

POLITECNICO DI MILANO

Scuola di Ingegneria Civile, Ambientale e Territoriale

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Dipartimento di Ingegneria Civile ed Ambientale – Sezione di Ingegneria

Idraulica



Modello sperimentale per l'analisi dell'interazione tra ghiaccio e moto ondoso

Relatore:

Prof. Ing. Stefano Malavasi

Correlatore:

Prof. Alessandro Toffoli

Swinburne University of Technology

Melbourne, Australia

Tesi di Laurea di:

Claudio Cavaliere 784316

A.A. 2013/2014

Abstract

Il surriscaldamento globale sta modificando l'aspetto dei poli del nostro pianeta. Il graduale scioglimento dei ghiacci permette di accedere a latitudini sempre più estreme, consentendo l'accesso a nuove rotte commerciali e nuovi giacimenti di combustibili fossili. Per garantire la sicurezza del trasporto e dell'ambiente, modelli di previsione del moto ondoso devono includere l'effetto di interazione tra onda e ghiaccio. La ricerca sviluppata in questo lavoro di tesi descrive un modello sperimentale nel quale si studiano i processi di trasmissione e riflessione del moto ondoso derivanti dall'interazione con una singola lastra di ghiaccio. La campagna sperimentale è stata condotta presso il laboratorio dell'Università di Plymouth nell'estate 2013. In una vasca direzionale sono state generate onde regolari di diversa ampiezza e periodo; le misurazioni delle altezze d'onda sono state effettuate lungo tutta la vasca tramite diverse sonde capacitive. Per riprodurre in scala i blocchi di ghiaccio sono state utilizzate lastre sintetiche di forma quadrata di diverso spessore caratterizzate da proprietà meccaniche simili a quelle del ghiaccio reale. L'obiettivo degli esperimenti è quello di studiare gli effetti che la lastra di ghiaccio provoca sulle onde, al variare delle proprietà delle onde stesse. In letteratura esistono numerose osservazioni di campo e modelli matematici che trattano di quest'argomento. Le misurazioni in sito, però, sono limitate a condizioni di mare calmo, mentre i modelli numerici esistenti consentono una rappresentazione molto semplificata del fenomeno e spesso presentano comportamenti discordanti tra loro. I risultati degli esperimenti mostrano che l'interazione tra onda e ghiaccio è molto più complessa di quanto ipotizzato nei modelli esistenti. In particolare, dai risultati ottenuti durante la presente ricerca emerge che le onde che si propagano al di sopra della lastra (*overwash*) contribuiscono in modo significativo alla dissipazione dell'energia trasmessa.

Abstract

Global warming is altering the form of the poles of our planet. The sea ice breakup allows to achieve extreme latitudes, in order to find new commercial seaways and new oilfields. Therefore waves forecast models need to consider the effects of interaction between ice and wave field in order to ensure transport and environmental safety. In this thesis an experimental model of ocean wave attenuation due to interactions with an ice floe is developed. The experimental campaign was carried out at the Plymouth University laboratory, in the summer of 2013. In a directional wave basin of the lab, the evolution of mechanically-generated regular waves was monitored by several wave gauges in front and in the lee of a solitary square floe. To reproduce the ice floe two synthetic material plates with the same proprieties of ice were tested. Different plate thicknesses were considered. The primary objective of the experiments is to assess the effects that the floe induce on different regular wave fields. Many field data work as well as numerical scattering models were elaborated in literature. Unfortunately field measurements are normally limited to fairly mild wave conditions while existing numerical attenuation models are only linear. Besides numerical models and field data show different behaviours. The results of the present study indicate that the wave-ice interaction is far more complex than the models have assumed: overwash over the ice floe contributes significantly to the energy dissipation.

INDICE

Capitolo 1	INTRODUZIONE	1
1.1	Il sistema fisico	1
1.2	Obiettivi della tesi	3
1.3	<i>Outline</i> della tesi	5
Capitolo 2	LE BANCHISE POLARI	6
2.1	Il ghiaccio marino (<i>sea ice</i>)	6
2.2	Formazione delle banchise e tipologie di ghiaccio	9
2.3	La <i>Marginal Ice Zone</i> (MIZ)	12
Capitolo 3	IL SISTEMA GHIACCIO-ONDE IN LETTERATURA	14
3.1	Metodo conoscitivo induttivo	14
3.2	Osservazioni e sperimentazioni sul campo	15
3.2.1	Singola lastra di ghiaccio	17
3.2.2	Interazione tra lastre di ghiaccio	19
3.2.3	Attenuazione delle onde	22
3.2.4	Spessore dei blocchi di ghiaccio	24
3.3	Prove di laboratorio	25
3.3.1	Esperimenti con lo <i>slush ice</i>	25
3.3.2	Esperimenti per la definizione del limite massimo del <i>pancake ice</i>	26
3.4	Modelli matematici	28
3.4.1	Modelli sulla dispersione delle onde (<i>scattering models</i>)	29
3.5	Conclusioni	37

Capitolo 4	IL MODELLO SPERIMENTALE	38
4.1	Introduzione	38
4.2	Descrizione degli esperimenti	38
4.2.1	Riproduzione in scala delle lastre di ghiaccio	39
4.2.2	Vasca e strumenti di misura	40
4.3.3	Disposizione lastra e sonde	47
4.3.4	Generazione di onde regolari	49
4.3.5	Generazione di onde random	51
4.4	Considerazioni finali	52
Capitolo 5	RISULTATI DELLE SPERIMENTAZIONI	53
5.1	Introduzione	53
5.2	Serie temporale ed analisi in frequenza	53
5.3	Consistenza dei dati	59
5.4	Trasmissione e Riflessione	61
5.4.1	Trasmissione e Riflessione in funzione della lunghezza d'onda	64
5.4.2	Trasmissione e Riflessione in funzione della ripidità d'onda	66
5.5	Coefficiente di attenuazione	70
5.6	<i>Overwash</i>	73
5.7	Conclusioni	78
Capitolo 6	CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI	80
6.1	Introduzione	80
6.2	Risultati	80
6.3	Confronto con la letteratura	82
6.4	Considerazioni finali e sviluppi futuri	83

<u>APPENDICE A</u>	<u>Grandezze significative delle onde e teoria lineare</u>	<u>85</u>
<u>APPENDICE B</u>	<u>Onde random e spettro JONSWAP</u>	<u>88</u>
<u>APPENDICE C</u>	<u>Funzione per la correzione delle ampiezze d'onda</u>	<u>91</u>
<u>BIBLIOGRAFIA</u>		<u>94</u>

INDICE DELLE FIGURE

Figura 1.1: Schema di un campo d'onda riflesso e trasmesso da una singola lastra di ghiaccio	4
Figura 2.1: Mare di Weddell (Antartide) [Ice anthropogenic Global Warming, Macdonald, 2012].....	6
Figura 2.2: Estensione massima e minima della banchisa nell'Artico e nell'Antartico. [National Snow and Ice Data Center , 2012].....	7
Figura 2.3: Estensione ghiaccio artico settembre 2012. Confronto con l'estensione del settembre 1979 (rossa).....	8
Figura 2.4: Mare di Ross [Nathaniel B. Palmer,1997].....	9
Figura 2.5: Mare del Labrador [Palmer LTER project. 2009].....	10
Figura 2.6: Mare di Groenlandia [Glenn Grant/National Science Foundation, 2009].....	10
Figura 2.7: banchisa di ghiaccio fisso nel Oceano Artico a nord della Groenlandia [Andy Mahoney,NSIDC.,1999].....	11
Figura 2.8 : Nave in una Marginal ice zone dell'Oceano Artico. [© 2013 Global Greenhouse Warming, Michael Van Woert].....	12
Figura 3.1: gradi di libertà di un corpo rigido galleggiante [Society of Naval Architects and Marine Engineers (SNAME), 1989].....	18
Figura 3.2: correlazione tra gli eventi di collisione tra le lastre e l'ampiezza d'onda. Nel riquadro in alto, la prima curva rappresenta la serie temporale del logaritmo del quadrato dell'altezza d'onda, mentre la seconda curva è la velocità orizzontale delle lastre. I due grafici in basso rappresentano il numero delle collisioni registrate durante lo stesso periodo. [Martin and Becker, 1987].....	20
Figura 3.3: tratti di oceano artico ricoperti da blocchi di ghiaccio galleggianti su di una superficie di greace ice.....	21
Figura 3.4: Vasca di laboratorio per studiare l'interazione onde- <i>slush ice</i> [Neymar and Martin, 1981].....	26
Figura 3.5: Processo di congelamento tra due lastre adiacenti. A sinistra vista laterale, mentre a destra una planimetria. [Shen et al., 2001].....	27
Figura 3.6: Componente normale e tangenziale delle forze del moto ondoso.....	28

Figura 3.8 Rappresentazione schematica di una singola lastra di ghiaccio sottoposta ad un campo d'onda unidirezionale. [Squire et al.,1994].....	29
Figura 2.9: Coefficiente di riflessione R vs lunghezza della lastra, per diversi spessori: h=0.5m (curva continua); h=1m (curva tratteggiata intermedia); h=5m (curva tratteggiata in alto). La lunghezza d'onda è tenuta costante a 100m. [Meylan and Squire, 1994].....	32
Figura 2.10: Coefficiente di riflessione R diversi periodi d'onda. La lunghezza della lastra è mantenuta costante a 100m, mentre il suo spessore h è pari a 1m. [Meylan and Squire, 1994].....	32
Figura 2.11: Massima deformazione vs periodo per una lastra di lunghezza pari a 100m e spessore pari a 1m. [Meylan and Squire, 1994].....	33
Figura 2.12: Plot del massima deformazione vs distanza dal bordo della lastra per differenti valori di spessore della lastra (h). [Squire et al., 1995].....	34
Figura 3.13: Mar Glaciale Artico, lastre di ghiaccio rotte da un campo d'onda di recente [V.A. Squire,1994].....	35
Figura 4.1: Lastra di PVC Forex® di forma quadrata con lati 1x1m e spessore 5mm.....	39
Figura 4.2: Coastal Basin nel COaST lab dell'università di Plymouth.....	40
Figura 4.3: Wave Gauges.....	41
Figura 4.4: Acoustic Doppler Velocimetry.....	41
Figura 4.5 : High Speed Camera.....	41
Figura 4.6: Lastra con la sonda in posizione centrale.....	43
Figura 4.7: Particolare della sonda, con cilindro graduato e cavi di acciaio piombato.....	44
Figura 4.8: Coppie di immagini, tratte dai video della High Speed Camera, con la lastra di PVC di 5mm sottoposta a tre campi d'onda regolari differenti: periodo T=0.8s, ka=0.04 (in alto); periodo T=0.8s, ka=0.08 (al centro); periodo T=0.8s, ka=0.15 (in basso).....	45
Figura 4.9: Lastra ricoperta da sferette per rilevare i movimenti tridimensionali.....	46
Figura 4.10: Rilevatore del Motion System.....	47
Figura 4.11: Planimetria della vasca. Disposizione delle sonde e della lastra di ghiaccio..	48
Figura 4.12: Disposizione delle sonde e del vetrino posteriormente la lastra.....	49
Figura 4.13: Relazione tra il valore di distorsione delle altezze d'onda (A/A effettiva) ed il periodo. I quadrati rossi rappresentano i valori di periodo 0.7s e 0.9s utilizzati per validare la relazione.....	51

Figura 5.1: Serie temporale normalizzata delle altezze d'onda registrate dalle sonde S1 (in alto) ed S2 (in basso), posizionate rispettivamente avanti e dietro la lastra. Onda di periodo $T=0.8s$, $ka=0.1$. Lastra di Polipropilene di 10mm di spessore.....	54
Figura 5.2: Serie temporale normalizzata delle altezze d'onda registrate dalle sonde S1 (in alto) ed S2 (in basso), posizionate rispettivamente avanti e dietro la lastra. Onda di periodo $T=0.8s$, $ka=0.1$. Lastra di PVC di 10mm di spessore.....	55
Figura 5.3: Confronto della frequenza di onda regolare (linea tratteggiata) e di quella perturbata da una lastra di Polipropilene di 10mm (continua rossa). Onda di periodo $T=0.6s$ e $ka=0.1$. Il primo grafico è valutato in corrispondenza della sonda S1 davanti la lastra, il secondo della sonda S2 alle spalle della stessa.....	57
Figura 5.4: Confronto della frequenza di onda regolare (linea tratteggiata) e di quella perturbata da una lastra di PVC di 10mm (continua rossa). Onda di periodo $T=0.6s$ e $ka=0.1$. Il primo grafico è valutato in corrispondenza della sonda S1 davanti la lastra, il secondo della sonda S2 alle spalle della stessa.....	58
Figura 5.5: Deviazione standard cumulata in scala logaritmica per prova con lastra(blu) e senza lastra (rossa). Onda di periodo $T=0.8$ e $ka=0.08$	60
Figura 5.6: Deviazione standard cumulata in scala lineare per prova con lastra(blu) e senza lastra (rossa). Onda di periodo $T=0.8$ e $ka=0.08$	60
Figura 5.7: Coefficiente di riflessione R_c in relazione al periodo (Sinistra); ripidità d'onda (Centro); spessore della lastra (Destra). Si distinguono i valori di R superiori (o) ed inferiori (+) a 0.90.....	62
Figura 5.8: Coefficiente di trasmissione T in relazione al periodo (Sinistra); ripidità d'onda(Centro); spessore della lastra (Destra).....	62
Figura 5.9: Deviazione standard cumulata in scala logaritmica per lastra di PVC di 5mm sottoposta ad un campo d'onda di periodo $T=0.8$ e $ka=0.08$. Si nota la non stazionarietà dell'Hs.....	63
Figura 5.10: Coefficiente di riflessione R in relazione al periodo (Sinistra); ripidità d'onda(Centro); spessore della lastra (Destra). Sono stati eliminati i punti con $R<0.90$...64	64
Figura 5.11: Coefficiente di riflessione R (punti blu) e coefficiente di trasmissione T (punti rossi) in relazione alla lunghezza d'onda normalizzata per la lunghezza della lastra. Confronto tra il polipropilene (ghiaccio grigio grafici a sinistra) e PVC (ghiaccio bianco grafici a destra).....	65
Figura 5.12: Media e standard deviation dei coefficienti R (punti blu) e T (punti rossi) in relazione alla lunghezza d'onda normalizzata per la lunghezza della lastra. Confronto tra il polipropilene (ghiaccio grigio grafici a sinistra) e PVC (ghiaccio bianco grafici a destra)...	66

Figura 5.13: Coefficiente R vs lunghezza d'onda normalizzata al variare della ripidità d'onda k_a . Confronto tra le due tipologie di lastre: polipropilene (colonna di sinistra) e PVC (colonna di destra).....	67
Figura 5.14: Coefficiente T vs lunghezza d'onda normalizzata al variare della ripidità d'onda k_a . Confronto tra le due tipologie di lastre: polipropilene (colonna di sinistra) e PVC (colonna di destra).....	69
Figura 5.15: Altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio grigio (polipropilene).....	70
Figura 5.16: Altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio bianco(PVC).....	71
Figura 5.17: Medie e deviazioni standard dell'altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio bianco(Polipropilene). Per ogni serie corrispondente ad una lunghezza d'onda si plotta l'interpolatrice quadratica.....	72
Figura 5.18: Medie e deviazioni standard dell'altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio bianco(PVC). Per ogni serie corrispondente ad una lunghezza d'onda si plotta l'interpolatrice quadratica.....	72
Figura 5.19: Serie temporale dell'altezza d'acqua pesante sulla lastra di ghiaccio di polipropilene di 20mm sottoposta ad un campo d'onde regolari di periodo 1s e k_a 0.10...73	73
Figura 5.20: Altezza media dello strato d'acqua presente sulla lastra vs ripidità d'onda k_a . Caso Polipropilene.....	74
Figura 5.21: Altezza media dello strato d'acqua presente sulla lastra vs ripidità d'onda k_a . Caso PVC.....	75
Figura 5.22: Coefficiente di trasmissione T vs altezza significativa d'onda al di sopra della lastra H_{sw} . Caso Polipropilene.....	76
Figura 5.23: Coefficiente di trasmissione T vs altezza media dello strato d'acqua sopra la lastra H_m . Caso Polipropilene.....	77
Figura 5.24: Coefficiente di trasmissione T vs altezza significativa d'onda sopra la lastra H_{sw} . Caso PVC.....	77
Figura 5.25: Coefficiente di trasmissione T vs altezza media dello strato d'acqua sopra la lastra H_m . Caso PVC.....	78
Figura A 1: Lunghezza d'onda in relazione alla frequenza (grafico sinistra) e alla celerità (grafico destra). [Radoslav Nabergoj, 2005].....	86
Figura B 1: Schema che mostra la direzione media del moto ondoso e due direzioni, individuate dagli angoli q , associate alle onde elementari [Boccotti 1981].....	88

Figura B 2: Esempio di spettro di energia in frequenza. [Boccotti 1981].....	89
Figura C 1: Relazione tra periodo e Altezza d'onda effettiva.....	92
Figura C2: Relazione tra periodo ed altezza d'onda effettiva a seguito della validazione..	93

INDICE DELLE TABELLE

Tabella 4.1: Caratteristiche delle onde regolari generate.....	50
Tabella 4.2: Caratteristiche delle onde random generate.....	51
Tabella C1: Onde generate con distorsione dell'altezza effettiva.....	91
Tabella C2: Onde generate per validare la relazione trovata	92

Capitolo 1

INTRODUZIONE

Il presente lavoro di tesi si inserisce in un ampio programma di ricerca riguardante l'interazione tra ghiaccio marino (*sea ice*) ed onde. Questa tematica è andata sviluppandosi enormemente dalla seconda metà del secolo scorso in seguito agli evidenti mutamenti climatici del nostro pianeta. L'analisi e la modellazione del sistema ghiaccio-onde, oltre a suscitare un interesse ingegneristico civile-ambientale, abbraccia numerosi ambiti di studio, come quello marino, biologico, meteorologico, navale.

Vi è un forte e delicato equilibrio che lega le proprietà delle banchise polari ed il clima globale, per cui diviene fondamentale, da un punto di vista meteorologico, conoscere il ruolo che le onde hanno sull'estensione e sulla morfologia delle banchise. Le onde, infatti, a causa del progressivo scioglimento dei ghiacci, tendono a penetrare sempre più all'interno delle banchise, impedendo la formazione di un blocco di ghiaccio fisso. Il progressivo instaurarsi delle onde all'interno delle banchise favorisce ulteriormente lo scioglimento dei ghiacci, aumentando le zone di oceano sottoposte alle radiazioni solari ed incrementando la temperatura media dei mari e di conseguenza dell'intero pianeta.

A causa dello scioglimento dei ghiacciai, sono disponibili nuove rotte di navigazione in zone artiche fino a poche decine di anni fa ricoperte da uno strato perenne di ghiaccio. Per garantire la sicurezza delle imbarcazioni, è necessario quindi conoscere le proprietà di uno stato di mare ricoperto da blocchi di ghiaccio, per sviluppare modelli in grado di prevederne l'evoluzione.

L'accessibilità a latitudini sempre più estreme comporta la possibilità di trovare nuovi giacimenti di gas naturale e combustibili fossili, che comporterebbero la costruzione di piattaforme offshore e di oleodotti sottomarini. In ambito ingegneristico, quindi, il problema è quello di mettere in sicurezza eventuali costruzioni, ricercare gli "eventi estremi" che caratterizzano lo stato di mare, valutare i costi-benefici di tali operazioni.

Infine è interessante studiare il sistema da un punto di vista biologico-naturalistico: analizzare gli effetti dei cambiamenti della banchisa in relazione a tutte le specie faunistiche che vi abitano, siano esse acquatiche (balene, orche, pesci), o terrestri (foche, orsi polari, pinguini).

