe F., Sacchi L., Sulli A. (1996) – *Il Foglio geologico N.° 604 “Isole Egadi”. Un prototipo delle nuova cartografia marina.* Atti del convegno del Gruppo Informale di Sedimentologia. 30-34.

Agate M., D'Argenio A., Di Maio D., Lo Iacono C., Lucido M., Mancuso M., Scannavino M., (1998) – *La dinamica sedimentaria dell'offshore della Sicilia Nord-occidentale durante il tardo Quaternario.* In: R. Catalano and G. Lo Cicero (Eds.), Guida alle escursioni del 79° Congresso nazionale della Società Geologica Italiana, Vol. 1, 157-167.

Agnesi V., Macaluso T., Orrù P., Ulzega A. (1993) – *Paleogeografia dell'Arcipelago delle Egadi (Sicilia) nel Pleistocene superiore - Olocene.* Naturalista sicil., S. IV, 17 (1-2), 3 – 22.

Allen J.R.L. (1970) – *Waves, tides and oceanic circulations: shallow marine deposits.* In J. K. Rigby e W. K. Hamblin. Recognition of ancient sedimentary environments. Idem, No 16, 360 pp.

Amelio M., Martorelli E., 2008 - *Seismo-stratigraphic characters of paleoconturites along the Calabro-Tyrrhenian margin (Southern Tyrrhenian Sea)*. Marine Geology v 252, 141-149.

Amos C. L. & King E. L. (1984) - *Bedforms of the Canadian Eastern seaboard: a comparison with global occurrences*. Marine Geology, 57, 167-208.

Arthur, M.A., Srivastava, S.P., Kaminski, M., Jarrard, R., Osler, J., (1989) - *Seismic stratigraphy and history of deep circulation and sediment drift development in Baffin Bay and the Labrador Sea*. Proc. Ocean Drill. Program 105B, 891–922.

Ashley G. (1990) - “*Classification of large scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem*” 1997 SEPM Bedforms and bedding structures research symposium, Austin, TX. Jour. Sed. Petrology, Vol. 60, 160-172.

Béranger K., Mortier L. & Crépon M., (2005) - *Seasonal variability of water transport through the Straits of Gibraltar, Sicily and Corsica, derived from a highresolution model of the Mediterranean circulation*. Progress in Oceanography 66, 341-364.

Bethoux J.P., (1980) - *Mean water fluxes across sections in the Mediterranean Sea evaluated on the basis of water and salt budgets and of observed salinities*. Oceanol. Acta 3:79±88. Bower, A.S. and Rossby, T. (1989) Evidence of cross-frontal.

Boccaletti M., Conedera C. Dainelli P. and Gocev P., (1982): *The recent (Miocene-Quaternary) rhegmatic system of western Mediterranean region. A new model of ensialic geodynamic evolution in a context of plastic/rigid deformation*. Journ. Petr. Geol., 5, 31-49.

Boccaletti M. e Tortorici L. (1987) – *Appunti di geologia strutturale*, Patron Editore, Bologna.

Bryden H.L., Candela J. & Kinder T.H., (1994) - *Exchange trough the Strait of the Gibraltar*. Progress in Oceanography, 33, 201-248.

Carter, L., McCave, I.N., (1994) - *Development of sediment drifts approaching an active plate margin under the SW Pacific Deep Western Boundary Undercurrent*. Paleoceanography 9-6., 1061–1085.

Catalano R., D'Argenio B., Montanari L., Renda P., Abate B., Monteleone S., Macaluso T., Pipitone G., Di Stefano E., Lo Cicero G., Di Stefano P. e Agnesi V., (1979): *Contributo alla conoscenza della struttura della Sicilia Occidentale: Il profilo Palermo-Sciacca*. Boll. Soc. Geol. It., 19, 485-493.

Catalano R. e D'Argenio B.,(1982): *Schema geologico della Sicilia*. In: Catalano R. and D'Argenio B. (eds.), "Guida alla Geologia della Sicilia Occidentale", Guide Geologiche Regionali, Mem. Soc. Geol. It., Suppl. A., 24, 9-41.

Catalano R., Infuso S., Milia A., Sulli A. (1993) –*The Submerged Sicilia-Maghrebian chain along the Sardinia channel-Sicily Straits Belt*. In: Max M. D. e Colantoni P. (eds.), Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, UNESCO report in marine science, 43-48.

Catalano R., Di Stefano P., Nigro F. & Vitale F.P. (1993) – *Sicily mainland and its offshore: a structural comparison*. In: Max M. D. e Colantoni P. (eds.), Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, UNESCO report in marine science, 58, 19-24.

Catalano, R., Infuso, S., Sulli, A. (1995) – *Tectonic history of the submerged Maghrebian Chain from the Southern Tyrrhenian Sea to the Pelagian Foreland*. Terra Nova, 7, 179 – 188.

Catalano R., Di Stefano P., Sulli A., & Vitale F.P. (1996) – *Paleogeography and structure of the Central Mediterranean: Sicily and its offshore area*. Tectonophysics, 260, 291-323.

Catalano R., Di Stefano E., Infuso S., Sulli A., Vail P. R., Vitale F. P. (1998) – *Sequences and systems tracts calibrated by high-resolution bio-chronostratigraphy: the Central Mediterranean Plio-Pleistocene record*. In: De Graciansky (eds.), Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, N. 60, 155 – 177.

Catalano R., Franchino A., Merlini S. & Sulli A. (2000) - Central western Sicily structural setting interpreted from seismic reflection profiles – In: Catalano R. & Lo Cicero eds: Memorie della Società Geologica Italiana. LV (2000). Società Geologica Italiana – Roma.

Cirac P., Berne S., Castaing P., & Weber O., (2000) – Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine.- Oceanologica Acta, 23 n°6.

Colantoni, P., Cremona, G., Ligi, M., Borsetti, A.M., Cati, F. (1985) – The Adventure Bank (off Southwestern Sicily): a present day example of carbonate shelf sedimentation. Giorn. Di Geografia, 3, 47, 1-2, 165-180.

Colantoni P., Ligi M., Morsiani M.P., Penitenti D. (1993) – Morphology and sedimentary evolution of the Western Sicilian continental shelf. In: Max M. D. e Colantoni P. (eds.), Geological development of the Sicilian-Tunisian Platform, UNESCO report in marine science, 58, 93 - 98.

Cosentino D., Gliozzi E (1988) - Considerazioni sulle velocità di sollevamento di depositi eutirreniani dell'Italia meridionale e della Sicilia. Mem. Soc. Geol. It.

Curray J. R., 1964 – Trasgressions and regressions. In Miller R. L. (ed.), Papers in Marine Geology. New York p. 175-213.

Damuth, J.E., (1975) - Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. Mar. Geol. 18, 17–45.

Damuth, J.E., Hayes, D.E., (1977) - Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. Mar. Geol. 24, 73–95.

D'Angelo S., Lenbo P., Sacchi L. (2004) – Terrazzi de posizionali sommersi al largo dell'Isola di Favignana (Isole Egadi). Mem. Descr. Carta Geol. D'It. LVIII, pp 125-132.

Demirov, E., Pinardi, N., (2002) – *Simulation of the Mediterranean Sea circulation from 1979 to 1993: Part I. The interannual variability.* Journ. Mar. Syst., 33 – 34, 23 – 50.

Dinieri A., (2008) – *Accrescimento e composizione delle larve di acciuga (*engraulis encrasicolus*) in zone a diverse condizioni idrologiche del canale di Sicilia.* Tesi di dottorato in Scienze Ambientali. Università Cà Foscari Venezia.

Faugères JC, Stow DAV, Imbert P, Viana A (1999) - *Seismic features diagnostic of contourite drifts.* Mar Geol 162:1–38.

Field, M.E., and Duane, D.B. (1976) - *Post Pleistocene history of the United States inner continental shelf: significance to origin of barrier islands.* Geological Society of America Bulletin. V. 87 pp. 691-702.

Field, M.E., Gardner, J.V., (1990). - *Pliocene–Pleistocene growth of the Rio Ebro margin, northeast Spain: a prograding-slope model.* Geol. Soc. Amer. Bull. 102, 721– 733.

Field M. E. and Trincardi F., 1991 – *Regressive coastal deposits on Quaternary continental shelves: preservation and legacy.* In Osborne R. H. (eds.). From shoreline to abyss: contributions in marine geology in honor of Francis Parker Shepard. SEPM Special Publication, 46, 107-122.