1.1 Sistema fisico

Il sistema delle banchise polari è caratterizzato da una complessità notevole: lo studio dell'interazione tra onde e ghiaccio comprende, tra gli altri, lo studio della meccanica dei fluidi accoppiato con quello dell'interazione fluido-struttura. La corretta modellazione del sistema fisico, quindi, richiede la conoscenza completa sia delle caratteristiche del campo d'onda (spettro d'onda, steepness, periodo/lunghezza, altezza d'onda significativa etc.), sia di quelle del sistema solido (spessore, flessibilità, scabrezza, tensione ammissibile, criteri di rottura etc.).

Uno degli aspetti più problematici da modellare risulta essere la distribuzione del ghiaccio nella zona più esterna della banchisa, la cosiddetta *Marginal Ice Zone (MIZ)*. La *MIZ* infatti, è fortemente influenzata dal campo d'onda ma a sua volta, con la propria morfologia, condiziona notevolmente le proprietà del campo d'onda stesso. La mutua interazione tra onde e ghiaccio comporta brusche variazioni della morfologia del sistema nello spazio e nel tempo. A causa di un nuovo campo d'onda incidente, infatti, il ghiaccio è rotto in blocchi di minor dimensione, creando una nuova conformazione nel giro di poche ore. Oltre all'interazione reciproca, è necessario considerare i fattori esterni che influiscono nella distribuzione spazio-temporale delle onde e del ghiaccio: per quanto riguarda le onde, bisogna considerare i parametri utilizzati in mare aperto (fetch disponibile, velocità e durata del vento); mentre per il ghiaccio è necessario studiarne le modalità di formazione, andando ad analizzare la temperatura, l'umidità dell'aria, l'irraggiamento solare, il vento o, più in generale, la circolazione atmosferica.

Diverse metodologie possono essere utilizzate per studiare, comprendere e modellare il sistema ghiaccio-onde:

1. Osservazioni e sperimentazioni sul campo: spedizioni artiche ed antartiche per osservare i fenomeni naturali ed effettuare misurazioni delle grandezze significative [Squire, et al., 1995; Squire and Moore, 1980; Wadhams, 1973, 2000; SIPEX expedition, 2007]. I risultati ottenuti con le sperimentazioni sul campo sono specifici della zona strumentata, per cui non hanno validità generale.
2. Modelli matematici: modelli concettuali utilizzati per rappresentare uno scenario osservato [Wadhams et al. 1988; Meylan and Squire 1994; Wadhams 2000]. Quando un modello è accuratamente calibrato e validato, esso è in grado di riprodurre scenari futuri o scenari differenti da quelli osservati.
3. Esperimenti di laboratorio: riproduzione del sistema fisico naturale in scala ridotta in un ambiente controllato, nel quale risulta più semplice misurare tutte le grandezze significative [Lange et al. 1989; Martin et al. 1997]. In questo caso si cerca di modellare il problema rendendolo il più semplice possibile, in modo tale da ottenere relazioni di validità generale. Gli esperimenti di laboratorio hanno anche il compito di validare un modello precedentemente costruito.

In sintesi, gli obiettivi principali degli studi effettuati sull'interazione tra ghiaccio ed onde riguardano la comprensione dei processi fisici presenti nella *MIZ* e la definizione di un modello che ne preveda l'evoluzione spazio-temporale [Polyak and Leonid, 1995; Richard and Andrews, 1999]. Bisogna quindi identificare e modellare tutte le interazioni chiave tra atmosfera, ghiaccio ed oceano, responsabili dell'evoluzione delle banchise polari. In particolare è fondamentale modellare gli effetti reciproci tra un campo d'onda incidente ed il sea ice, caratterizzato da una certa estensione ed una certa conformazione.

Sarebbe interessante arrivare alla definizione di una condizione di "equilibrio" tra la forma e le caratteristiche della banchisa ed un determinato stato di mare [Wadhams, et al., 2002].

Infine, è fondamentale studiare gli effetti che la MIZ provoca sul campo d'onda a larga e piccola scala, nell'ambito di una messa in sicurezza di piattaforme offshore o per la creazione di nuove rotte navali nell' oceano Artico. [Savelle 2004; Serreze, Kristen St. and Wolff, 2005].

Questo lavoro non ha la pretesa di fornire un quadro completo rispetto a tutti gli aspetti coinvolti nell'evoluzione delle banchise ma, essendo il problema fortemente multidisciplinare, considero importante inquadrare gli esperimenti svolti in un ambito più generale.

1.2 Obiettivi della tesi

Da un punto di vista ingegneristico il problema riguardante l'interazione tra ghiaccio ed onde può essere affrontato considerandolo da due diversi punti di vista: la meccanica del blocco di ghiaccio, e le proprietà del campo d'onda. Il primo punto è tipico del ramo dell'Ingegneria Civile che riguarda l'interazione fluido-strutture, nel quale si considera un corpo solido (in questo caso il ghiaccio) immerso in un campo di forze derivanti dalle azioni di un fluido; queste sollecitazioni esterne provocano cedimenti, rotture, rotazioni e traslazioni. Se si considera il problema dal punto di vista del fluido, invece, si entra nel ramo dell' ingegneria marittima, per cui i blocchi di ghiaccio possono considerarsi come degli ostacoli galleggianti che alterano le proprietà del campo d'onda incidente.

Nel nostro caso il problema è stato affrontato da un punto di vista solidale all'oceano, per cui sono stati presi in considerazione gli effetti che il ghiaccio provoca sul campo d'onda. In particolare, sono stati analizzati per via sperimentale gli smorzamenti d'altezza d'onda (quindi di energia ondosa) causati da una singola lastra di ghiaccio, valutando la percentuale di onda riflessa e trasmessa.

Le prove sono state effettuate presso il laboratorio *Coastal Ocean and Sedement Transport (COaST)* dell'università di Plymouth, UK, nell'estate del 2013. Sono state generate onde regolari ed onde random: differenti periodi ed ampiezze d'onda sono stati considerati. Il ghiaccio è stato riprodotto utilizzando due diversi tipi di lastre sintetiche aventi la stessa densità e le stesse proprietà meccaniche del ghiaccio reale. Le misure di altezza d'onda sono state effettuate utilizzando una serie di sonde capacitive. Lo schema concettuale alla base degli esperimenti è riportato in figura 1.1.

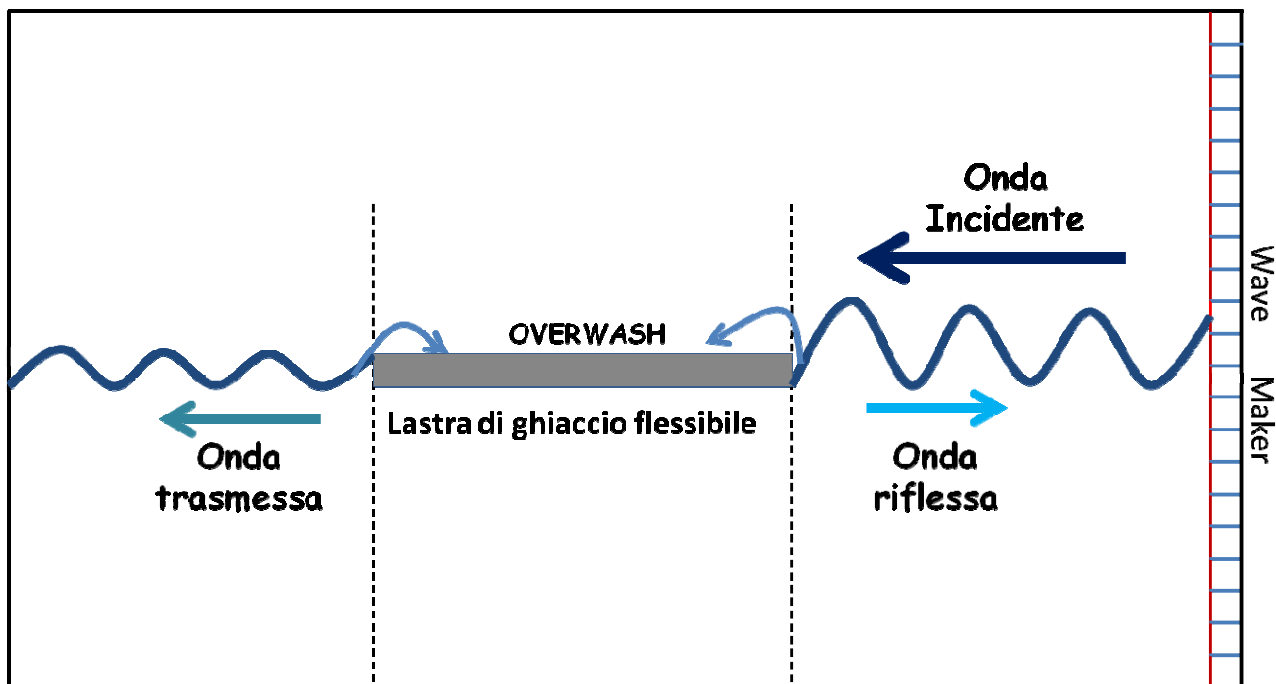


Figura 1.1: Schema di un campo d'onda riflesso e trasmesso da una singola lastra di ghiaccio

Le osservazioni condotte sul campo da diversi autori mostrano che l'energia delle onde decade esponenzialmente dall'estremità della MIZ procedendo verso l'interno [Dixon and Squire, 2001; Fox and Haskell, 2001].

È stato osservato che il coefficiente di attenuazione α varia tra 10^{-4}m^{-1} per onde lunghe e 10^{-3}m^{-1} per onde corte. C'è quindi una grande incertezza riguardo il valore esatto di questo coefficiente e di quanto esso dipenda dallo stato del ghiaccio [Fox and Squire, 1990; Frankenstein, et al., 2001]. I blocchi di ghiaccio, oltre a causare un'attenuazione dell'energia ondosa, comportano una parziale riflessione delle onde, con la conseguente alterazione della direzionalità e della velocità di propagazione [Squire et al., 1984; 1995; 2007]. Anche rispetto al valore del coefficiente di riflessione vi sono diversi dubbi.

Le incertezze riguardo il valore esatto dei coefficienti di attenuazione e di riflessione sono dovute al fatto che la relazione che lega la dissipazione e la riflessione con le proprietà del campo d'onda non è stata approfondita con prove di laboratorio *ad hoc*.

Tra i modelli matematici e le osservazioni sul campo vi è la presenza di qualche discordanza riguardo l'andamento della dissipazione di energia lungo la direzione di propagazione delle onde. Una di queste riguarda il coefficiente di attenuazione α presente nei modelli di Wadhams [2000] e di Bennetts and Squire [2012]. Secondo gli autori il coefficiente α è dipendente dal periodo d'onda, con relazione inversamente proporzionale secondo la quale all'aumentare del periodo si ha una diminuzione di α .

Da diverse osservazioni, però, in un intervallo di periodi limitato ($<8\text{s}$), è stato osservato un andamento di α esattamente opposto, definito da Wadhams "roll-over effect" [Wadhams et al., 2000].

L'obiettivo principale del modello sperimentale proposto, quindi, è quello di analizzare i coefficienti di trasmissione e di riflessione al variare dei parametri d'onda (periodo e ripidità) ed al variare delle proprietà delle lastre di ghiaccio (spessore, densità, proprietà meccaniche). Le prove condotte, sebbene rappresentino una semplificazione notevole della realtà, forniscono una descrizione dettagliata dei processi di dissipazione e di riflessione causati da una singola lastra di ghiaccio su un campo d'onda.

Da un confronto tra le osservazioni sul campo ed i modelli numerici risulta che lo *scattering* non è la sola causa di dissipazione dell'energia ondosa, per cui bisogna esaminare anche altri fattori dissipativi, come l'*overwash* (quantitativo d'acqua al di sopra delle lastre durante la propagazione ondosa), le collisioni tra le lastre ed i fenomeni di attrito viscoso. Le misurazioni e gli esperimenti effettuati in sito si limitano a condizioni di mare moderate, mentre i modelli numerici esistenti sulla dissipazione dell'energia ondosa sono lineari. Tutti i contributi non lineari del processo di dissipazione (tra i quali l'*overwash*) non sono presi in considerazione e, di conseguenza, il legame funzionale tra il coefficiente di dissipazione e le grandezze d'onda non è noto.

Nel modello sperimentale proposto è stato esaminato in maniera esplicita il ruolo dell'*overwash* sulla dissipazione. L'originalità degli esperimenti risiede proprio nell'analizzare come i parametri d'onda e le proprietà meccaniche del ghiaccio influenzino il quantitativo di *overwash* e di come questo vada ad incidere sul grado di dissipazione energetica. Come detto precedentemente, i modelli matematici esistenti sono tutti lineari, per cui questo esperimento può essere considerato il punto di partenza per avviare una modellazione che valuti anche la componente non lineare, necessaria per arrivare a formulare un legame funzionale completo tra la dissipazione e le varie variabili in gioco.

1.3 Outline della tesi

Oltre al capitolo introduttivo, il lavoro è strutturato in cinque capitoli. Nel primo è presente un'ampia descrizione di carattere generale riguardo le tipologie di ghiaccio marino presenti, le loro proprietà e la loro influenza sul clima terrestre. Il capitolo successivo è dedicato ad un'illustrazione dei lavori di letteratura sul sistema onde ghiaccio. Tali lavori si suddividono in base alle metodologie utilizzate per studiare il problema: analisi sul campo, modelli matematici e numerici, prove sperimentali di laboratorio. Proprio su di una serie di prove di laboratorio si sviluppa la ricerca della tesi, la quale analizza un modello sperimentale realizzato presso il COaST laboratory dell'Università di Plymouth. Nel terzo capitolo vengono descritti il laboratorio, gli strumenti di misura, ed il set up sperimentale. Successivamente sono riportati i risultati delle prove con le dovute considerazioni. Infine, nel capitolo finale sono presentate le conclusioni ottenute dall'analisi dei dati, confrontate con i lavori di letteratura riportati nel capitolo tre.

CAPITOLO 2

LE BANCHISE POLARI

2.1 Il ghiaccio marino (sea ice)

Gli oceani delle regioni polari del nostro pianeta sono ricoperti costantemente da uno strato di ghiaccio (*sea ice*), detto anche banchisa, che si forma a causa delle basse temperature tipiche di queste aree (Figura 2.1). Raggiunta la temperatura di circa $-1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$ (punto di congelamento per acqua salata), si ha la formazione di uno strato galleggiante di ghiaccio costituito da acqua dolce, in quanto durante il processo di congelamento i sali minerali restano in soluzione.

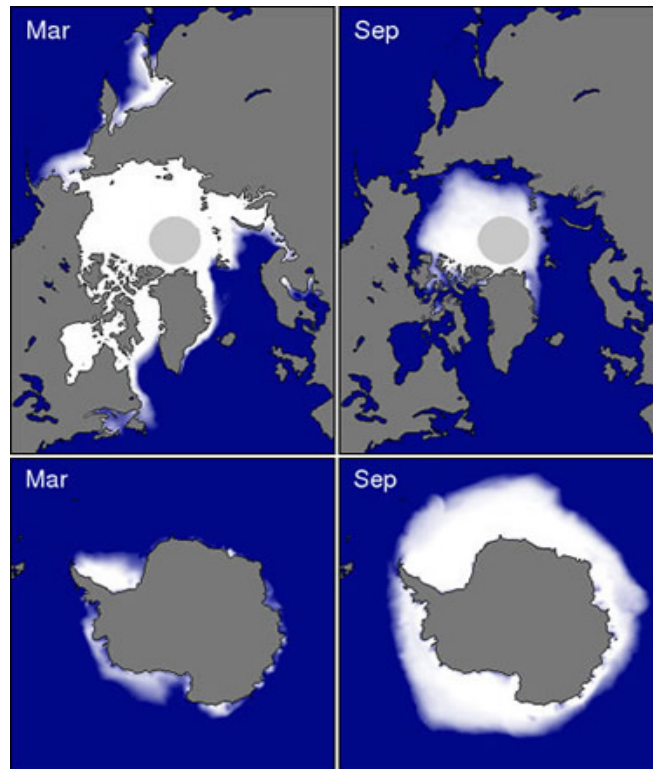


Figura 2.1: Mare di Weddell (Antartide) [Ice anthropogenic Global Warming, Macdonald, 2012]

Le due aree del pianeta in cui si trovano le più grandi distese di ghiaccio marino sono l'Oceano Artico e l'Oceano Australe intorno all'Antartide, che insieme ricoprono circa il 7% della superficie della Terra ed il 12% della superficie oceanica globale [Weeks et al. 2010].

L'estensione delle banchise polari è caratterizzata da notevoli variazioni stagionali: la banchisa antartica si riduce fortemente nell'estate australe, riformandosi in inverno e raggiungendo un'estensione pari a quella del continente antartico (19 milioni di km^2); la banchisa artica raggiunge la sua estensione massima a Marzo, coprendo un'area di circa 15 milioni di km^2 , mentre a Settembre scende fino a 6,5 milioni di km^2 (Figura 2.2). Da

qualche anno perde parte della sua estensione ad ogni ciclo, fatto che viene attribuito al riscaldamento globale e che potrebbe portare nel tempo alla sua scomparsa nel periodo estivo [Barber and Iacozza, 2004].



*Figura 2.2: Estensione massima e minima della banchisa nell'Artico e nell'Antartico.
[National Snow and Ice Data Center , 2012]*

Gli effetti dell'evoluzione della superficie e dello spessore della banchisa non si limitano unicamente all'ecosistema marino polare, ma influenzano profondamente anche il clima dell'intero pianeta. Il ghiaccio marino ha infatti diverse funzioni nella regolazione del clima globale. La massa di ghiaccio che ricopre l'oceano funge da isolante, per cui limita la dispersione del calore dal mare verso l'atmosfera [Lavrenov, 2003]. Il ghiaccio, inoltre, essendo bianco è molto riflettente e contribuisce significativamente all'albedo del nostro pianeta, ossia alla quantità di radiazione solare che viene riflessa nello spazio. Una diminuzione dell'estensione delle banchise comporta una minor riflessione delle radiazioni solari, provocando l'innalzamento della temperatura media dei mari e, di conseguenza, dell'intero pianeta [Squire, 2007; Squire, et al., 1995].

La banchisa influenza anche la circolazione oceanica: quando il ghiaccio si forma, il sale espulso dallo stato solido incrementa la salinità dell'acqua allo stato liquido, la quale aumenta di densità e sprofonda negli abissi e verso l'equatore. Di conseguenza, le acque meno dense e più calde risalgono verso la superficie, incrementando la temperatura superficiale dei poli. La circolazione oceanica che ne deriva gioca un ruolo fondamentale sugli ecosistemi marini e sugli equilibri climatici globali [Wadhams, 2000].

Tra l'estensione delle banchise polari ed il clima terrestre, quindi, vi è allo stesso tempo un forte ma fragile equilibrio: anche piccole variazioni della temperatura globale rispetto alla media possono avere notevoli effetti sulle condizioni delle banchise, a tal punto che queste ultime possono essere considerate degli *indicatori* dei cambiamenti climatici a scala globale.

Negli ultimi decenni si è delineata una tendenza che preoccupa notevolmente la gran parte della comunità scientifica: durante le stagioni estive, a causa del surriscaldamento terrestre, attorno al polo Nord si assiste ad un progressivo assottigliamento del ghiaccio marino (Figura 2.3). Si prevede di questo passo, che dal 2025 durante la stagione estiva l'estensione della banchisa raggiunga meno dell' 1% dell' Oceano Artico [Barber and Iacozza, 2004]. Pur se questo scenario non comporterebbe un aumento del livello degli oceani (che si registrerebbe se si sciogliessero le calotte glaciali terrestri), le conseguenze sarebbero ugualmente drammatiche perché si altererebbe il fragile equilibrio descritto precedentemente.



Figura 2.3: Estensione ghiaccio artico settembre 2012. Confronto con l'estensione del settembre 1979 (rossa).

In uno scenario del genere lo studio delle principali caratteristiche fisiche del ghiaccio marino risulta di estrema importanza. Questa ricerca riguarda le modalità di formazione e di scioglimento delle banchise; gli effetti che hanno gli agenti destabilizzanti quali vento, onde e correnti sulla loro conformazione; l'interazione reciproca tra ghiaccio e campo d'onda.

2.2 Formazione delle banchise e tipologie di ghiaccio

La causa principale della formazione della banchisa è il congelamento della superficie marina, essendo le precipitazioni nevose molto scarse nelle regioni polari. L'acqua del mare congela sempre in superficie e mai sul fondo, dove non raggiunge temperature sufficientemente basse a causa del suo elevato calore specifico che comporta una scarsa propensione a variare la temperatura. Raggiunta la temperatura di congelamento, ha inizio la formazione di piccoli cristalli lenticolari, il cui diametro è dell'ordine di qualche millimetro. I cristalli tendono ad unirsi per minimizzare la propria energia termodinamica. Lo strato superficiale oceanico caratterizzato dalla presenza di tanti agglomerati di cristalli risulta essere molto viscoso (*grease ice*). In questo stadio di congelamento gli agglomerati sono molto instabili, per cui tendono a rompersi anche in uno stato di mare poco mosso [Martin and Kauffman, 1981] (Figura 2.4).



Figura 2.4: Mare di Ross [Nathaniel B. Palmer, 1997]

Quando la concentrazione dei cristalli di ghiaccio aumenta notevolmente, si ha la formazione di piccoli blocchi di ghiaccio (*pancake ice*) (Figura 2.5). La dimensione e la forma di questi ultimi è notevolmente influenzata dalla turbolenza oceanica e dal campo d'onda presente. In zone oceaniche caratterizzate da onde di elevata ampiezza e potenza, i blocchi di ghiaccio non riescono mai a congelare l'uno con l'altro, per cui esistono aree artiche ed antartiche caratterizzate da zone di *pancake ice* ampie diverse centinaia di chilometri [Wadhams, et al., 1987]. In queste zone, a causa dell'azione delle onde, i blocchi di ghiaccio tendono a scontrarsi continuamente, acquisendo progressivamente una forma arrotondata [Doble, et al., 2003; Doble and Wadhams, 2006; Wilkinson, 2006] (Figura 2.6). In

acque calme e fredde, invece, i blocchi di ghiaccio possono crescere fino a raggiungere diametri di diverse decine di metri e spessori di diversi decimetri.



Figura 2.5: Mare del Labrador [Palmer LTER project, 2009]



Figura 2.6: Mare di Groenlandia [Glenn Grant/National Science Foundation, 2009]

In uno stato successivo del processo di congelamento, in condizioni di mare poco turbolento, i blocchi di ghiaccio tendono a saldarsi tra di loro, formando un unico strato superficiale di ghiaccio fisso (*solid ice*) esteso anche per diverse centinaia di chilometri

quadrati (Figura 2.7). È questo un caso tipico dei golfi o di zone riparate dalla turbolenza oceanica.

Lo strato solido di ghiaccio non è omogeneo, ma è percorso da numerose discontinuità che si formano e si allargano a causa delle tensioni provocate dalle correnti e dal vento. In condizioni di calma, tali discontinuità possono ricongelare nuovamente, provocando una differenza dello spessore di ghiaccio all'interno di un blocco continuo.

Si possono considerare due diverse tipologie di *solid ice* [Leppranta and Matti 2005] :

- *Ghiaccio del primo anno (first-year sea ice)*: ghiaccio formatosi durante la stagione presente. È caratterizzato da uno spessore moderato (circa un metro) e da una salinità elevata. Nella stagione estiva tende a sciogliersi quasi completamente.
- *Ghiaccio vecchio (old sea ice)*: ghiaccio formatosi in stagioni precedenti. È caratterizzato da spessori di diversi metri e da una salinità quasi nulla. È molto più compatto del ghiaccio del primo anno e tende a resistere meglio alle stagioni estive.



Figura 2.7: banchisa di ghiaccio fisso nel Oceano Artico a nord della Groenlandia [Andy Mahoney, NSIDC., 1999]

2.3 La Marginal Ice Zone (MIZ)

La zona di banchisa più prossima al mare aperto è definita “*Marginal Ice Zone*”(MIZ). Il termine è stato coniato da Wadhams [1986], il quale definì la MIZ come quella parte della banchisa abbastanza vicina all’oceano aperto, tanto da subirne gli effetti. In questa definizione, comunque, il termine “vicina” porta a diverse interpretazioni, per cui l’estensione della MIZ non è definibile in maniera univoca. Essa può svilupparsi per diverse centinaia di chilometri dal blocco di ghiaccio fisso o, in alcuni casi, fin sotto la costa. In quest’ ultimo caso l’azione delle onde, delle correnti e del vento, non permettono la formazione di un strato di ghiaccio fisso, per cui i blocchi di ghiaccio sono sottoposti a continue turbolenze e non riescono ad unirsi l’uno con l’altro. Questo scenario è tipico, ad esempio, dell’oceano Australe o del Mare di Groenlandia, dove l’azione delle onde è molto intensa. Al contrario, in presenza di zone di mare calmo, come nel golfo Baltico o nelle baie canadesi, la MIZ si estende per pochi chilometri o addirittura non è proprio presente [Wolff, 2010].

La MIZ è costituita da una moltitudine di blocchi di ghiaccio che, a causa dell’azione del vento e delle onde, presentano spessore, concentrazione, forma ed estensione molto variabili sia nel tempo sia nello spazio (Figura 2.8). A causa di questa variabilità, una modellazione in grado di prevedere la distribuzione statistica della forma e delle dimensioni dei blocchi all’interno della MIZ risulta estremamente difficile.



Figura 2.8 : Nave in una Marginal ice zone dell’Oceano Artico. [© 2013 Global Greenhouse Warming, Michael Van Woert]

La MIZ è un'entità molto dinamica e può essere trasportata, in certe condizioni di vento e di mare, anche per diverse decine di chilometri in un solo giorno [Wadhams, 2000; Wilkinson, 2006]. Questo comporta enormi difficoltà nel prevederne un'evoluzione temporale.

Capitolo 3

IL SISTEMA GHIACCIO-ONDE IN LETTERATURA

3.1 Metodo conoscitivo induttivo

Considerando il campo delle scienze naturali, il ciclo conoscitivo induttivo che descrive il percorso per arrivare alla formulazione di una legge scientifica a partire dall'osservazione di un fenomeno, si articola nei seguenti passi:

- Osservazione;
- Esperimento;
- Definizione di un modello fisico;
- Elaborazione di un modello matematico;
- Validazione dei modelli creati;
- Formalizzazione della teoria.

L'osservazione è il punto di partenza del ciclo di acquisizione della conoscenza, nel senso che costituisce lo stimolo per la ricerca di una legge che governa il fenomeno osservato. L'osservazione è anche il punto d'arrivo, nel senso che rappresenta anche la verifica che la legge trovata sia effettivamente sempre rispettata. Secondo Galileo Galilei *“si tratta di identificare le caratteristiche del fenomeno osservato, effettuando delle misurazioni adeguate, con metodi esattamente riproducibili”* [Rizzoli, 2008].

Nell'esperimento, dove possibile, si perturba il sistema e si misurano le risposte alle perturbazioni. *“Esistono tecniche di programmazione sperimentale che consentono di porsi nelle condizioni migliori per perturbare in maniera minimale, ma significativa, al fine di osservare le risposte nel migliore dei modi”* [Rizzoli, 2008].

Per facilitare il compito di scrivere la legge che esprime l'andamento di un certo fenomeno, si costruisce mentalmente un modello fisico, con elementi di cui si conosce il funzionamento, e che possano rappresentare il comportamento complessivo del fenomeno studiato. Spesso un medesimo fenomeno può essere descritto con modelli fisici diversi. [Popper, 1970].

“Il modello matematico si colloca al massimo livello di astrazione nel ciclo conoscitivo”. In generale un modello matematico è costituito da più elementi concatenati, ognuno dei quali è descritto da un'equazione e caratterizzato dai parametri che entrano in tale equazione. [Popper, 1970]. Il modello deve essere validato con una fase di verifica attraverso un numero adeguato di dati sperimentali. Una volta che il ciclo conoscitivo è completo si può iniziare ad approntare una teoria per il fenomeno osservato.

La ricerca relativa al sistema ghiaccio-onde segue la metodologia conoscitivo-induttiva, ed i lavori di letteratura comprendono osservazioni sul campo, esperimenti in laboratorio e modelli teorici. In particolare, mentre le prime osservazioni di campo risalgono agli anni settanta del secolo scorso, grazie soprattutto al contributo di studiosi quali Wadhams, Squire e Moore, è solo negli ultimi anni che si sono avuti notevoli progressi riguardo modelli matematici e numerici, in grado di rappresentare, in maniera sempre più realistica, i fenomeni fisici che hanno luogo in natura. Ancora oggi, la conoscenza sul sistema onde-ghiaccio deriva principalmente dalle osservazioni sul campo, mentre esistono ancora pochissime prove sperimentali in laboratorio in grado di verificare la consistenza dei modelli numerici.

3.2 Osservazioni e sperimentazioni sul campo

Gli studi sul campo rappresentano il primo fondamentale passo da compiere per comprendere ed analizzare il fenomeno osservato. Per quanto riguarda l'interazione tra ghiaccio ed onde, un contributo fondamentale è stato quello dell'istituto Polare Scott (*Scott Polar Institute*) dell'università di Cambridge, il quale, verso la metà degli anni settanta, ha impegnato numerose risorse e diversi docenti per realizzare studi sul campo. In seguito a diversi anni di osservazioni e sperimentazioni, sono stati pubblicati una serie di lavori che ancora oggi rappresentano il principale contributo alla conoscenza delle caratteristiche del sistema delle banchise polari [Squire, et al., 1995; Squire and Moore, 1980; Wadhams, 1973; 2000; Wadhams, et al., 2006]. Numerose osservazioni sono state effettuate da altri istituti in periodi più recenti, ma queste ultime non hanno portato sostanziali sviluppi riguardo il nostro stato di conoscenza.

Gli studi sul campo riguardo l'interazione tra ghiaccio ed onde iniziano con la descrizione dello scenario presente nelle banchise polari. Nonostante le proprietà delle onde e del ghiaccio siano molto variabili nello spazio e nel tempo, sono state osservate diverse caratteristiche "standard". A partire dallo strato più esterno della banchisa, procedendo verso la costa, possiamo identificare le seguenti zone [Lu et al., 2008; Squire and Moore, 1980; Wadhams, 2000]:

1. *Oceano aperto (Open ocean)*: ad una certa distanza dal limite della banchisa (tipicamente oltre i 5-6 km), gli effetti derivanti dalla presenza del ghiaccio sono trascurabili o addirittura nulli, per cui lo stato di mare presenta tutte le caratteristiche tipiche dell'oceano aperto e può essere rappresentato con i classici modelli spettrali utilizzati in mare aperto.
2. *Zona limite (edge zone)*: è la parte più esterna della MIZ. Questa fascia di circa 5 chilometri di ampiezza è caratterizzata dalla presenza di un numero ridotto blocchi di ghiaccio che non interagiscono l'uno con l'altro. Se la dimensione dei blocchi è dello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda, le onde risentono della presenza delle lastre subendo un'alterazione della direzionalità di propagazione ed una riduzione dell'energia e della velocità. Lo stato di mare della zona limite è

caratterizzato da una energia tale da riuscire a rompere le lastre di ghiaccio in blocchi di dimensioni ridotte, favorendone lo scioglimento.

3. *Parte esterna della MIZ (Transition Zone)*: in questa zona la concentrazione delle lastre di ghiaccio aumenta notevolmente. Di conseguenza, l'interazione tra i blocchi non può essere trascurata ed anzi assume un ruolo fondamentale nell'evoluzione della MIZ. L'energia del moto ondoso è ulteriormente ridotta, per cui il fenomeno di rottura delle lastre in blocchi di minori dimensioni risulta meno evidente e questa zona è caratterizzata dalla presenza di lastre di dimensioni maggiori.
4. *Parte interiore della Marginal Ice Zone (interior MIZ)*: questa zona è quella più prossima al blocco di ghiaccio fisso, per cui è formata da blocchi di ghiaccio di dimensioni molto elevate (1-30km) (Figura 2.6). Le onde hanno un'ampiezza assai ridotta ed una lunghezza maggiore rispetto a quelle presenti nelle zone esterne della MIZ, per cui non riescono quasi mai a rompere ulteriormente i blocchi. La forma spettrale tipica di questa zona deriva dal processo di "filtrazione" avvenuto nelle precedenti zone, nelle quali le onde corte vengono riflesse, mentre le onde trasmesse subiscono una riduzione notevole di energia e di ampiezza.
5. *Zona di ghiaccio fisso (solid ice)*: in questa zona le onde hanno un'ampiezza ed un'energia estremamente ridotta, per cui non impediscono il processo di congelamento tra blocchi adiacenti, i quali tendono a formare un unico blocco di ghiaccio (Figura 2.7). In generale la dissipazione deriva dal peso che il ghiaccio solido esercita sulla superficie oceanica sottostante. Nello specifico, invece, i processi dissipativi si concentrano soprattutto nelle zone di discontinuità che caratterizzano il blocco di ghiaccio fisso, e sono dovuti ai fenomeni di attrito viscoso tra la superficie solida e liquida.

In questa descrizione delle diverse zone e delle relative modalità di propagazione delle onde, il ghiaccio marino è sempre stato considerato o come un blocco unico, o sottoforma di lastre continue di dimensione variabile. In realtà, molto spesso l'acqua che congela non si presenta allo stato propriamente solido, ma presenta la conformazione di uno stadio intermedio, tra il solido ed il liquido, che può essere paragonato ad un liquido ad elevatissima viscosità. In presenza di questo stato intermedio i ricercatori hanno distinto due tipologie di ghiaccio: il *greace ice* e lo *slush ice*. Entrambe sono caratterizzate dalla presenza di cristalli lenticolari di dimensione di qualche millimetro (Figura 2.4). La superficie oceanica in questo caso è molto viscosa, per cui la dissipazione delle onde è causata principalmente dagli attriti [Weber,1987].

La differenza tra il *greace ice* e lo *slush ice* risiede nelle cause di formazione: nel primo caso il fattore determinante è la temperatura, mentre nel secondo caso risulta essere l'attività ondosa. Il *greace ice* si forma nelle zone più esterne della banchisa, nei periodi di transizione tra una stagione ed un'altra. All'inizio della stagione invernale, esso si sviluppa

quando le temperature diminuiscono fino a raggiungere (e superare) costantemente il punto di fusione, mentre all'inizio della stagione estiva questo stato viscoso precede il completo scioglimento dei ghiacci. Lo *slush ice*, invece, è tipico delle zone caratterizzate da fenomeni ondosi di elevata intensità, nei quali le onde rompono i blocchi di ghiaccio in pezzi molto piccoli, i quali tendono a scontrarsi ripetutamente l'un l'altro, frantumandosi progressivamente [Frankenstein et al.,2000]. Le zone nelle quali è presente lo *slush ice* sono caratterizzate dalla presenza di diversi blocchi di ghiaccio solido di piccola dimensione (qualche metro), immersi in un mare di ghiaccio sciolto ad alta viscosità. In queste zone le onde di piccole dimensioni, paragonabili cioè a quelle dei piccoli blocchi di ghiaccio, subiscono alterazioni dell'energia e della direzionalità, mentre le onde di ampiezza elevata non subiscono perturbazioni di rilievo [De Carolis and Desiderio, 2002].

3.2.1 Singola lastra di ghiaccio

Le osservazioni e le sperimentazioni sul campo condotte dall'università di Cambridge durante gli anni settanta-ottanta, inizialmente hanno riguardato lo studio del moto e delle deformazioni di una singola lastra di ghiaccio all'interno della MIZ nelle acque del mare di Groenlandia. Il comportamento di una singola lastra di ghiaccio immersa in un campo d'onda è il più semplice sistema fisico rappresentativo del sistema ghiaccio-onde.

Se sufficientemente rigida, una lastra di ghiaccio immersa in un campo d'onda può essere considerata come un corpo rigido galleggiante, caratterizzato da determinate proprietà geometriche e meccaniche. Pur subendo deformazioni elevate rispetto ad altri corpi galleggianti (navi), una lastra di ghiaccio di uno spessore minimo di una decina di centimetri possiede delle caratteristiche tali da ritenere valida l'ipotesi di corpo rigido, in relazione alle forze che normalmente agiscono su di essa. I gradi di libertà che caratterizzano il moto di un corpo rigido sono sei (Figura 3.1):

- Traslazione longitudinale orizzontale (*surge*)
- Traslazione trasversale (*sway*)
- Traslazione verticale (*heave*)
- Rotazione intorno ad un asse longitudinale (*roll*)
- Rotazione intorno ad un asse trasversale (*pitch*)
- Rotazione intorno ad un asse verticale (*yaw*)

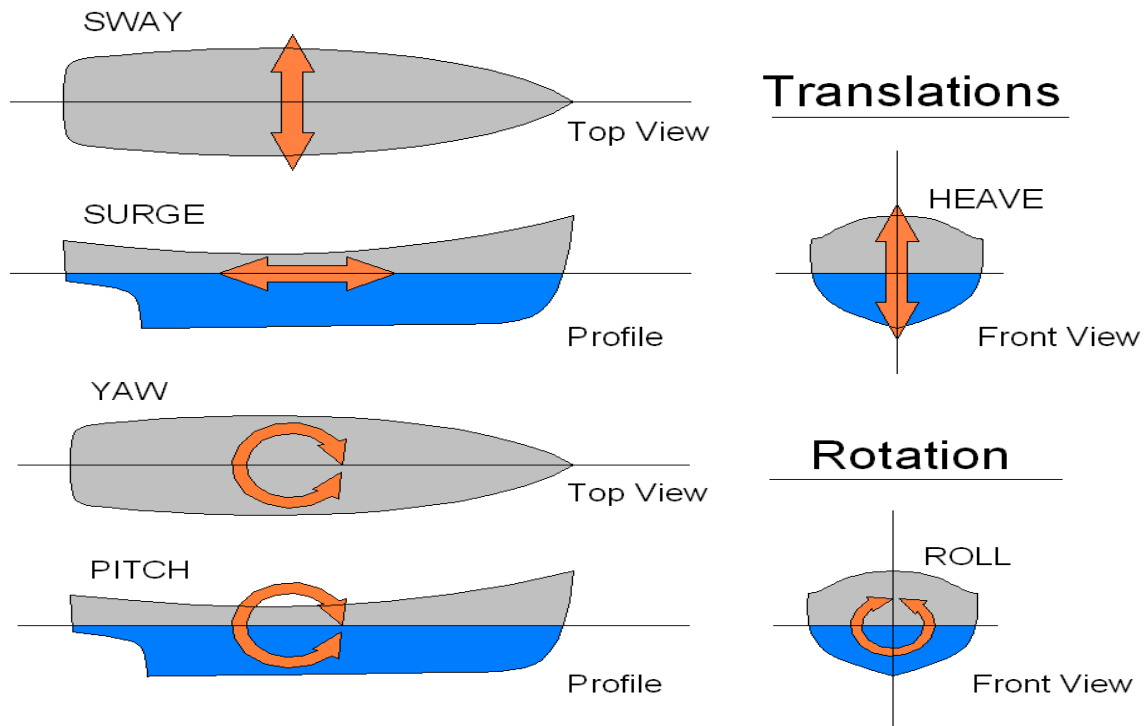


Figura 3.1: gradi di libertà di un corpo rigido galleggiante [Society of Naval Architects and Marine Engineers (SNAME), 1989]

Misurazioni condotte su di una singola lastra per mezzo di accelerometri, hanno mostrato che le traslazioni verticali sono molto più elevate di quelle orizzontali e le rotazioni preponderanti sono quelle intorno ad un asse trasversale [Lee,1976].

Le ampiezze delle traslazioni e delle rotazioni di una lastra di ghiaccio galleggiante su di una superficie ondulata sottoposta ad un moto oscillatorio, dipendono dall'altezza, dalla lunghezza, e dalla frequenza del campo d'onda incidente. In particolare è stato osservato che per un rapporto tra altezza e lunghezza d'onda inferiore a $1/30$, lo spostamento rispetto alla posizione iniziale di equilibrio è direttamente proporzionale all'altezza d'onda [Lee,1976].