Finetti, I., and A. Del Ben, (1986) - *Geophysical study of the Tyrrhenian opening.* Boll. Geofis. Teor. Appl., 28(110), 75– 155.

García-Lafuente J., García A., Mazzola S., Quintanilla L., Delgado A., Cuttitta A. & Patti B., 2002) - *Hydrographic phenomena influencing early life stages of the Sicilian Channel anchovy.* Fisheries Oceanography 11: 31-44.

Giunta G. e Liguori V. (1972) - *Geologia dell'estremità nord-occidentale della Sicilia.* Flaccovio.

Giunta G. (1985) - *Problematiche ed ipotesi sul bacino numidico nelle Maghrebidi siciliane.* Boll. Soc. Geol. It., 104, 239-256.

Giunta G., Nigro F. and Renda P., (2000a): *Extensional tectonics during Maghrebides chain building since late Miocene: examples from Northern Sicily.* Ann. Soc. Geol. Pol., 70, 81-98.

Giunta G., Nigro F., Luzio D., D'Anna G., Tondi E., Renda P., Cello G., Giorgianni A., De Luca L. e Vitale M., (2001): *Sismicità e tettonica recente in sicilia nord-occidentale e nel Tirreno meridionale per un modello sismotettonico preliminare.* GNGTS – Atti del 21° Convegno Nazionale.

Grandjacquet C. and Mascle G. (1978): *The structures of the Ionian sea, Sicily and Calabria-Lucania.* In: (eds, A.E.M. Nairn, W.H. Kaner and F.G. Stheli), *The Western Mediterranean*, Plenum Press, New York, 4B, 257-329.

Hermant, J. P., Michelozzi, E., Guerrini, P., Agate, M., Borruso, A., D'Argenio, A., Di Maio, D., Lo Iacono, C., Mancuso, M., Scannavino, M., (2000) – *Geoacoustic inversion with drifting buoys: Enverse 1997-98 experiments (Marettimo Island).* In Caiti A., et al. (Eds.), *Experimental Acoustic Inversion Methods for exploration of the shallow water environment*, Kluwer Academic Publishers, 236-286.

Hollister, C.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P., (1974) - *Current-control abyssal sedimentation: Samoan Passage, equatorial west Pacific.* J. Geol. 82, 275–300.

Howe, J., Stoker, M.S., Stow, D.A.V., (1994) - *Late Cenozoic sediment drift complex, Northeast Rockall Trough.* Paleo-ceanography 9 \_6., 989–999.

Hollister, C.D., McCave, N., (1984) - *Sedimentation under benthic storms.* Nature 309 -5965., 220–225.

Johnson, D.A., (1984) - *The Vema Channel: physiography, structure, and sediment–current interactions.* Mar. Geol. 58 \_1–2., 1–34.

Johnson, D.A., Ledbetter, M.T., Damuth, J.E., (1983) - *Neogene sedimentation and erosion in the Amirante Passage, Western Indian Ocean.* Deep-Sea Res. 30 -2A., 195–219

Lermusiaux P.F.J., (1998) - *Estimation and study of mesoscale variability in the Strait of Sicily*. Dynamics of Atmospheres and Oceans (Special issue in honor of Professor A.R. Robinson) 29: 255-303.

Lermusiaux P.F.J. & Robinson A.R., (2001) - *Features of dominant mesoscale variability, circulation patterns and dynamics in the Strait of Sicily*. Deep Sea Research I, 48: 1953-1997.

Lo Iacono C. (2003) - *Aspetti geomorfologici, sedimentologici ed ecologici dell'offshore delle Isole Egadi*. Tesi di dottorato in Geologia del sedimentario, Università di Napoli e Palermo, pp. 158.

Lo Iacono C., & Guillen J. (2008) - *Environmental conditions for gravelly and pebbly dunes and sorted edforms on a moderate-energy inner shelf (Marettimo Island, Italy, Western Mediterranean)*. In: Continental Shelf Research, 36.

Lonsdale, P., (1981) - *Drifts and ponds of reworked pelagic sediment in part of the Southwest Pacific*. Mar. Geol. 43, 153–193.

Lonsdale, P., Malfait, (1974) - *Abyssal dunes of foraminiferal sand in Carnegie Ridge*. Geol. Soc. Am. Bull. 83, 289–316.

McCave, I.N., Carter, L., (1997) - *Recent sedimentation beneath the Deep Western Boundary Current off northern New Zealand*. Deep-Sea Res., Part I 44 - 7., 1203–1237

McCave, I.N., Tucholke, B.E., (1986) - *Deep current-controlled sedimentation in the western North Atlantic*. In: Vogt, P.R., Tucholke, B.E. \_Eds., The Geology of North America, Vol. M, The Western North Atlantic region, Decade of North America Geology. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 451–468.

Malanotte-Rizzoli P., Manca B.B., Ribera Dacala M., Theocharis A., Bergamasco A., Bregant D., Budillon G., Civitarese G., Georgopoulos D., Michelato A., Sansone E., Scarazzo P. & Souvermezoglou E., (1997) - *A synthesis of the Ionian hydrography, circulation and water mass pathways during POEM Phase I*. Progress in Oceanography, 39, 153-204.

Malatesta A. (1957) - *Terreni, faune e industrie quaternarie nell'Arcipelago delle Egadi*. Quaternaria, IV, pp. 165-190.

Manzella G.M.R., Gasparini G.P. & Astraldi M., (1988) - *Water exchange between the Eastern and Western Mediterranean through the Strait of Sicily*. Deep-Sea Res. 35:1021-1035.

Marani M., Argnani A., Roveri M. and Trincardi F., (1993) - *Sediment drifts and erosional surfaces in the central Mediterranean: seismic evidence of bottom-current activity*. *Sedimentary Geology*, 82 (1993) 207-220. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Marsigli L.F., (1681) - *Intorno al Bosforo Tracio o vero Canale di Costantinopoli rappresentate in lettera alla Sacra Real Maestà di Cristina Regina di Svezia*. Nicolò Angelo Tinassi, Rome. Reprinted. In: Bollettino di pesca, di piscicoltura e di idrobiologia anno XI, Fasc. 5, Settembre-Ottobre 1935, 734-758.

Martorelli E., Falcini F., Salusti E., Chiocci F.L., (2010) – *Analysis modeling of contourite drifts and contour currents off promontories in the Italian Seas (Mediterranean Sea)*. *Marine Geology* 278, pp. 19-30.

Martorelli E., Petroni G., Chiocci F.L e Pantelleria Scientific Party (2011) – *Contourites offshore Pantelleria Island (Sicily Channel, Mediterranean Sea): depositional, erosional and biogenic elements*. *Geo-Mar. Lett* 31,481-493.

Meinert, J., (1986) - *Akustostratigraphie im aquatorialen Ostatlanti K: zur entwicklung der tiefenwasserzirkulation der letzten 3,5 millionen jahre*. "Meteor" Forschungsergeb., Reihe C 40, 19-86.

Mertens C. & Schott F., (1998) - *Interannual variability of deep water formation in the north western Mediterranean Sea*. *J. Phys. Oceanogr.*, 28, 1410-1424.

Mezerais, M.L., (1991) - *Accumulations sedimentaires profondes turbiditique deep-sea fan du Cap Ferret. et contouriti que bassin sud-bresilien.: geometrie, facies, edification*. These, Univ. Bordeaux I, 606, 301 pp.

Millot C. (1987) – *Circulation in the Mediterranean Sea* – Oc. Acta 10-2, 143-149.

Middleton G.V., Southard J.B. (1984) - *Mechanics of sediment movement*. SEPM

Nielsen J.N., (1912) - *Hydrography of the Mediterranean and adjacent seas. Danish Oceanographic Expeditions (1908-10)*. Report I. pp. 72-191. 92

Nigro F. e Renda P. (2000): *Un modello di evoluzione tettono-sedimentaria dell'avanfossa neogenica siciliana*. Boll. Soc. Geol. It., 119, 667-686.

Ogniben L. (1960): *Nota illustrativa dello schema geologico della Sicilia nord-orientale*. Riv. Min. Sic., 64-65, 184-212.