Le sperimentazioni in sito hanno mostrato che la traslazione verticale della lastra cresce al crescere del periodo, mentre risulta trascurabile per onde di periodo minore. Oltre che dal campo d'onda, l'intensità di questo tipo di traslazione dipende dal rapporto tra lunghezza ed altezza della lastra [Squire & Moore, 1980]. La rotazione delle lastre, invece, risulta minima per onde molto corte o molto lunghe, mentre raggiunge i valori massimi per onde di lunghezza d'onda media [Wadhams, 1978].

È stato inoltre osservato che le onde riescono facilmente a generare valori di tensione e deformazione tali da rompere i blocchi di ghiaccio quando questi hanno una dimensione caratteristica paragonabile alla lunghezza d'onda. [Squire & Martin, 1980].

All'interno di una MIZ, di norma sono presenti lastre di ghiaccio di dimensioni fortemente variabili. Uno stato di equilibrio non è raggiunto praticamente mai, eppure si è osservato che le lastre tendono inizialmente a crescere nella parte interna della MIZ, fino a raggiungere un'estensione tale da essere trasportate verso l'esterno. Nella zona esterna il

campo d'onda è più intenso, per cui provoca la rottura delle lastre in blocchi di dimensione minore. I blocchi di ghiaccio, una volta ridotti, vengono successivamente trasportati verso l'interno della MIZ. Si crea quindi un equilibrio dinamico che lega la potenza d'onda con l'estensione massima delle lastre di ghiaccio [Goodman et al., 1980].

3.2.2 Interazione tra lastre di ghiaccio

Procedendo dalla zona marginale della MIZ verso l'interno della banchisa, la concentrazione delle lastre di ghiaccio aumenta considerevolmente. Superato un certo livello di concentrazione, le lastre messe in movimento dal moto ondoso entrano in collisione l'una con l'altra. Queste collisioni, che possono essere considerate come urti anelastici, producono un trasferimento della quantità di moto, e la conseguente perdita di energia cinetica posseduta dalla lastra.

Gli effetti delle collisioni tra lastre di ghiaccio in relazione all'evoluzione nello spazio e nel tempo della MIZ, sono stati analizzati da Martin & Becker [1987,1988]. Grazie all'utilizzo di accelerometri è stato osservato che, mentre le accelerazioni di una singola lastra risultano principalmente verticali, quando due o più lastre entrano in contatto tra loro, si hanno picchi di accelerazione orizzontali.

Martin & Becker [1987,1988] hanno osservato che nel mar di Groenlandia ogni evento di collisione è associato ad uno spostamento di circa 0,01m su un periodo di 10 secondi, corrispondente ad una velocità media di 0,001m/s.

Eventi di debole intensità sono molto frequenti (una decina ogni cinque minuti), mentre quelli di maggiore intensità, in grado cioè di modificare la forma dei blocchi di ghiaccio, avvengono più raramente. La frequenza delle collisioni è fortemente variabile in funzione della concentrazione delle lastre e dell'ampiezza delle onde. A causa di questa grande variabilità è difficile prevedere la frequenza e l'entità delle collisioni, anche se si ritiene che il fattore più rilevante sia l'energia delle onde: un forte campo d'onda incrementa notevolmente sia il numero, sia l'intensità delle collisioni (Figura 3.2) [Martin & Becker, 1987]. Anche la concentrazione delle lastre risulta essere un fattore determinante, ma pure questo parametro dipende dal campo d'onda, in quanto uno stato di mare di forte intensità genera un numero maggiore di lastre di piccola dimensione, mentre un mare calmo è caratterizzato da lastre di maggiori dimensioni ma in numero inferiore [Frankenstein et al., 2000].

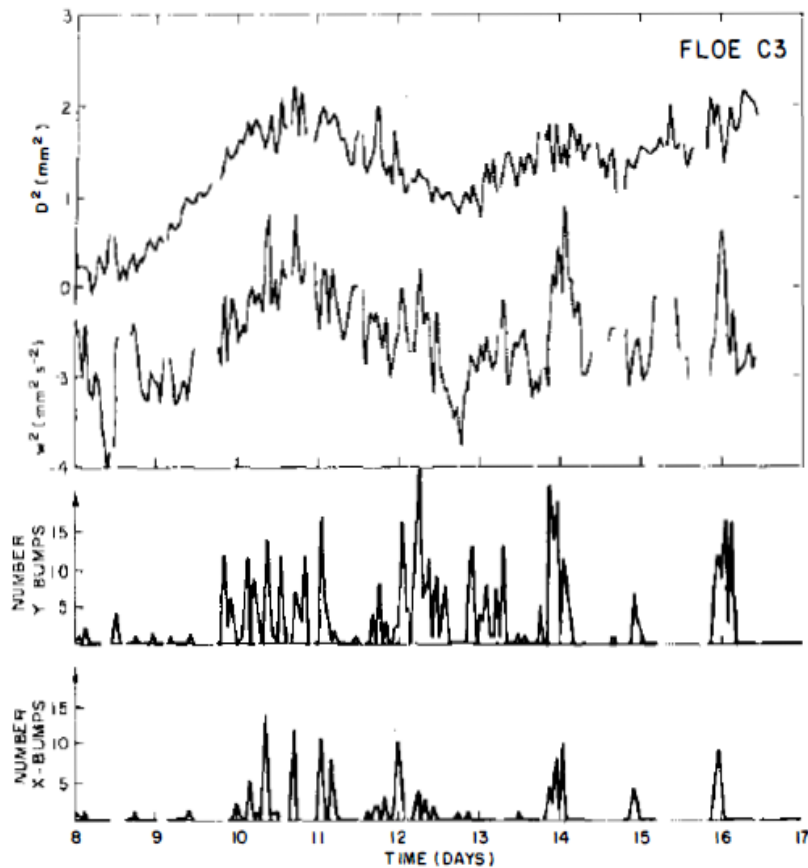


Figura 3.2: Correlazione tra gli eventi di collisione tra le lastre e l'ampiezza d'onda. Nel riquadro in alto, la prima curva rappresenta la serie temporale del logaritmo del quadrato dell'altezza d'onda, mentre la seconda curva è la velocità orizzontale delle lastre. I due grafici in basso rappresentano il numero delle collisioni registrate durante lo stesso periodo. [Martin and Becker, 1987].

Esperimenti condotti da McKenna & Crocker [1992] nel mare del Labrador mostrano invece che il tasso di collisione non è funzione dello stato di mare, ma piuttosto è correlato alla direzione e alla velocità del vento.

Oltre alle collisioni frontali, sono state osservate anche delle interazioni trasversali, nelle quali due o più lastre incastrate tra loro sono trascinate insieme dalla corrente. Queste interazioni dipendono fortemente dalla forma delle lastre e provocano un incremento notevole della tensione a taglio, la quale tende a rompere trasversalmente le lastre che scorrono parallelamente l'una sull'altra [Rottier, 1992].

Nelle aree caratterizzate da un numero elevato di collisioni, le lastre di ghiaccio tendono a frantumarsi, per cui si forma un mare di *slush ice* (con lenti di ghiaccio dimensione di qualche mm), sul quale i blocchi di maggiori dimensioni galleggiano (Figura 3.3). In questi casi il trasferimento della quantità di moto da una lastra ad un'altra avviene tramite questo mare di *slush ice*.



Figura 3.3: tratti di oceano artico ricoperti da blocchi di ghiaccio galleggianti su di una superficie di greace ice.

L'interazione tra blocchi di ghiaccio è un problema estremamente complesso a causa della grandissima variabilità dei comportamenti osservati. A questo proposito, Squire et al. [1995] hanno stilato una lista delle principali tematiche su cui è necessario investigare ulteriormente:

- Causa motrice che induce le collisioni tra le lastre;
- Natura di un singolo evento di collisione;
- Frequenza con la quale avvengono gli eventi;
- Conseguenze di una singola collisione nell'evoluzione delle onde e della MIZ.

Nonostante questa lista sia stata stilata quasi 20 anni fa, non si è ancora riusciti a trovare una risposta esaustiva a questi problemi.

3.2.3 Attenuazione delle onde

L'attenuazione dell'energia e dell'altezza significativa delle onde provocata dalla presenza del ghiaccio può sicuramente considerarsi il parametro di maggiore interesse di tutta la trattazione.

Il fatto che il ghiaccio provochi una riduzione della potenza del campo d'onda è una cosa nota sin dai tempi più antichi. In epoca medioevale, numerose imbarcazioni mercantili solcavano le acque artiche per commerciare e numerosi scritti appartenenti a diversi mercanti trattano proprio delle differenze tra le onde delle acque artiche rispetto a quelle di acque di mare aperto.

Come ripetuto precedentemente però, è solo negli ultimi decenni che si sono investite risorse umane ed economiche per quantificare ingegneristicamente la riduzione del moto ondoso causata dal ghiaccio. Per studiare gli effetti che il ghiaccio ha sulle onde e viceversa, è possibile effettuare misure del moto ondoso mediante differenti tecniche più o meno sofisticate: l'impiego di rilevatori di pressione posizionati su navi o su aerei; accelerometri; sistemi di telerilevamento classici e laser; sistemi di ripresa satellitari; boe e sonde in grado di misurare la direzionalità e l'ampiezza d'onda, etc.

Nonostante la grande variabilità del coefficiente di dissipazione ondosa, tutti gli studi concordano nel definire un decadimento esponenziale dell'energia delle onde dal margine esterno della MIZ verso l'interno. È stato inoltre osservato che, per una data frequenza, le onde tendono ad essere più lunghe in zone con ghiaccio, rispetto alle condizioni di mare aperto. Le onde in un campo di ghiaccio poi, sono caratterizzate da valori di velocità di gruppo minori, per cui hanno in media ampiezze maggiori (Appendice A) [Squire, 1984].

Oltre a questo, le osservazioni effettuate da diversi studiosi portano alle seguenti conclusioni:

- L'attenuazione delle onde lungo la direzione di propagazione nel campo di ghiaccio, assume una forma esponenziale negativa. Essa è, in genere, dell'ordine di poche unità percentuali lungo la parte esterna della MIZ. [LaRouche and Cariou, 1992]
- Il coefficiente di attenuazione varia tra 10^{-4}m^{-1} per onde corte e 10^{-3}m^{-1} per onde lunghe (periodi maggiori di 10s). Questi numeri possono considerarsi come valori medi valutati durante tutti gli esperimenti. [Wadhams, et al., 1986; Wadhams, et al., 2004]

- La riduzione dell'energia diminuisce all'aumentare del periodo, per quasi tutte le frequenze dello spettro d'onda. Vi è però una controtendenza per periodi molto bassi (minori di 7-8 secondi), per i quali il tasso di riduzione diminuisce al diminuire del periodo (*roll over effect*). Le cause di questa anomalia non sono del tutto chiare, ma si ritiene che queste onde di piccola ampiezza si formino all'interno della banchisa, a causa di diversi fattori, quali i movimenti e gli urti tra le lastre, il vento, le variazioni di pressione etc. [Squire and Moore, 1980]
- All'interno della banchisa si ha un effetto di dispersione delle onde. Queste infatti, a causa delle irregolarità dello spessore e dell'estensione dei blocchi di ghiaccio, si propagano in tutte le direzioni. Onde caratterizzate da uno spettro unidirezionale in mare aperto, a partire dal limite esterno della MIZ, tendono a disperdersi direzionalmente [Schulz and Lehner, 2002; Wadhams et al., 1988].
- Una percentuale variabile dell'energia delle onde è riflessa a causa dei blocchi di ghiaccio, soprattutto quando questi sono molto compatti. [Perrie and Hu, 1996]
- Uno dei fattori che contribuisce maggiormente all'attenuazione dell'energia è l'attrito ed i processi viscosi che avvengono in presenza dello *slush ice* e del *grease ice*. La riduzione dell'energia, infatti, è maggiore in zone caratterizzate dalla presenza di uno strato di ghiaccio sciolto molto esteso, rispetto a zone con la presenza di lastre estese.[Frankenstein et al., 1984; Squire, 2001]
- Per calcolare il tasso di attenuazione, anche la temperatura è un parametro da prendere in considerazione. Le proprietà fisiche e meccaniche del ghiaccio, infatti, risultano differenti se si è in prossimità del punto di fusione o se si è ad una temperatura di diverse decine di gradi sotto lo zero: temperature "alte" comportano la presenza di ghiaccio sciolto ed altamente viscoso (*grease ice*), mentre temperature basse favoriscono la formazione di lastre di ghiaccio estese. [Squire, 1984]
- In zone caratterizzate da lastre di ghiaccio di diametro paragonabile alla lunghezza d'onda, e per concentrazioni tali da ritenere l'interazione tra i blocchi trascurabile (margine esterno della MIZ), è plausibile che l'attenuazione dell'energia sia direttamente proporzionale al numero di lastre. Il valore di attenuazione totale, quindi, può essere considerato pari alla somma dei contributi delle singole lastre. Questa semplificazione è maggiormente valida quando la direzione principale del

flusso di onde risulta essere perpendicolare al margine esterno della MIZ [Kohout and Meylan, 2008]

- Le onde corte vengono facilmente riflesse o dissipate nella zona esterna della banchisa, mentre le onde lunghe tendono a penetrare maggiormente. Si può quindi affermare che i blocchi di ghiaccio esterni fungono da filtro rispetto al passaggio delle onde, lasciando passare solo quelle lunghe. [Schulz-Stellenfleth and Lehner, 2002].

3.2.4 Spessore dei blocchi di ghiaccio

Lo spessore delle lastre di ghiaccio, così come quello del blocco fisso, è estremamente variabile sia nello spazio sia nel tempo. Questo può essere considerato il principale parametro da prendere in considerazione sia nello studio della propagazione delle onde, sia nella progettazione di qualsiasi attività antropica (navigazione, piattaforme offshore, oleodotti) nelle acque caratterizzate dalla presenza di ghiaccio.

Nonostante la sua importanza però, lo spessore del ghiaccio risulta essere anche la grandezza più difficile da misurare poiché, proprio a causa della sua irregolarità, non si riescono ad ottenere stime precise attraverso le metodologie comuni di osservazione (da nave o elicottero) [Wadhams et al., 1987]. Una stima più accurata dello spessore del ghiaccio di alcune zone del mar di Groenlandia, è stata ottenuta grazie all'uso di sottomarini o veicoli subacquei simili (*Automatic Underwater Vehicle*) [Wadhams, 1988, 2000; Hayes et al., 2007]. Sebbene i risultati siano stati soddisfacenti, queste metodologie di misura risultano essere estremamente costose, per cui un loro uso su grande scala si rivela proibitivo.

Il problema della determinazione dello spessore del ghiaccio su grande scala può essere risolto attraverso la relazione che lega questo parametro con le caratteristiche delle onde (periodo e lunghezza d'onda). La misura dei parametri d'onda, infatti, può essere effettuata con metodologie più accurate ed economiche, quali ad esempio, telerilevamento da aerei o da satelliti. L'idea è quella di mettere in relazione le proprietà delle onde osservate in mare aperto con quelle all'interno di una banchisa, tramite le grandezze del ghiaccio.

Il problema si trasferisce alla conoscenza della relazione tra spessore del ghiaccio e proprietà delle onde. Considerando la relazione di dispersione valida in mare aperto (senza ghiaccio) per onde di piccola dimensione (Appendice A), schematicamente possiamo scrivere la relazione di dispersione valida per le onde in un campo di ghiaccio:

$$\omega(d, k, T, h_{ice}) = 0 \quad (3.1)$$

nella quale compare lo spessore del ghiaccio h_{ice} .

Grazie al telerilevamento si riescono ad ottenere osservazioni accurate di ω e k , per cui, nota la relazione di dispersione in un campo di ghiaccio, si riuscirebbe ad ottenere una stima precisa dell' h_{ice} .

Questa tecnica è stata sperimentata sul margine esterno di una MIZ caratterizzata da numerosi blocchi di ghiaccio di estensione piuttosto omogenea e spessore già noto in precedenza. Grazie alle misure ottenute con il telerilevamento da satellite, si sono ottenuti buoni risultati, stimando uno spessore che si avvicinava di molto a quello reale [Wadhams et al., 2002; Wadhams et al., 2004].

Nonostante ciò, però, la relazione utilizzata presenta ancora diversi punti da chiarire, dovuti soprattutto alle incertezze riguardo la propagazione delle onde nelle differenti tipologie di ghiaccio esistenti (*slush ice*, *pancake ice*, *grease ice*, *solid ice*).

3.3 Prove di laboratorio

Quando risulta difficile o addirittura impossibile controllare le condizioni e le variabili che caratterizzano un fenomeno naturale che si vuole studiare, le prove di laboratorio risultano indispensabili. In laboratorio è possibile studiare il sistema fisico sotto determinate condizioni imposte, controllare le variabili in gioco, limitare il set dei valori delle grandezze significative. In laboratorio, inoltre, è possibile utilizzare metodologie accurate di misura non adatte ad una misurazione in sito, e questo comporta una migliore qualità delle misure stesse.

Nella riduzione in scala dei parametri di un sistema naturale, però, molte volte si alterano inevitabilmente le condizioni di partenza, per cui la riproduzione del fenomeno risulta discordante con ciò che accade in natura. Non riuscire a riprodurre sempre le condizioni naturali in scala è forse il problema principale di questa metodologia di studio.

Per il sistema ghiaccio-onde, il numero di prove di laboratorio presente in letteratura non è elevato. Diversi test, comunque, sono stati effettuati utilizzando modelli di *slush ice*, *grease ice* e lastre di ghiaccio solido di dimensioni variabili. Sono riportati di seguito due esperimenti: il primo ha lo scopo di confermare le osservazioni sul campo riguardo la perdita di energia delle onde in una condizione di mare caratterizzato da uno strato di *slush ice*; il secondo ha l'obiettivo di studiare gli effetti delle forze esterne sulla formazione delle lastre di ghiaccio ed, in particolare, testare una teoria che prevede il limite massimo delle dimensioni di una lastra sotto determinate condizioni d'onda.

3.3.1 Esperimenti con lo *slush ice*

Lo *slush ice* (letteralmente tradotto "ghiaccio sciolto") può essere riprodotto in ambienti di laboratorio climatizzati, in grado di mantenere al loro interno una temperatura costante al di sotto del punto di fusione dell'acqua. In questi laboratori, portando l'acqua delle vasche

ad una temperatura di circa -10°C e generando un'attività ondosa costante, si forma uno strato superficiale di ghiaccio caratterizzato da dischetti di qualche millimetro di diametro. Uno dei primi esperimenti di questo tipo è stato condotto da Martin e Kauffman [1981]. Gli autori hanno lavorato all'interno di un bacino lungo 3.5m e alto 1m, riempito di acqua salata ad una temperatura costante di -11°C . In figura 3.4 è riportato il set-up sperimentale che comprende, tra le altre, uno strato assorbente di materiale sabbioso al limite della vasca opposto alle pale.