Pepe F., Dera F., Faraci C., Ferrantini L., Passaro S. Sacchi M. (2013) - *Caratteristiche sismostratigrafiche di strutture sedimentarie diagnostiche di correnti di fondo nell'off-shore del Golfo di Taranto*. Riassunto congresso AIQUA 2013

Pinardi N., Masetti E. (2000) – *Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review*. Paleo., Paleo., Paleo., **158**, 153 – 173.

Rebesco M. e Stow D., (2002) – *Seismic expression of contourites and related depots: a preface*. Marine Geophysical Researches, 22, 303-308.

Reed, D.L., Meyer, A.W., Silver, E.A., Prasetyo, H., (1987) - *Contourite sedimentation in an intraoceanic forearc system: eastern Sunda Arc, Indonesia*. Mar. Geol. 76 \_3–4., 223–242.

Reineck H.E., Sing, I.B., (1980) - *Depositional sedimentary environments: with reference to terrigenous clastics*. New York, Springer- Verlag, 549 pp.

Ricchi Lucchi F. (1980) – *Sedimentologia Vol. I, II, III*. CLUEB

Richards, P.C., Ritchie, J.D., Thomson, A.R., (1987). *Evolution of deep-water climbing dunes in the Rockall Trough.* Implications for overflow currents across the Wyville Thomson Ridge in the (?). Late Miocene. Mar. Geol. 76, 177–183.

Robinson A. R., Sellschopp J., Warn-Varnas A., Leslie W. G., Lozano C. J., Haley P. J., Anderson L. A. & Lermusiaux P.F J., (1999) - *The Atlantic Ionian Stream.* Journal of Marine Systems 20: 113-128.

Scandone P., Giunta G. and Liguori V., (1974): *The connection between Apulia and Sahara continental margins in the Southern Apennines and in Sicily.* Mem. Soc. Geol. It., 13, 317-323.

Schiltzer R., Roether W., Oster H., Junghans H., Hausmann M., Johannsen H. & Michelto A., (1991) - *Chloro uoromethane and Oxygen in the eastern Mediterranean.* Deep-sea Research, 38, 1531-1535. 95

Send U., Font J., Krahnmann G., Millot C., Rhein M. & Tintore J., (1999) - *Recent advances in observing the physical oceanography of the Western Mediterranean Sea.* Progress in Oceanography, 44 , 37-54.

Stoker, M.S., (1995) - *The influence of glaciogenic sedimentation on slope apron development on the continental margin off Northwest Britain.* In: Scrutton, R.A., Stoker, M.S., Schiommeld, G.B., Tudhope, A.W. Eds., The Tectonics, Sqedimentation and Paleoceanography of the North Atlantic Region. Geol. Soc., London 90, 159–177.

Stommel H., (1972) - *Deep winter-time convection in the Western Mediterranean Sea.* In: A. L. Gordon (Ed.), Studies in physical oceanography, vol. 2 (Gordon and Breach, New York, pp. 207-218).

Stow, D.A.V., Holbroock, J.A., (1984) - *North Atlantic contourite: an overview.* In: Stow, D.A.V., Piper, D.J.W. Eds., Fine- Grained Sediments: Deep-Water Processes and Facies. Geol. Soc., London 15, 245–256.

Stow D.A.V., Faugeres J.C., Howe J.A., Pudsey C.J., e Viana A.R., (2002) - *Bottom currents contourite and deep-sea sediments drifts: current state of the art.* Geological Society London, v. 22, pp.7-20.

Swift, D.J.P. (1976) – *Coastal sedimentation.* In Stanley, D.J., and Swift, D.J.P., eds., *Marine Sediment Transport and Environmental Management: Wiley – Interscience, New York, pp. 255-310.*

Trincardi F. and Field M. E., 1991 – *Geometry, laterally variation and preservation of downlapping regressive shelf deposits: eastern tyrrhenian sea margin, Italy.* Journal of Sedimentary Petrology, vol. 61, no 5, pp. 775-790.

Tsimplis M.N. & Bryden H.L., (2000) - *Estimation of the transport trough the Strait of the Gibraltar.* Deep-sea Research I, 47, 2219-2242.