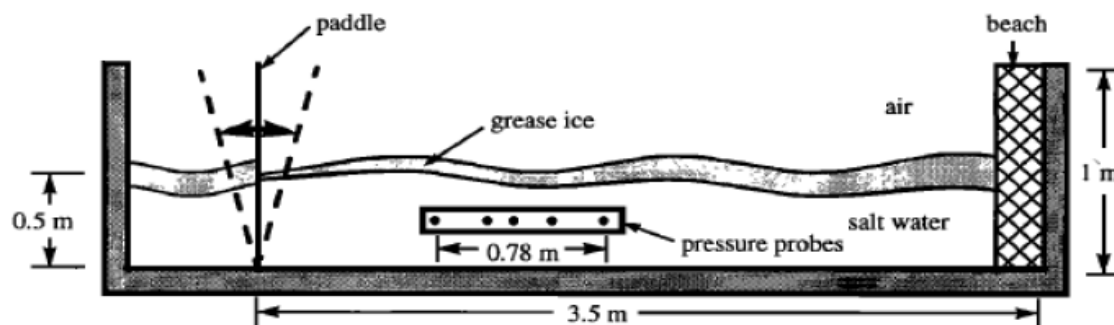


Figura 3.4 Vasca di laboratorio per studiare l'interazione onde-slush ice [Neymar and Martin, 1981]

La stessa tipologia di esperimento è stata ripetuta nel 1997 da Martin e Newyear. I risultati degli esperimenti hanno mostrato che l'attività ondosa è la principale causa del prolungarsi nel tempo di una condizione di *slush ice*, poiché non permette la formazione di agglomerati di ghiaccio di dimensioni maggiori di qualche millimetro. Lo strato di *slush ice* ha uno spessore crescente partendo dal generatore d'onda ed andando verso l'estremità opposta del bacino. Questa conformazione è il risultato dell'attività ondosa, che provoca il movimento del ghiaccio (*ice drift*) lungo la direzione di propagazione delle onde [Kauffman and Martin, 1981].

Le onde sono rapidamente smorzate dallo strato di *slush ice*. In particolare l'ampiezza d'onda decresce esponenzialmente con la distanza dalle paddle. Tutti gli studi effettuati a riguardo mostrano che la perdita di energia è dovuta principalmente alle forze di attrito viscoso. [De Carolis and Desiderio, 2000; Neymar and Martin, 1997].

I risultati degli esperimenti sono in accordo con le osservazioni fatte sul campo.

3.3.2 Esperimenti per definire il limite massimo del diametro del pancake ice

Le osservazioni sul campo suggeriscono che la forma e le dimensioni del *pancake ice* dipendono da agenti esterni quali vento, onde, temperatura e salinità dell'acqua [Lange et al., 1989]. A causa della rapida formazione dei blocchi di ghiaccio e soprattutto, date le durissime condizioni climatiche nelle regioni polari, non risulta facile condurre sperimentazioni in sito per approfondire ulteriormente l'argomento. La ricerca di una relazione che legghi il limite massimo delle dimensioni del *pancake ice* ai fattori esterni che vanno a influenzare tale grandezza, quindi, è stata portata avanti per via sperimentale.

Nel Maggio del 2001, presso *U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory* (CRREL) di Potsdam, New York, sono state condotte delle prove per valutare la dimensione del *pancake ice* sotto determinate condizioni d'onda [Shen et al. 2001]. Nel flume (36.6m x 1.22m x 51cm) del laboratorio, si è mantenuta una temperatura di -5°C durante tutta la durata dei test. Per riprodurre le condizioni naturali di acqua salata, si è lavorato con una soluzione di acqua e urea all' 1% in peso. Nel Novembre del 2001, sono stati ripetuti gli stessi esperimenti in un bacino differente, l'*Hamburg Ship Model Basin* (HSVA), in Germania.

La teoria alla base di questi esperimenti deriva dagli studi sul campo effettuati da Shen et al. [2001], il quale ha osservato che in una prima fase le lastre di ghiaccio crescono a causa delle collisioni e dei successivi congelamenti che avvengono tra lastre vicine (Figura 3.5).

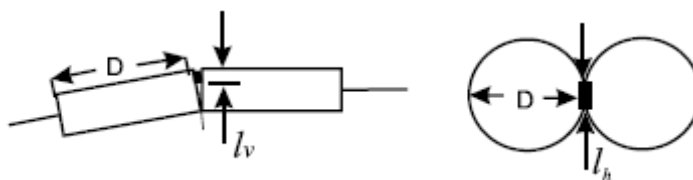


Figura 3.5: Processo di congelamento tra due lastre adiacenti. A sinistra vista laterale, mentre a destra una planimetria. [Shen et al., 2001]

Raggiunta una determinata estensione, vi sono due metodologie di rottura: la prima è per flessione e la seconda è per trazione. Il limite massimo del diametro di una lastra di ghiaccio dipende dalla modalità di rottura che per prima si innesca.

Le forze esterne che agiscono sulle lastre di ghiaccio saldate tra loro sono dovute essenzialmente al moto ondoso. Schematicamente queste forze possono essere scomposte in due componenti: la forza di pressione, che agisce perpendicolarmente alla lastra; e la forza di Drag, che agisce lungo la superficie (Figura 3.6). Per lastre di dimensioni paragonabili alle lunghezze d'onda, con molta probabilità, in un preciso istante temporale al di sotto della prima lastra è presente il cavo d'onda, mentre al di sotto della seconda vi è una cresta. Questo sfasamento al di sotto delle due lastre implica che le componenti di pressione e di Drag agiscono con modulo e direzione differente tra una lastra e quella adiacente. Questa differenza provoca una flessione e, alternativamente, una compressione o una trazione. La rottura avviene quando le tensioni superano la forza di congelamento che tiene unite le due lastre.

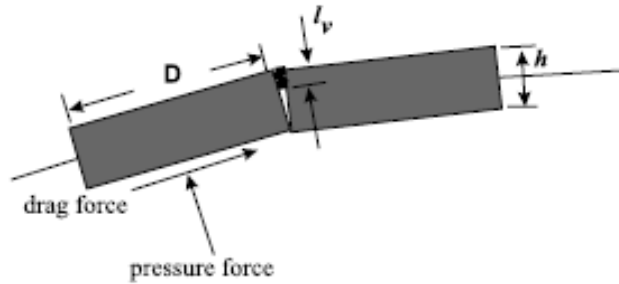


Figura 3.6: Componente normale e tangenziale delle forze del moto ondoso.

Shen et al., hanno osservato che il diametro (D) delle lastre aumenta al decrescere dell'ampiezza delle onde (A), o al crescere della lunghezza d'onda (λ). Inoltre sono stati osservati leggeri incrementi del diametro (D) al crescere dello spessore delle lastre, e soprattutto al crescere dell'area di congelamento (L^2) tra le due lastre.

Riassumendo queste osservazioni si può scrivere come segue:

$$\text{Rottura per Flessione:} \quad D_{\max} \propto \frac{L^2}{A} \quad (3.2)$$

$$\text{Rottura per trazione:} \quad D_{\max} \propto \left(\frac{L^2}{A}\right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.3)$$

Nel legame funzionale intervengono anche la temperatura e la salinità dell'acqua.

I risultati degli esperimenti svolti al CRREL e al HSVA confermano le considerazioni di Shen et al., per cui si evidenzia una proporzionalità tra il diametro massimo delle lastre, l'ampiezza d'onda e l'area di congelamento tra lastre adiacenti.

Dai dati ottenuti da questi esperimenti, inoltre, vengono confermate le osservazioni sul campo che affermano che nella fase di formazione delle lastre di ghiaccio (fase di crescita), il criterio di rottura preponderante è quello per trazione, mentre prevale una rottura per flessione nella fase di scioglimento (fase di decrescita) al termine della stagione invernale [Squire, 1984; Wadhams, 1986; Squire et al., 1995].

3.4 Modelli matematici

“Un modello è una rappresentazione concettuale del mondo reale utilizzato per spiegarne il funzionamento e prevederne il comportamento” [enciclopedia treccani].

Un modello ha il compito di semplificare e “standardizzare” un sistema naturale, ma per essere valido deve riuscire a riprodurre i fenomeni principali che hanno luogo nel sistema osservato. Di conseguenza, nel caso di un sistema estremamente complesso ed

eterogeneo come quello dell'interazione ghiaccio-onde, i modelli creati dovranno rispecchiarne le caratteristiche di complessità e variabilità.

3.4.1 Modelli sulla dispersione delle onde (*scattering models*)

Lo studio e la modellazione dei fenomeni di dispersione e attenuazione delle onde causati dal ghiaccio rappresentano la maggior parte dei lavori presenti in letteratura. Uno dei modelli maggiormente usati in questo ambito è lo *scattering model*.

Meylan and Squire [1994]

Questo modello bidimensionale è valido sotto l'ipotesi di un campo d'onda unidirezionale che si propaga perpendicolarmente ad una singola lastra di ghiaccio. Si consideri una lastra di ghiaccio lunga L e spessa h , ed un campo d'onda che si propaga da sinistra verso destra (Figura 3.8).

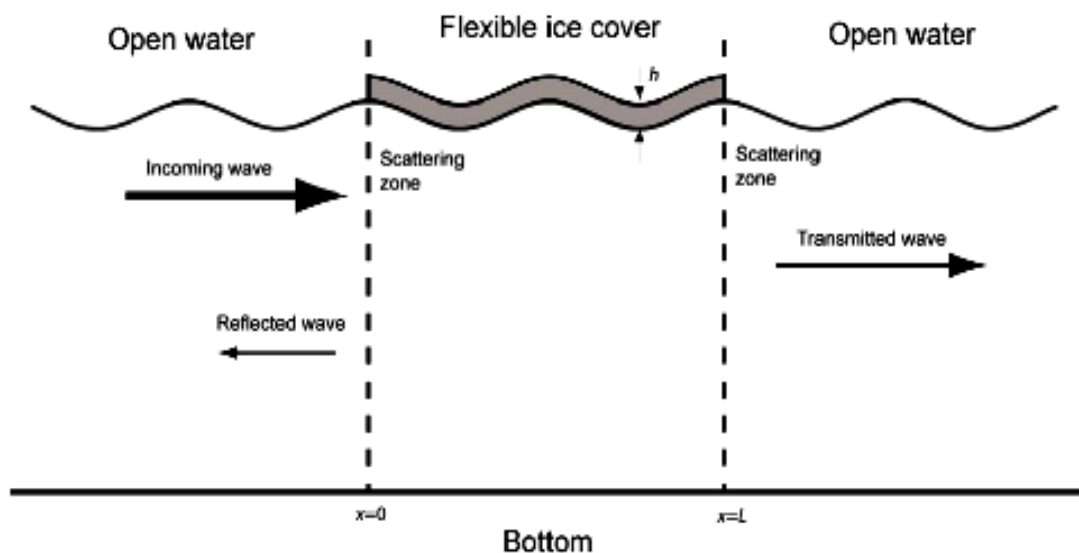


Figura 3.8 rappresentazione schematica di una singola lastra di ghiaccio sottoposta ad un campo d'onda unidirezionale. [Squire et al., 1994]

Le onde muovono da una condizione di mare aperto ($x = -\infty$), incontrano la lastra in $x=0$, si propagano al di sotto di essa fino a $x=L$, e si ritrovano in condizione di mare aperto verso $x = \infty$.

Al di sotto della lastra la velocità delle onde è differente rispetto a quella in condizioni di superficie libera, per cui la presenza del ghiaccio provoca una dispersione delle onde: parte dell'energia del moto ondoso è riflessa, mentre la quota rimanente viene trasmessa. Siccome in questo modello si considera una sola lastra di ghiaccio, vengono trascurati completamente i fenomeni di interazione tra lastre.

Il campo d'onda viene descritto attraverso il potenziale di velocità $\Phi(x,z,t)$:

$$u = \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (3.4)$$

$$w = \frac{\partial \Phi}{\partial z} \quad (3.5)$$

L'equazione del fluido è data da:

$$\nabla^2 \Phi = 0 \quad (3.6)$$

Assumendo un valore di pressione nullo sulla superficie ($p=0$), le condizioni al contorno sono:

$$\rho_w g \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \rho_w \omega^2 \Phi = 0 \quad (3.7)$$

superficie libera (oceano aperto)

$$\left(L \frac{\partial^4}{\partial x^4} + \rho_i h \omega^2 + \rho_w g \right) \frac{\partial \Phi}{\partial z} + \rho_w \omega^2 \Phi = 0 \quad (3.8)$$

superficie in presenza di ghiaccio

$$\frac{\partial \Phi}{\partial x} \Big|_{z=-H} = 0 \quad (3.9)$$

condizione al fondo vasca

Nell' equazione (3.8), il primo termine aggiuntivo $(L \frac{\partial^4}{\partial x^4})$ rappresenta la resistenza flessionale della lastra, mentre il secondo termine $(\rho_i h \omega^2)$ corrisponde alla forzante costituita dalla massa aggiunta sulla superficie a causa del ghiaccio. La costante L rappresenta la rigidità flessionale del ghiaccio e si può scrivere:

$$L = \frac{Eh^3}{12(1-\nu^2)} \quad (3.10)$$

Dove:

$E = 6 \cdot 10^9 \text{ N m}^{-2}$ è il modulo di Young per il ghiaccio

$\nu = 0.3$ è il modulo di Poisson per il ghiaccio

ρ_i è la densità del ghiaccio

Imponendo che alle estremità della lastra siano nulli i momenti flettenti e gli sforzi tangenziali, e considerando la continuità del potenziale di velocità, si ha:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2 \partial z} \Big|_{\substack{x=x \\ z=0_i}} = 0 ; \quad \frac{\partial^3 \Phi}{\partial x^3 \partial z} \Big|_{\substack{x=x_i \\ z=0}} = 0 \quad (3.11)$$

$$\Phi^+ \Big|_{x=x_i} = \Phi^- \Big|_{x=x_i} ; \quad \frac{\partial \Phi^+}{\partial x} \Big|_{x=x_i} = \frac{\partial \Phi^-}{\partial x} \Big|_{x=x_i} \quad (3.12)$$

Il sistema di equazioni (3.6-3.12) rappresenta il sistema standard per tutti gli *scattering models* sotto le ipotesi formulate.

I metodi per risolvere tali equazioni sono estremamente complessi, e diversi autori hanno ottenuto soluzioni più o meno approssimate, ma non sempre valide [Wadhams, 1973; Meylan and Squire, 1994; Squire et al., 1995; Fox and Squire, 1990; Lavrenov and Novakov, 2000; Meylan and Kohout, 2007].

Il metodo più utilizzato per risolvere il problema utilizza le funzioni di Green, ma la trattazione risulta lunga e non utile ai fini della presentazione.

Qualunque sia la soluzione ottenuta, i parametri principali che si vogliono ottenere sono la trasmissione (t) e la riflessione (r) dell'energia d'onda:

$$t = |T| \quad (3.13)$$

$$r = |R| \quad (3.14)$$

dove:

T è il coefficiente di trasmissione ed R è il coefficiente di riflessione

Essendo gli *scattering models* conservativi, si ha la seguente relazione:

$$|R| + |T| \equiv 1 \quad (3.15)$$

Adottando la soluzione di Meylan and Squire [1994], si riportano di seguito i grafici del coefficiente di riflessione R in relazione alla lunghezza della lastra (L), per diversi spessori (h), (Figura 3.9); ed il coefficiente R in relazione al periodo (Figura 3.10):

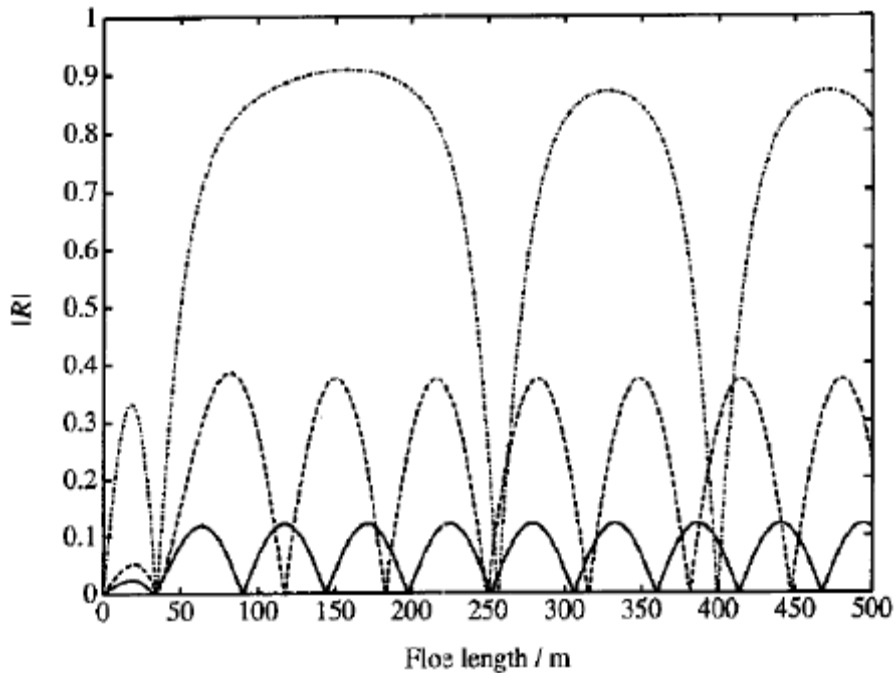


Figura 2.9 Coefficiente di riflessione R vs lunghezza della lastra, per diversi spessori: $h = 0.5\text{m}$ (curva continua); $h = 1\text{m}$ (curva tratteggiata intermedia); $h = 5\text{m}$ (curva tratteggiata in alto). La lunghezza d'onda è tenuta costante a 100m . [Meylan and Squire, 1994]

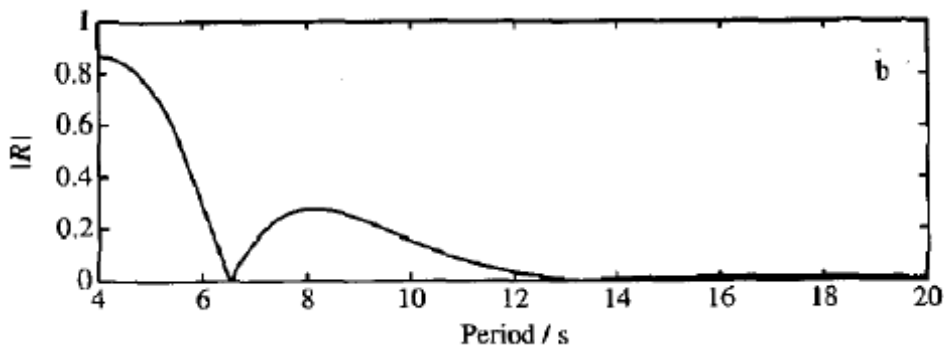


Figura 2.10 Coefficiente di riflessione R diversi periodi d'onda. La lunghezza della lastra è mantenuta costante a 100m , mentre il suo spessore h è pari a 1m . [Meylan and Squire, 1994]

I grafici mostrano i tipici andamenti dei coefficienti R e T comuni a quasi tutti gli *scattering models* utilizzati per il sistema ghiaccio-onde. In particolare si può notare che tutte le curve del primo grafico hanno la stessa struttura concava a campana, con punto iniziale e punto finale di ordinata nulla. In questi due punti la riflessione R risulta nulla, per cui il coefficiente di trasmissione T risulta pari a 1. Vi sono, di conseguenza, delle lunghezze della lastra a riflessione nulla. Questo risultato deriva dalle semplificazioni adottate nel modello, ma non è stato osservato nella realtà.

La riflessione delle onde, così come il numero di volte in cui si ha zero riflessione ($R=0$), aumenta notevolmente al crescere dello spessore delle lastre; al contrario, la trasmissione cresce con l'assottigliarsi della lastra di ghiaccio.

L'andamento della curva del secondo grafico mostra come le onde corte (alte frequenze) siano soggette ad una maggiore riflessione rispetto alle onde lunghe (basse frequenze). La forma della curva deriva dalla riflessione nulla di una determinata lastra di spessore (1m) e lunghezza (100), al variare del periodo. In questo caso i punti a riflessione nulla si hanno per periodi di 6.5s e 13.5 s.

Un altro parametro ottenibile con gli *scattering models* è la deformazione che le onde provocano sulle lastre di ghiaccio. Adottando nuovamente la soluzione di Meylan and Squire [1994], questa grandezza è definita come:

$$\varepsilon(x, f) = \frac{h}{2} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \quad (3.16)$$

Dove h è lo spessore della lastra di ghiaccio e η è la quota della superficie libera.

Di seguito si riportano graficamente le relazioni che legano la deformazione con il periodo d'onda (Figura 3.11) e con la distanza dal bordo della lastra (Figura 3.12).

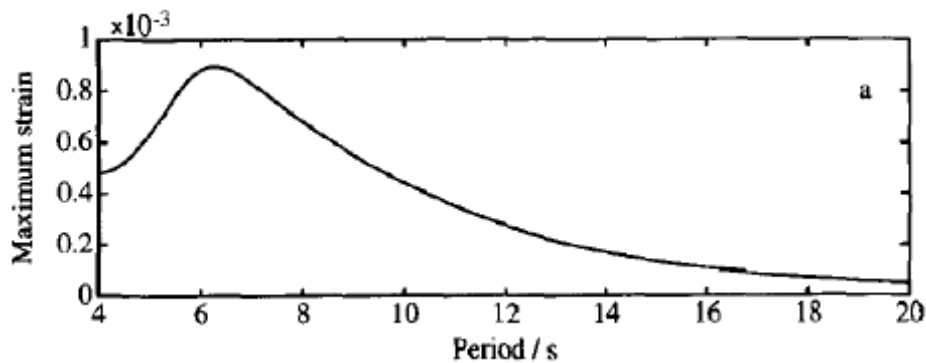


Figura 2.11 massima deformazione vs periodo per una lastra di lunghezza pari a 100m e spessore pari a 1m. [Meylan and Squire, 1994]

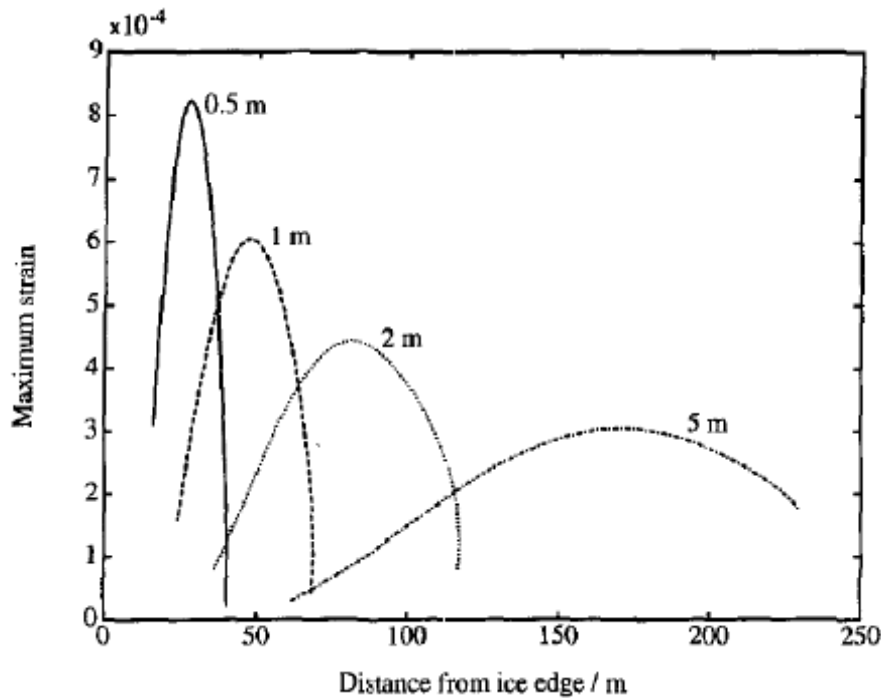


Figura 2.12 plot del massima deformazione vs distanza dal bordo della lastra per differenti valori di spessore della lastra (h). [Squire et al., 1995]

Analizzando i grafici si osserva che le onde corte (bassi periodi) inducono forti deformazioni alle lastre di ghiaccio, mentre al crescere del periodo la deformazione diminuisce. La curva della massima deformazione cresce al crescere del periodo fino a raggiungere un picco, per poi decrescere con andamento monotono. Fissata la lunghezza della lastra, il picco corrisponde al periodo che minimizza (azzerava) la riflessione delle onde. Maggiore è la riflessione, infatti, minori sono le deformazioni subite dalla lastra di ghiaccio.

Il punto di massima deformazione non è al bordo della lastra, ma ad una certa distanza da esso. La distanza del punto di massima deformazione dal bordo cresce al crescere dello spessore della lastra. L'andamento della massima deformazione al variare della distanza dal bordo ha un andamento a campana, simile di quello della riflessione. Questi due parametri, infatti, sono strettamente correlati tra loro.

Molti dei risultati ottenuti dal modello descritto sono congruenti con le osservazioni sul campo. In particolare, è stato confermato che le onde corte vengono riflesse dal ghiaccio maggiormente di quelle lunghe, per cui queste ultime sono quelle maggiormente presenti all'interno della banchisa. La presenza di onde corte, inoltre, innalza notevolmente le probabilità di rottura delle lastre di ghiaccio rispetto alle onde lunghe, ed infatti nelle zone esterne della MIZ le onde sono prevalentemente corte ed i blocchi sono di dimensione ridotta rispetto alle zone interne della banchisa dove si ha una maggior presenza di onde lunghe [Squire, 1983]. Infine, dal modello risulta che le lastre si rompono dove il valore di deformazione è massimo. Tale distanza dal bordo risulta essere funzione del periodo d'onda e dello spessore della lastra, per cui, immediatamente dopo il passaggio di uno

stato di mare particolarmente intenso, le lastre che si rompono risultano estremamente omogenee in forma e dimensione (Figura 3.13)



Figura 3.13 Mar Glaciale Artico, lastre di ghiaccio rotte da un campo d'onda di recente [V.A. Squire, 1994]

Nonostante si sia riusciti a modellare diversi comportamenti del sistema ghiaccio-onde, la maggior parte dei modelli ancor oggi utilizzati, tra cui quello di Meylan and Squire, hanno il limite di essere bi-dimensionali, per cui non riescono a riprodurre il fenomeno dello scattering tridimensionale che il ghiaccio provoca sulle onde.

Wadhams [2000]

Uno degli *scattering models* più semplici ed utilizzati è quello di Wadhams [2000]. Il modello considera una serie di lastre di lunghezza l_i , ognuna delle quali occupa una porzione di mare p_i . Ciascuna lastra possiede un coefficiente di riflessione R_i , la cui espressione deriva dal modello di Meylan and Squire descritto in precedenza.

Le ipotesi di questa modellazione, oltre a tutte quelle considerate nel modello di Meylan and Squire, sono che l'attenuazione delle onde è lineare con il numero di lastre presenti nella MIZ. Da questa ipotesi si ricava che l'attenuazione totale risulta essere la somma dei contributi di ogni lastra.

Il modello di Wadhams parte dall'assunzione che la dissipazione dell'energia dovuta al ghiaccio dipende dall'energia ondosa stessa, per cui si può scrivere [Wadhams et al., 2000]:

$$\frac{\partial E}{\partial x} = -\alpha E \quad (3.17)$$

Dove :

α = coefficiente di attenuazione

E = energia dell'onda

x = distanza dal bordo del ghiaccio

L'equazione ha una soluzione del tipo :

$$E = E_0 e^{-\alpha x} \quad (3.18)$$

con E_0 pari all'energia delle onde al margine esterno della MIZ corrispondente al punto $x=0$.

Per la singola lastra si può scrivere:

$$\alpha = \frac{p_i R_i}{d_i} \quad (3.19)$$

dove con i si è indicato il generico blocco di ghiaccio e con:

α = il coefficiente di attenuazione

R_i = il coefficiente di riflessione di una singola lastra

p_i = la frazione del mare ricoperta da una singola lastra

d_i = la dimensione caratteristica di una singola lastra

Siccome è un processo lineare, il coefficiente globale è dato dalla somma dei coefficienti di tutte le lastre [Wadhams et al., 1988; Wadhams, 2000] :

$$\alpha = \sum \alpha_i \quad (3.20)$$

In alternativa, poiché l'attenuazione dipende dalla somma dei contributi delle singole lastre, ponendo n pari al numero di lastre incontrate dal flusso di onde, e α il coefficiente di dissipazione di una singola lastra, si può scrivere per lastre di dimensione omogenea [Kohout and Meylan, 2008]:

$$E = E_0 e^{-n\alpha x} \quad (3.21)$$

Nonostante sia un modello molto semplice, esso riproduce molti dei comportamenti osservati nella MIZ riguardo alla dissipazione delle onde.

Anche questo modello, però, ha la limitazione di non riuscire a prevedere il processo di dispersione tridimensionale che tipicamente le onde subiscono a causa del ghiaccio.

A partire dal modello descritto sono stati sviluppati una serie di modelli 3D in grado di riprodurre il processo di scattering per campi d'onda regolari e random causato da corpi di diversa forma e dimensione [Montiel, 2013; Bennetts 2013].

3.5 Conclusioni

Le sperimentazioni sul campo sono fondamentali per ottenere informazioni qualitative, ma non sono in grado di fornire alcuna indicazione quantitativa sui legami funzionali tra i parametri che influenzano il fenomeno. Prove di laboratorio e simulazioni numeriche, invece, permettono di semplificare il sistema fisico, in modo tale da arrivare alla formulazione di un modello. La complessità del sistema onde-ghiaccio però, si ripercuote sui modelli utilizzati per rappresentare il fenomeno in questione, per cui una modellazione completa dei fenomeni fisici risulta ancora impossibile. Attualmente i modelli esistenti sono quasi tutti lineari, a causa della difficoltà nella risoluzione dei sistemi di equazioni utilizzati (esempio 3.6-3.12). La maggior parte dei problemi sulla ricerca del sistema onde-ghiaccio riguarda proprio la difficoltà o l'incapacità di risolvere le equazioni che compongono i modelli creati. Inoltre, prove di laboratorio in grado di validare i modelli creati, sono ancora poco sviluppate, per cui la conoscenza sul sistema onde-ghiaccio deriva principalmente dalle osservazioni sul campo.

Capitolo 4

MODELLO SPERIMENTALE

4.1 Introduzione

Le onde ed il ghiaccio si influenzano reciprocamente: il movimento delle onde provoca delle deformazioni nelle lastre di ghiaccio, le quali tendono a rompersi in blocchi più piccoli, mentre le lastre ed il *greace ice* provocano un'attenuazione dell'energia del moto ondoso e determinano un processo di dispersione dello spettro d'onda. [Squire and Moore, 1980; Williams et al., 1988; Wadhams, 2000]. Dalle osservazioni risulta che l'attenuazione dell'energia delle onde dipende dal periodo e dall'energia stessa e che quest'ultima decade esponenzialmente con la distanza dal limite esterno MIZ. È stato inoltre osservato che lo spettro direzionale delle onde diventa isotropo all'interno della banchisa [Wadhams et al. 1988].

Da un confronto tra le osservazioni sul campo ed i modelli numerici risulta che lo *scattering* non è la sola causa di dissipazione dell'energia ondosa, per cui bisogna esaminare anche altri fattori dissipativi, quali l'*overwash* (l'ammontare di acqua al di sopra delle lastre), le collisioni tra le lastre ed i fenomeni di attrito viscoso.

Le misurazioni e gli esperimenti effettuati in sito si limitano a condizioni di mare moderate, mentre esperimenti di laboratorio per la valutazione dei coefficienti di riflessione ed attenuazione causati dalle lastre di ghiaccio, sono quasi del tutto assenti. Essi diventano fondamentali in condizioni di mare più violente (mareggiate e tempeste), a causa delle difficoltà nell'effettuare sperimentazioni in sito.

Il modello sperimentale descritto nel seguito riproduce uno scenario nel quale campi d'onda regolari e random interagiscono con una singola lastra di ghiaccio di forma quadrata (Figura 1.1). Le prove condotte, sebbene rappresentino una semplificazione della realtà, forniscono una descrizione valida dei processi di dissipazione e di riflessione causati da una singola lastra di ghiaccio, prendendo in considerazione anche la componente dissipativa non lineare dell'*overwash*.

4.2 Descrizione degli esperimenti

Le prove sono state effettuate presso il laboratorio Coastal Ocean and Sediment Transport (COaST) dell'università di Plymouth, UK, tra Giugno e Luglio del 2013 per un periodo di tre settimane. La campagna sperimentale si inserisce in un ampio progetto di ricerca condotto da diverse istituzioni [Prof. A. Babanin e A. Prof A. Toffoli, Swinburne University of Technology, A. Prof Mike Meylan University of Newcastle, L. Bennetts University of Adelaide].

La descrizione dettagliata del modello sperimentale è riportata nei seguenti paragrafi, mentre nel capitolo successivo si presenteranno i risultati ottenuti e le conclusioni effettuate.

4.2.1 Riproduzione in scala delle lastre di ghiaccio

Per poter riprodurre il ghiaccio in scala, sono state utilizzate diverse lastre sintetiche composte da due differenti tipi di plastiche:

- Polipropilene: plastica di colore grigio chiaro con densità di 0.905 g/cm^3 e modulo di Young pari a 1600 MPa.
- PVC Forex®: plastica bianca caratterizzata da una densità pari a 0.500 g/cm^3 e da modulo di Young pari a 500 MPa.

La prima tipologia di plastica (Polipropilene) ha la medesima densità del ghiaccio ma una minore elasticità, mentre il PVC Forex® (Figura 4.1) ha una elasticità molto simile a quella del ghiaccio, ma densità minore. Queste caratteristiche fanno sì che nel primo caso avremo una lastra più rigida con un grado di galleggiamento simile a quello del ghiaccio reale, mentre nel secondo caso si ha una lastra di rigidità minore ma con un grado di galleggiamento più elevato.

Per ogni tipologia di plastica, sono stati presi in considerazione diversi spessori: per il Polipropilene lastre di 5mm, 10mm, 20mm, 40mm, per il PVC spessori di 5mm, 10mm, 19mm (spessori più elevati non sono presenti in commercio).

Ogni lastra è di forma quadrata di 1mx1m (Figura 4.1). Questa forma è stata preferita a quella rettangolare in quanto non presenta comportamenti differenti a seconda del lato esposto perpendicolarmente al campo d'onda. Una forma circolare non avrebbe risentito delle rotazioni planimetriche delle lastre, ma la forma quadrata è la forma regolare che meglio riproduce quelle osservate nella MIZ (Figura 3.13).

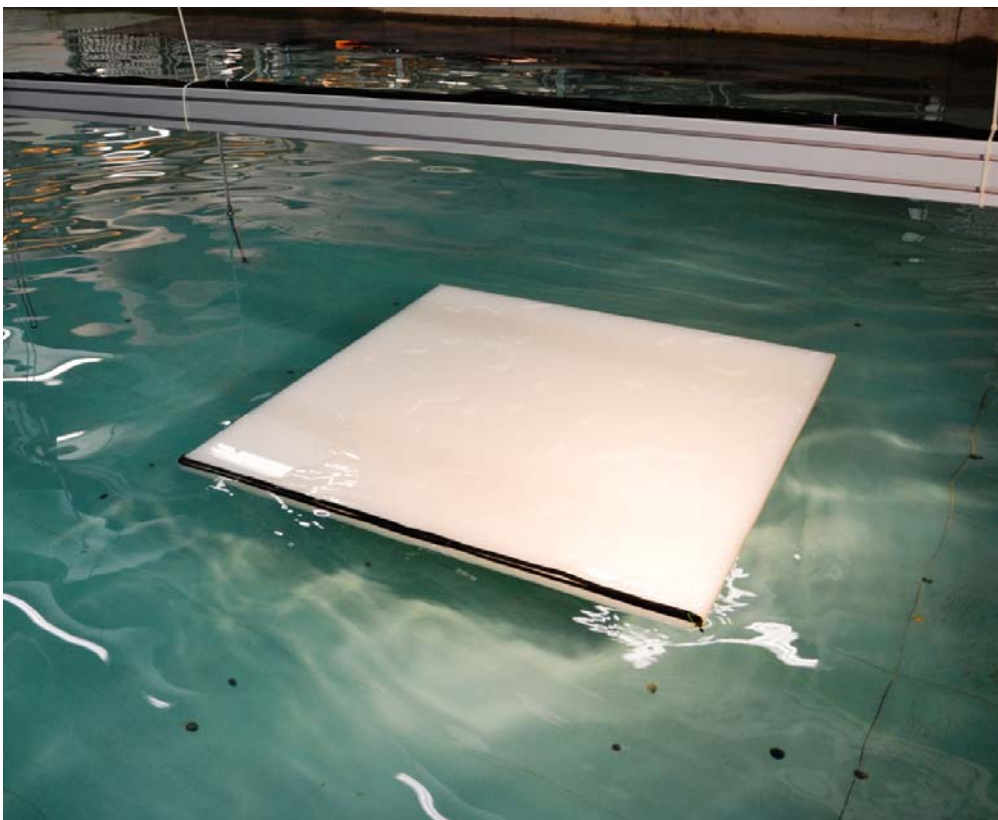


Figura 4.1 : lastra di PVC Forex® di forma quadrata con lati 1x1m e spessore di 5mm

4.2.2 Vasca e strumenti di misura

Nel COaST lab sono presenti due wave flume e due bacini di diversa dimensione. Gli esperimenti sono stati effettuati nel *Coastal Basin*, vasca di 15.5m di lunghezza, 10m di larghezza e 0.5m di profondità. Tali dimensioni hanno permesso una riproduzione del fenomeno in scala 1:100. La vasca (Figura 4.2) è dotata di 20 pale indipendenti collegate ad un generatore d'onda, in grado di generare campi d'onda regolari ed irregolari. Sulla sponda della vasca opposta al generatore d'onda il fondale è presente una spiaggia assorbente caratterizzata da una pendenza di 1:10.

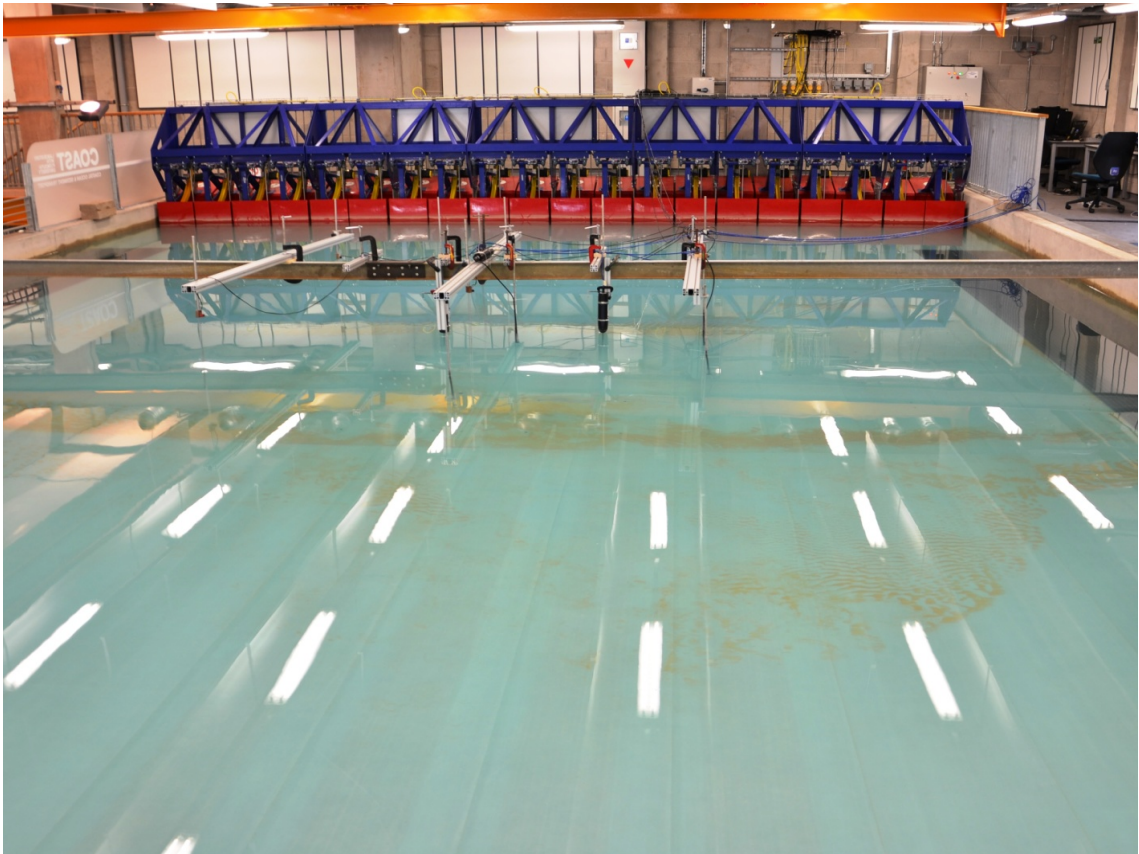


Figura 4.2: Coastal Basin nel COaST lab dell'università di Plymouth

La strumentazione di misura utilizzata durante lo svolgimento degli esperimenti è costituita da:

- *Wave Gauges* (Figura 4.3): sonde capacitive che legano un segnale di capacità elettrica ad un valore di altezza d'onda, attraverso dei coefficienti di calibrazione. Esse sono in grado di fornire l'evoluzione temporale della superficie libera nel punto nelle quali sono posizionate.
- *Acoustic Doppler Velocimetry* (Figura 4.4): apparecchio che permette la misura delle tre componenti della velocità del flusso, attraverso un sistema di

trasmissione acustica. La misurazione è effettuata in maniera puntuale sfruttando l'effetto Doppler.