Vail P. R., Mitchum R. M., Thompson S., 1977 – *Seismic stratigraphy and global changes of sea level, par 4 global cycles of relative changes of sea level.* Men Am. Assoc. Pet Geol. 26, 83-97.

Verdicchio, G., Trincardi, F., Asioli, A., (2007) - *Mediterranean bottom-current deposits: an example from the Southwestern Adriatic Margin.* In: Viana, A.R., Rebesco, M. (Eds.), *Economic and palaeoceanographic importance of contourite deposits: Geological Society Spec. Pub., 276, pp. 199–224.*

Verdicchio, G., Trincardi, F., (2006) - *Short-distance variability in abyssal bed-forms along the Southwestern Adriatic Margin (Central Mediterranean).* Marine Geology 234 (1/4), 271–292.

Verdicchio G., Trincardi F., (2008) - *Mediterranean shelf-edge muddy contourites: examples from the Gela and South Adriatic basins.* Geo-Mar. Lett, v. 28, pp.137–151

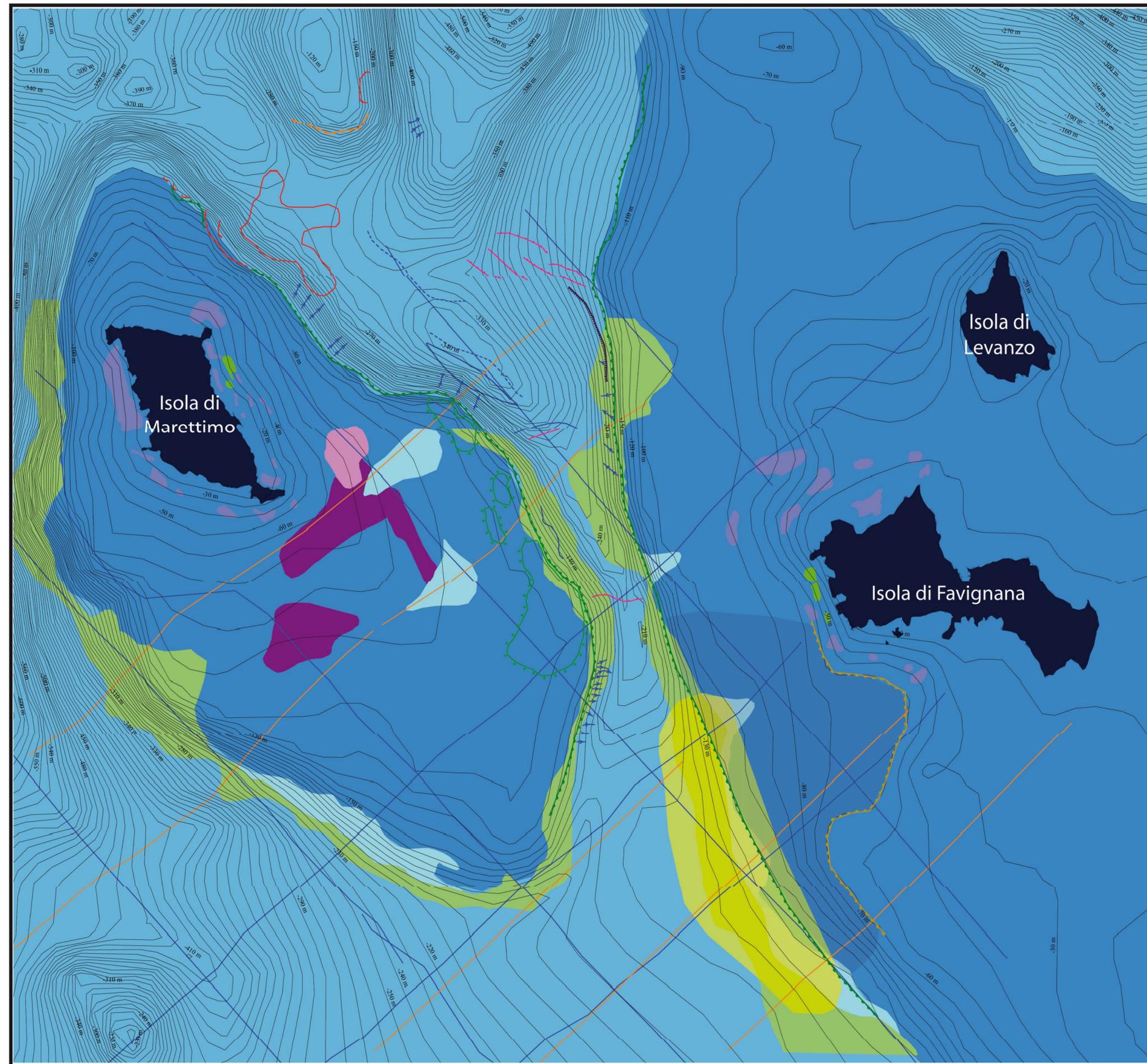
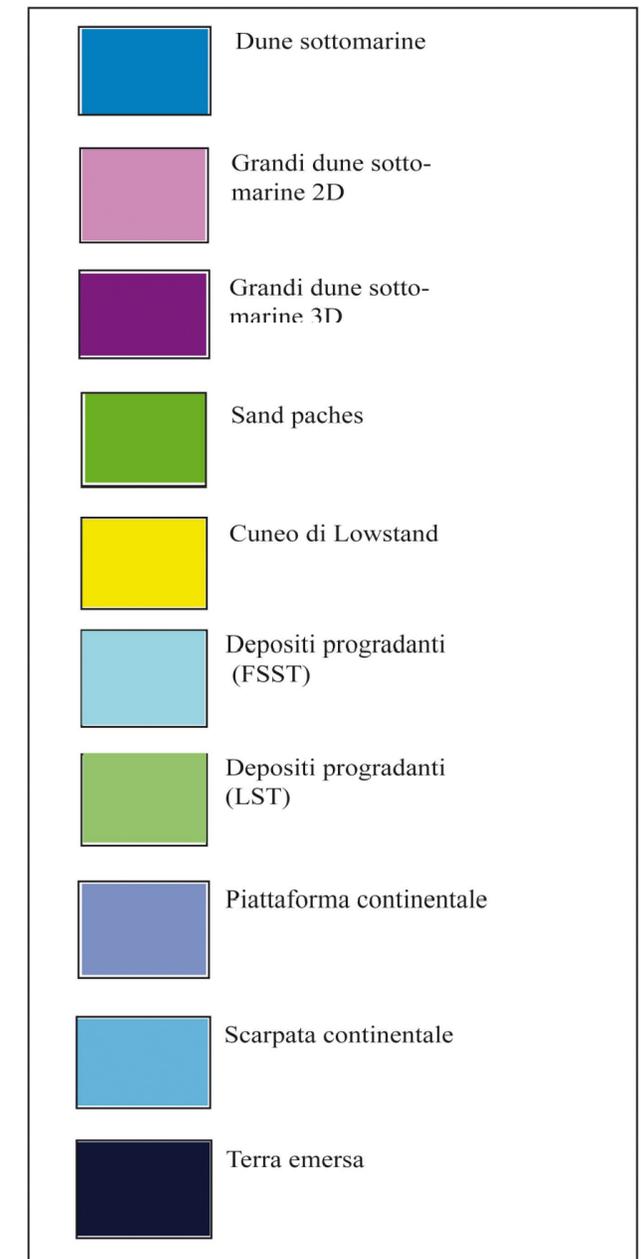
Warn-Varnas A., Sellschopp J., Haley P.J.Jr., Leslie W.G. & Lozano C.J., (1999) - *Strait of Sicily Water Masses.* Dynamics of Atmospheres and Oceans (Special issue in honor of Professor A.R. Robinson) 29: 437-469.

Waits J.S., (1755) - *Undersökning om orsaken hvarföre vattnet i Atlantiska hafvet alltid strömar in uti medlhafvet genom Sundet vid Gibraltar. Kungliga Svenska. Vetenskapsakademiens Handlingar.* 16, 27-50.

Weller J. M. 1960 – *Stratigraphy: principles and practice.* New York, Harper & Row pp. 725.

Zavatarelli M., Mellor G.L. (1995) - *A numerical study of the Mediterranean Sea circulation.* Journal of Physical Oceanography.

# CARTA DEI LINEAMENTI MORFOLOGICI E SEDIMENTOLOGICI DELLE ISOLE EGADI SCALA 1:100.000



## Legenda