- *High Speed Camera* (Figura 4.5): videocamera ad alta definizione in grado di filmare fino a 100000 frame al secondo. La videocamera è stata utilizzata per avere una visualizzazione del grado di sommergenza della lastra e per monitorare l'attività ondosa al di sopra di essa.
- *Motion Sensor System*: apparecchiatura in grado di determinare, con precisione all'ordine del millimetro, i movimenti e le deformazioni nelle tre dimensioni delle lastre durante tutta la serie temporale.

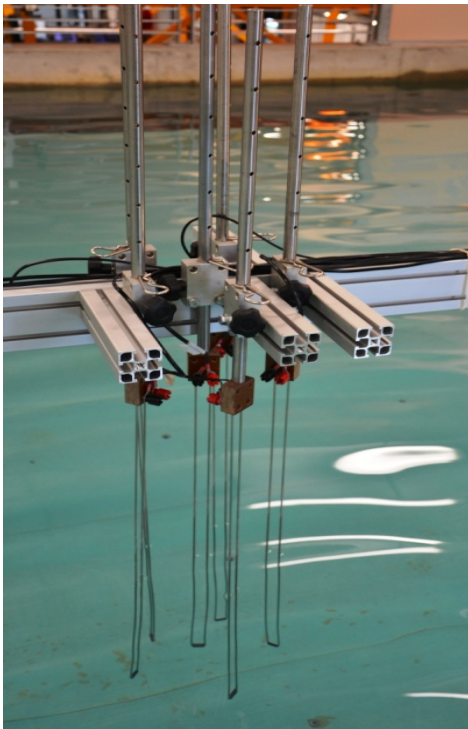


Figura 4.3: Wave Gauges



Figura 4.4: Acoustic Doppler Velocimetry



Figura 4.5 : High Speed Camera

Sonde capacitive e procedimento di calibrazione

Le sonde disponibili presso il laboratorio sono formate da due cavi di acciaio piombato in grado di trasferire al software un segnale di capacitanza elettrica che varia al variare della porzione dei cavi sommersa dall'acqua. Una volta calibrata la sonda, è possibile passare da un segnale elettrico ad uno metrico, attraverso una serie di coefficienti di calibrazione. Con questa metodologia è possibile ricavare la serie temporale delle altezze d'acqua nella posizione nella quale è collocata la sonda.

Per ottenere un segnale metrico valido, è necessario un processo di calibrazione standard, da effettuare periodicamente per ogni sonda. Tale processo è suddivisibile nei seguenti passaggi successivi:

1. Si stabilisce un livello di riferimento "zero" corrispondente al livello di acqua in quiete.
2. Si posizionano tutte le sonde alla medesima altezza corrispondente al livello zero stabilito. Il grado di sommersione delle sonde è regolato dai cilindri forati ai quali sono vincolati i cavi di piombo (Figura 4.3). I fori presenti sui cilindri sono equidistanti tra loro e consentono di variare il grado di sommersione delle sonde lungo un range di 50cm, ad intervalli di 5cm. Si stabilisce quindi il foro corrispondente al livello zero.
3. Mediante il software si acquisisce il valore di capacitanza corrispondente al grado di sommersione stabilito nel passaggio precedente (uguale per tutte le sonde). Durante l'acquisizione, bisogna porre attenzione che non vi siano ondulazioni della superficie libera della vasca, in quanto queste andrebbero ad alterare il valore di capacitanza registrato. Il valore acquisito è comunque mediato su di un intervallo di tempo fissato a 5 secondi.
4. Si innalza il livello delle sonde di un valore prefissato (es. 5cm corrispondente ad un foro) e viene rilevato il valore di capacitanza corrispondente.
5. Si abbassa il livello delle sonde dello stesso livello dello step precedente (-5cm dal livello "zero") e si rileva il valore di capacitanza corrispondente.
6. Si riportano le sonde al livello zero e si acquisisce nuovamente il valore di capacitanza corrispondente.

7. Tramite il software si verifica che la calibrazione sia stata eseguita correttamente. Per definire "corretta" una calibrazione, si stabilisce un valore massimo (es. 2%) entro il quale devono rientrare tutte le oscillazioni della superficie libera. Se le oscillazioni superano il valore prefissato (2%) il software richiede di ripetere tutti i passaggi per operare una nuova calibrazione.

Il procedimento di calibrazione appena descritto è stato ripetuto quotidianamente. Tutte le sonde utilizzate sono caratterizzate da una frequenza di campionamento di 128Hz, il che vuol dire che forniscono 128 acquisizioni d'altezza per secondo.

Mini-sonda capacitiva

Per misurare il quantitativo di acqua presente sulla lastra (*overwash*), è stata montata una piccola sonda in posizione centrale su tutte le lastre utilizzate. Il moto della sonda durante la propagazione delle onde è solidale a quello della lastra (Figura 4.6).

Per la sonda posta al di sopra delle lastre, il processo di calibrazione è il medesimo di quello effettuato per le altre sonde. La calibrazione è stata effettuata prima di montare la sonda al di sopra della lastra. Durante la calibrazione, per ottenere un grado di sommersione dei cavi variabile, il cilindro su quale sono vincolati i cavi d'acciaio (Figura 4.7) è stato immerso in un secchio pieno d'acqua in quiete. Non essendoci i fori, il processo di "innalzamento" e di "abbassamento" richiesto per calibrare la sonda, è stato effettuato misurando un numero di tacche (sul cilindro) pari a 0.5mm.

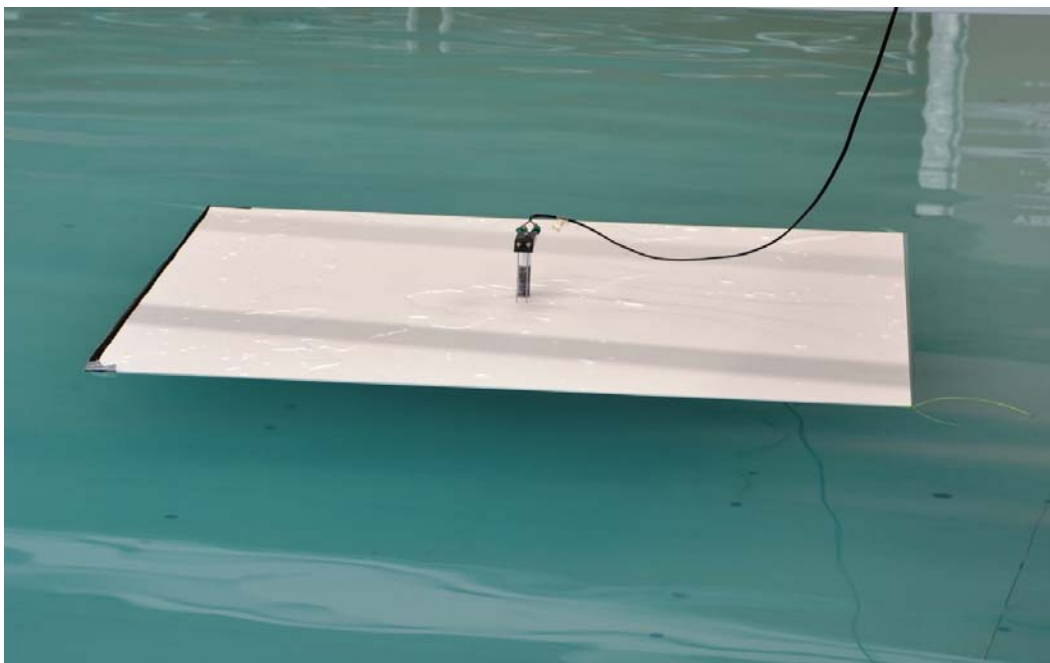


Figura 4.6: Lastra con la sonda in posizione centrale.

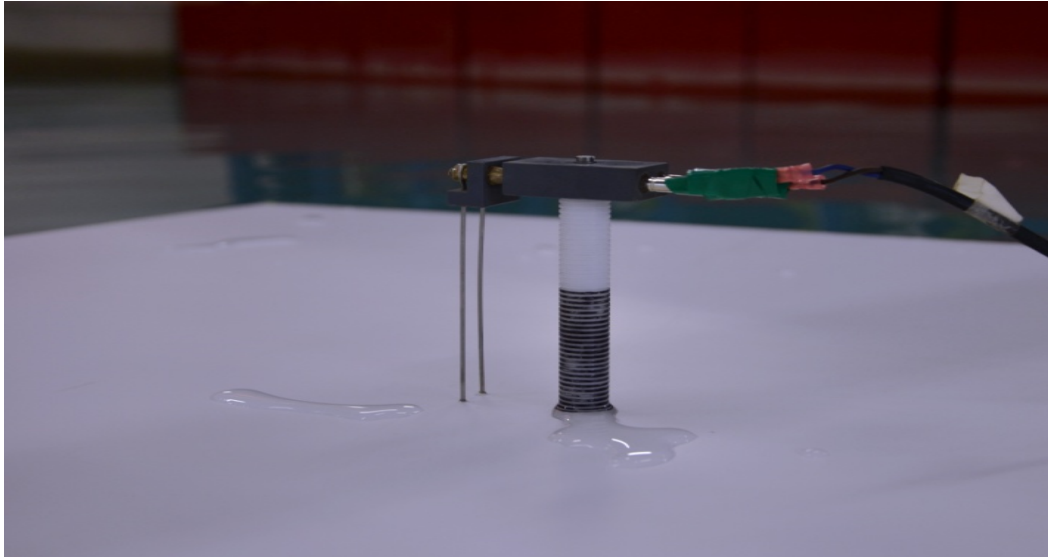


Figura 4.7: Particolare della sonda, con cilindro graduato e cavi di acciaio piombato.

High Speed Camera

Grazie all'utilizzo di una High Speed Camera (Figura 4.5) sono stati realizzati filmati in alta definizione di tutte le prove effettuate. L'obiettivo principale dell'utilizzo di quest'apparecchiatura è stato quello di filmare l'ammontare di *overwash*, ovvero il grado di sommersione della lastra durante le diverse onde generate. I dati ricavati dalla sonda presente sulle lastre, in questo modo, possono avere un riscontro visivo grazie all'ausilio dei filmati. Per permettere una migliore elaborazione dei filmati ottenuti, sul lato delle lastre di ghiaccio esposte alla videocamera è stato applicato un nastro adesivo nero (Figura 4.1), in modo tale da aumentare al massimo il contrasto con la lastra di colore chiaro. Un'ulteriore operazione effettuata per migliorare la qualità dei video, è stata quella di oscurare il laboratorio e puntare due fari da 200W sulla lastra di ghiaccio, in modo tale, anche in questo caso, da incrementare il contrasto con l'ambiente circostante.

Sono riportate di seguito (Figura 4.8) tre coppie di immagini ricavate dai video nei quali è stata registrata la lastra di PVC di 5mm in tre condizioni d'onda differenti (T pari 0.6s e k_a pari a 0.04, 0.08, 0.15). Dal confronto delle diverse condizioni d'onda si nota che nelle due immagini in alto ($k_a = 0.04$) la patina d'acqua al di sopra della lastra è quasi inesistente; nelle due immagini centrali ($k_a = 0.08$), la lastra è sommersa omogeneamente da uno strato d'acqua di qualche millimetro di spessore; nelle due immagini in basso ($k_a = 0.15$), l'*overwash* è notevole (\sim cm), con onde sulla lastra che si frangono l'una con l'altra.

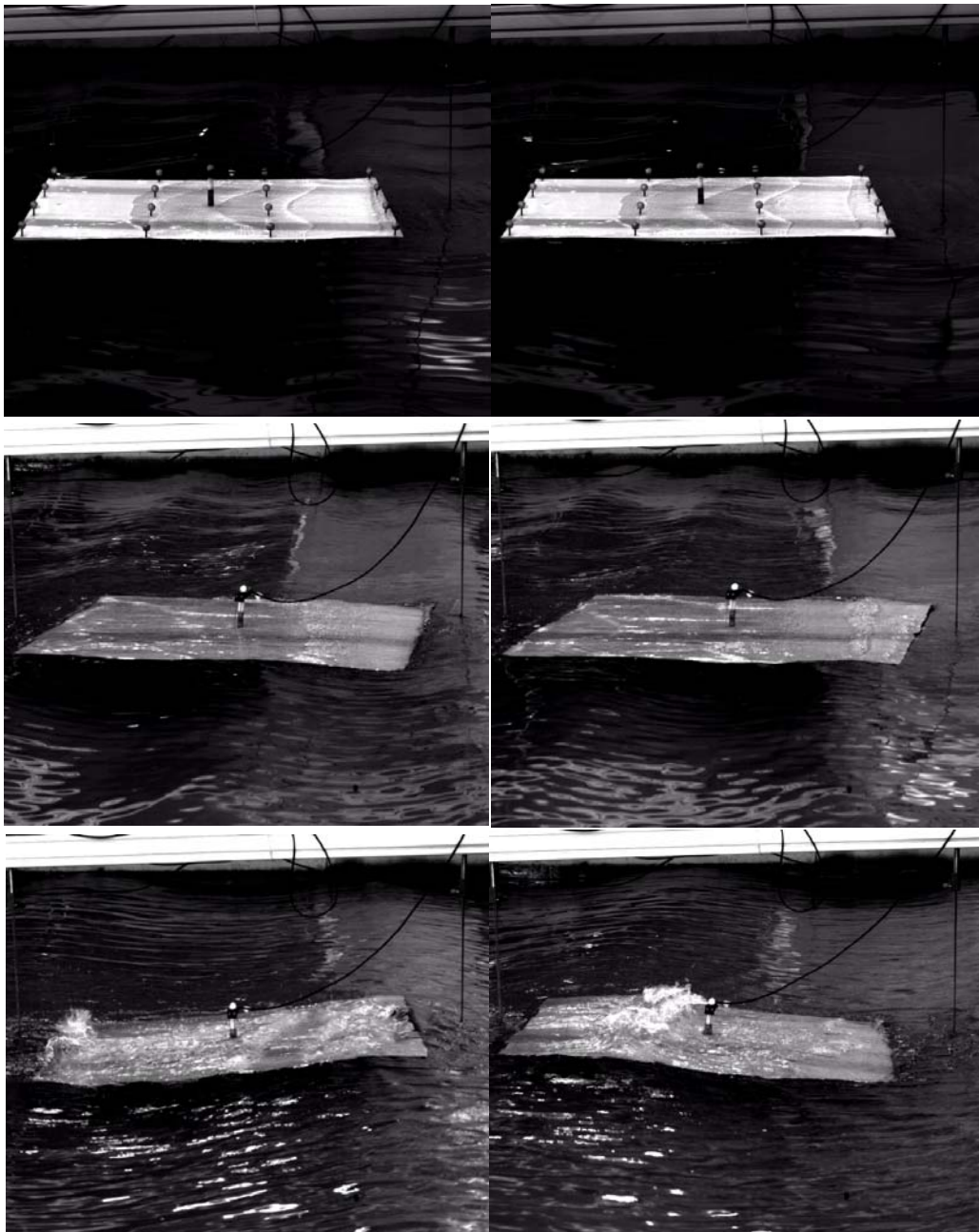


Figura 4.8: Coppie di immagini, tratte dai video della High Speed Camera, con la lastra di PVC di 5mm sottoposta a tre campi d'onda regolari differenti: periodo $T=0.8s$, $ka=0.04$ (in alto); periodo $T=0.8s$, $ka=0.08$ (al centro); periodo $T=0.8s$, $ka=0.15$ (in basso)

Motion Sensors

Durante la seconda parte degli esperimenti, è stato possibile utilizzare un sofisticato sistema di sensori di movimento. Quest' apparecchiatura, utilizzata in diversi campi di industria e ricerca, quali cinematografia, aeronautica, l'ingegneria biomedica, si compone di una serie di rilevatori (di forma sferica) i cui movimenti nelle tre direzioni sono registrati da quattro sensori posti in vari punti dello spazio.

Nel momento in cui è stato possibile adoperare i *motion sensors*, erano già state realizzate tutte le prove con onde regolari, per cui sono stati ripetuti alcuni dei test effettuati in precedenza.

Il sistema è stato utilizzato per monitorare i movimenti rigidi della lastra e le sue deformazioni sotto l'azione delle onde. In particolare, utilizzando le registrazioni sui movimenti verticali della lastra, è stato possibile ricavarsi il grado di sommersione di quest'ultima e, di conseguenza, nuove misure sull'ammontare di *overwash*.

Sono state effettuate nuovamente le prove di onde regolari con lastre grigie (polipropilene) di spessore 5mm e 10mm, e di quelle bianche (PVC) di 5mm, 10mm. Aver ripetuto nuovamente, a distanza di circa dieci giorni, alcune delle prove già realizzate in precedenza, permette di confrontare l'ammontare dell'*overwash* mediante tre tecniche di misura differenti: utilizzando i dati forniti dalla sonda posta sulla lastra; elaborando le immagini ottenute dalla *high speed camera*; attraverso le registrazioni effettuate con i *motion sensors*. È inoltre possibile valutare vantaggi e svantaggi di ogni metodo. Un ulteriore vantaggio nell'aver ripetuto alcune delle prove risiede nella possibilità di confrontare i dati acquisiti dalle sonde e verificare la validità di questi ultimi: prove ripetute nelle stesse condizioni devono fornire gli stessi risultati e, qualora non fosse così, bisogna considerare plausibile la presenza di qualche errore di misura o di calibrazione.

Per registrare i movimenti delle lastre, sono state 17 sferette su ognuna di esse (Figura 4.9). I movimenti dei sensori sono stati registrati da quattro camere ad infrarossi posti ai quattro angoli della vasca (Figura 4.10).

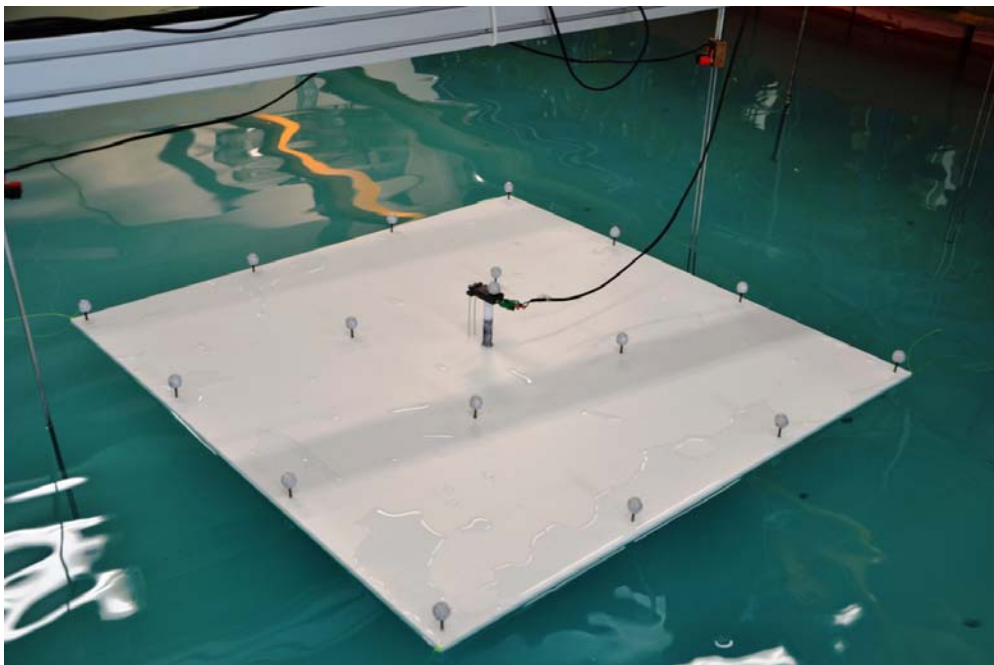


Figura 4.9: lastra ricoperta da sferette per rilevare i movimenti tridimensionali.



Figura 4.10: rilevatore del Motion System

4.3.3 Disposizione lastra e sonde

La disposizione del set up sperimentale è stata realizzata in modo tale da misurare in maniera ottimale il campo d'onda riflesso e trasmesso.

La misurazione dei profili d'onda è stata effettuata dapprima in condizioni indisturbate (senza lastra), e successivamente con la presenza dei diversi tipi di ghiaccio sintetico per valutare i coefficienti di trasmissione e riflessione.

La posizione della lastra nella vasca è stata mantenuta pressoché costante durante tutte le prove, mediante fili di nylon che ne vincolavano i quattro angoli a quattro pali fissi sottili. Il sistema di ancoraggio è stato ideato per impedire che la lastra ruotasse eccessivamente o andasse ad urtare le sonde. I fili di nylon non erano tesi, per cui consentivano alla lastra la possibilità di conservare i sei gradi di libertà tipici di un corpo rigido galleggiante attorno alla posizione media.

Le sonde sono state disposte in modo tale da avere misure davanti e dietro la lastra rispetto alla direzione di propagazione del campo d'onda. La disposizione planimetrica delle 11 sonde utilizzate è riportata nel seguente schema (Figura 4.11)

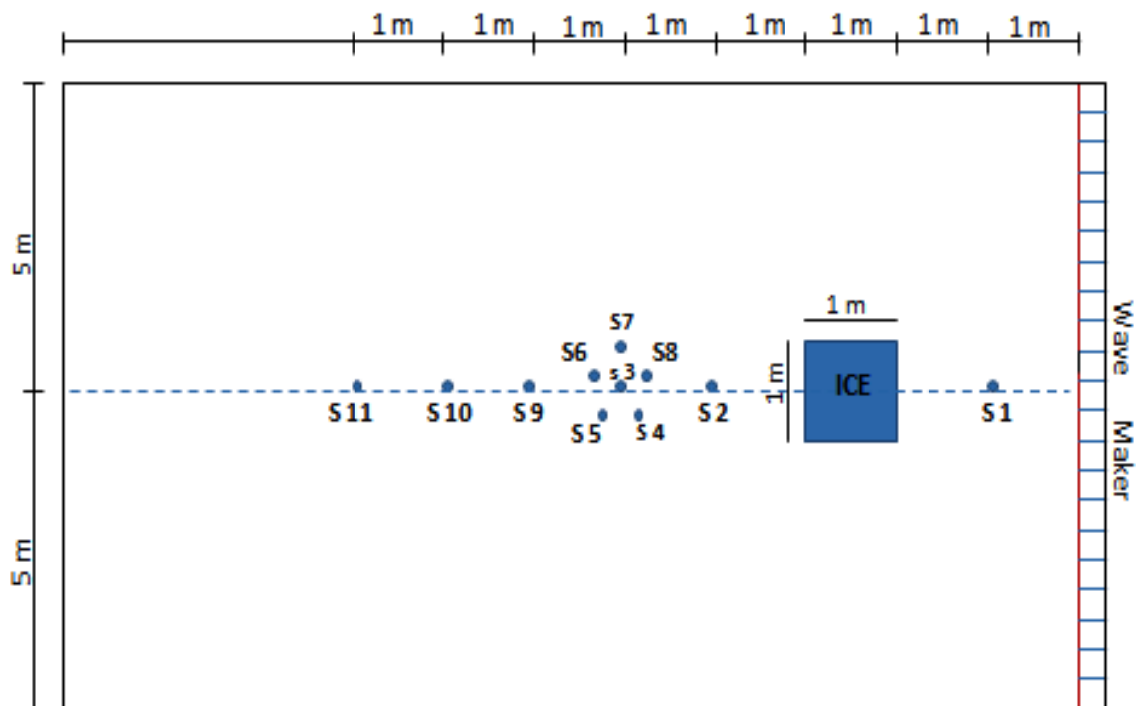


Figura 4.11: Planimetria della vasca. Disposizione delle sonde e della lastra di ghiaccio

Come si nota in figura, la lastra di ghiaccio è stata disposta ad una distanza di circa 3 metri dal generatore d'onda, in posizione centrale della vasca (rispetto all'asse trasversale).

La prima sonda (S1) lungo il verso di propagazione è stata posizionata ad un metro dalle paddle, in posizione antecedente alla lastra. Questa consente di valutare l'altezza d'onda incidente (nel caso in cui la lastra non sia presente), e la riflessione che la lastra provoca. Le sonde S2, S3, S9, S10, S11 sono state disposte sull'asse longitudinale della vasca posteriormente alla posizione della lastra per valutare l'evoluzione del campo d'onda trasmesso ed il coefficiente di dissipazione. A circa due metri dalla lastra è stato disposto un array di sonde (S4, S5, S6, S7, S8) di forma pentagonale (di lato 0.25m), per valutare le proprietà direzionali del campo d'onda trasmesso (Figura 4.12).

Le componenti di velocità sono state misurate con un ADV: questo è stato posizionato a circa 5 metri dal bordo posteriore della lastra, a circa 16cm dalla superficie libera (Figura 4.12).

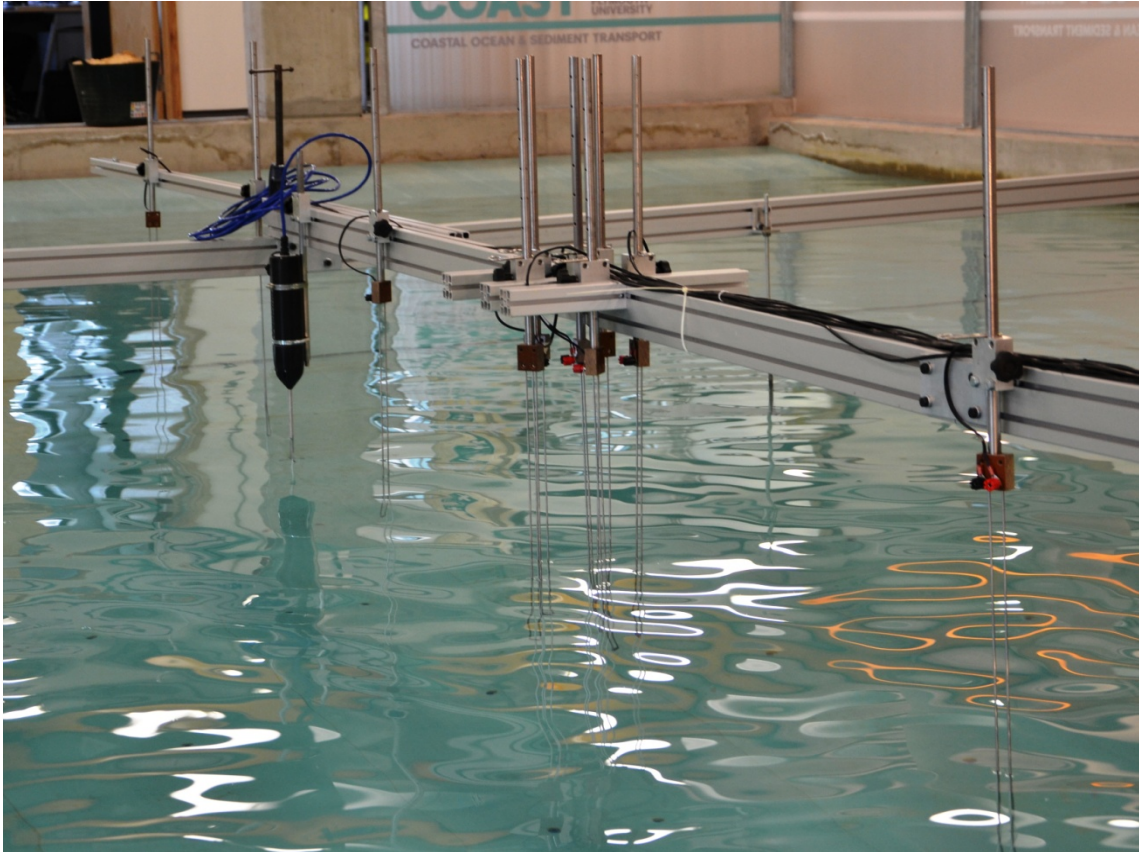


Figura 4.12: Disposizione delle sonde e del vettore posteriormente la lastra

4.3.4 Generazione di onde regolari (monocromatiche)

Mediante i software presenti presso il COaST, è stato possibile generare una serie di campi d'onda regolari. Per generare un campo d'onda regolare è necessario impostare valori di periodo (in secondi) ed ampiezza d'onda (in metri) desiderati. Una descrizione esaustiva del funzionamento dei software utilizzati è presente nella relazione di tirocinio effettuata durante il periodo degli esperimenti.

Durante gli esperimenti effettuati, sono state generate onde regolari di periodo 0.6s, 0.8s, 1s. Utilizzando la relazione di dispersione (Appendice A), ai suddetti periodi corrispondono lunghezze d'onda rispettivamente di 0.56m, 1m, 1.56m. Tali valori sono stati scelti in modo tale da avere lunghezze d'onda minori, uguali e maggiori della lunghezza della lastra.

Schematicamente avremo:

- $T = 0.6 \text{ s} \rightarrow L_{\text{onda}} = 0.56\text{m} \rightarrow L_{\text{onda}}/L_{\text{lastra}} \cong 1/2$
- $T = 0.8 \text{ s} \rightarrow L_{\text{onda}} = 1.0\text{m} \rightarrow L_{\text{onda}}/L_{\text{lastra}} \cong 1$
- $T = 1.0 \text{ s} \rightarrow L_{\text{onda}} = 1.56\text{m} \rightarrow L_{\text{onda}}/L_{\text{lastra}} \cong 3/2$

L'ampiezza d'onda a è stata scelta in modo tale che la ripidità d'onda ka (k pari al numero d'onda) sia: 0.04, 0.08, 0.1, 0.15. Tali valori permettono di riprodurre uno stato di mare calmo (0.04), moderato (0.08), mosso (0.1), e molto mosso (0.15). Nonostante le onde con ka 0.15 siano molto ripide, il limite di frangimento non è superato. Non essendovi mai frangimento, non si introducono ulteriori fenomeni dissipativi (non lineari) legati a questo fenomeno.

In definitiva, sono state generate 12 differenti onde monocromatiche, aventi le seguenti caratteristiche:

nome prova	H[m]	T[s]	Ka[-]
21000	0.015	0.6	0.08
31000	0.026	0.8	0.08
41000	0.04	1	0.08
22000	0.018	0.6	0.1
32000	0.032	0.8	0.1
42000	0.049	1	0.1
23000	0.027	0.6	0.15
33000	0.048	0.8	0.15
43000	0.074	1	0.15
60000	0.0075	0.6	0.04
70000	0.013	0.8	0.04
80000	0.02	1	0.04

Tabella 4.1: caratteristiche delle onde regolari generate.

Ogni prova è caratterizzata da una durata di cinque minuti, in modo tale da misurare un'altezza d'onda statisticamente stazionaria (media e varianza cumulata costanti nel tempo).

Calibrazione delle onde generate

Le prime misure effettuate durante gli esperimenti, hanno evidenziato una discordanza tra le ampiezze d'onda impostate come input nel programma e quelle effettivamente generate dalle paddle. Attraverso l'inserimento di una costante moltiplicativa, quindi, si è andati a modificare iterativamente il valore di ampiezza da immettere nel software, fino ad ottenere l'altezza d'onda desiderata. Questo procedimento è stato effettuato per tutte le onde monocromatiche generate nella prima serie di esperimenti svolti.

Successivamente, è apparso che l'effetto di distorsione nella generazione d'onda fosse correlato al periodo T . Si è ottenuta, quindi, una relazione quadratica in funzione di T

grazie alla quale, per ogni valore di altezza d'onda desiderato (A effettiva), si ottiene il valore di ampiezza da immettere nel programma (A input) (Figura 4.13).

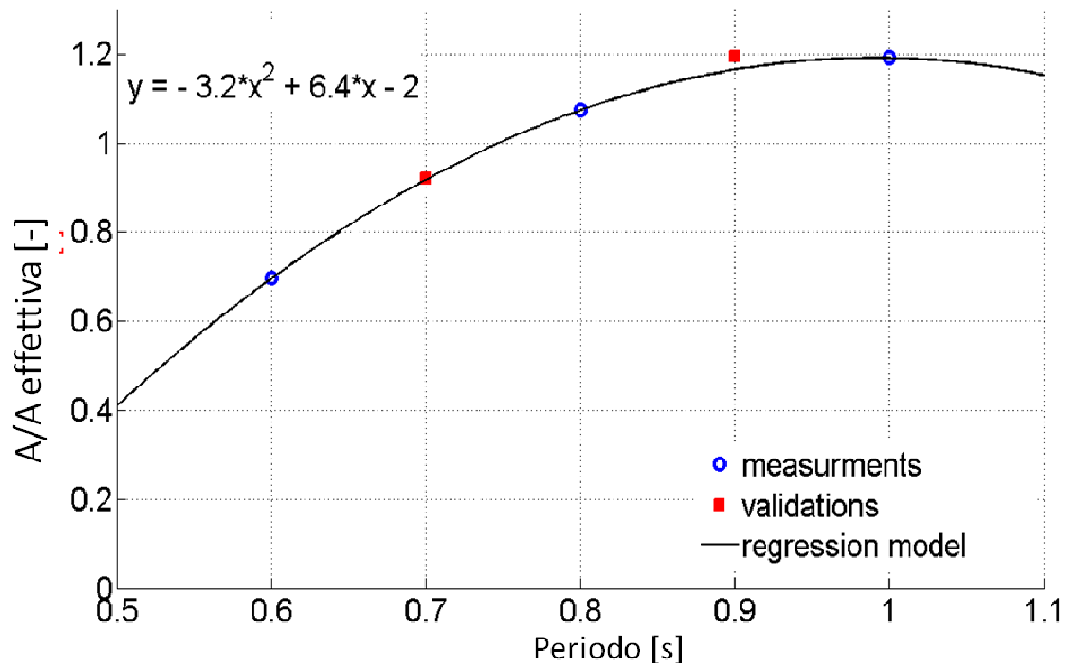


Figura 4.13 : Relazione tra il valore di distorsione delle altezze d'onda (A/A effettiva) ed il periodo. I quadrati rossi rappresentano i valori di periodo 0.7s e 0.9s utilizzati per validare la relazione.

La relazione trovata è stata validata con due ulteriori onde di periodo differente. La spiegazione dettagliata del lavoro di calibrazione dei software è presente in un capitolo della relazione del tirocinio (Appendice C).

4.3.5 Generazione di onde random

Oltre alla generazione di onde regolari, nella vasca è possibile riprodurre campi d'onde caratterizzati da spettri random.

Per studiare il problema dell'interazione ghiaccio-onde nelle condizioni più generali possibili, sono state effettuate prove con onde random direzionali. Considerando spettri JONSWAP (Appendice B), sono state prodotte tre tipologie di onde direzionali aventi le seguenti caratteristiche :

test no.	Hs [m]	T picco [s]	N dir spread	ka [-]
2000	0.018	0.6	10	0.1
3000	0.032	0.8	10	0.1
4000	0.049	1	10	0.1

Tabella 4.2: Caratteristiche delle onde random generate.

Il tempo di acquisizione per le onde random è di 40 minuti. Quest'intervallo temporale consente di ottenere delle statistiche sulla direzionalità e sull'altezza d'onda rappresentative di uno stato di mare reale.

4.4 Considerazioni finali

L'apparato sperimentale è stato disposto in modo tale da avere misure di altezza d'onda sia prima che dopo la lastra. In particolare, la prima sonda è stata utilizzata per confrontare l'altezza d'onda incidente (senza lastra) e quella riflessa dalla presenza della lastra. Le 6 sonde lungo la direzione longitudinale alle spalle della lastra, invece, permettono di valutare le perturbazioni lungo tutta la vasca, per stabilire la cosiddetta "zona d'ombra", oltre la quale la presenza della lastra non si risente più. L'array pentagonale, infine, fornisce informazioni sulla direzionalità delle perturbazioni alle spalle della lastra. Quest'ultimo è stato disposto principalmente per le prove con onde random, data la monodirezionalità delle onde regolari.

Prove preliminari hanno mostrato l'importanza dell'overwash, che quindi è stato misurato appositamente con una sonda al di sopra della lastra.

La scelta di un apparato sperimentale semplice è stata effettuata in modo tale da ottenere risultati di validità generale, in grado di validare modelli lineari altrettanto semplici. Inoltre, questa disposizione può facilmente essere replicabile da altri autori in sedi di laboratorio differenti.

Capitolo 5

RISULTATI DELLE SPERIMENTAZIONI

5.1 Introduzione

Nel corso delle sperimentazioni è stata acquisita una notevole quantità di dati. Sono state effettuate registrazioni delle serie temporali delle altezze d'onda indisturbate di 12 onde monocromatiche differenti (Tabella 4.1) e di 3 campi random (Tabella 4.2). Le misure sono state effettuate in 11 punti della vasca con 11 sonde capacitive.

Per ogni onda monocromatica e random, l'acquisizione è stata ripetuta in presenza di ognuna delle lastre di plastica descritte nel precedente capitolo (4 di Polipropilene, 3 di PVC). È stata inoltre aggiunta una sonda al di sopra della lastra per avere la misura dell'*overwash*.

Per quattro delle lastre utilizzate (2 di Polipropilene e 2 di PVC) sono state ripetute le prove con onde monocromatiche per avere registrazioni dai *motion sensors*.

Data la grande complessità del fenomeno studiato, nel seguito della tesi ci si concentrerà unicamente sulle prove effettuate in condizioni di onde regolari. I dati relativi alle onde random e le misurazioni effettuate con i motion sensor non sono presentate nel presente lavoro, in quanto non parte degli obiettivi della tesi stessa.

5.2 Serie temporale ed analisi in frequenza

Per effettuare l'analisi sperimentale, inizialmente è utile visualizzare le serie temporali delle altezze d'onda (η). Sono state messe a confronto le evoluzioni nel tempo delle altezze d'onda indisturbate e di quelle perturbate dalla lastra di ghiaccio.

Entrambe le serie delle altezze d'onda sono state traslate in modo tale da avere un livello medio pari a 0. Inoltre tutte le serie temporali sono state normalizzate rispetto alla deviazione standard (σ) delle corrispondenti prove senza la lastra.

Di seguito (Figura 5.1 e 5.2) si riportano le altezze d'onda normalizzate ottenute dalle acquisizioni della sonda posta ad un metro dal generatore d'onda (S1), in posizione antecedente alla lastra, e di quella posta a 4 metri dalle paddle (S2), subito dopo la lastra. Sono messi a confronto, per una stessa tipologia d'onda, le prove con una lastra di polipropilene (Figura 5.1) ed una di PVC (Figura 5.2), entrambi di spessore di 10 millimetri. Per avere una chiara visione dell'evoluzione delle altezze d'onda è stata plottata una finestra temporale di soli sette secondi, in corrispondenza circa della metà dell'intero intervallo temporale (300 secondi).

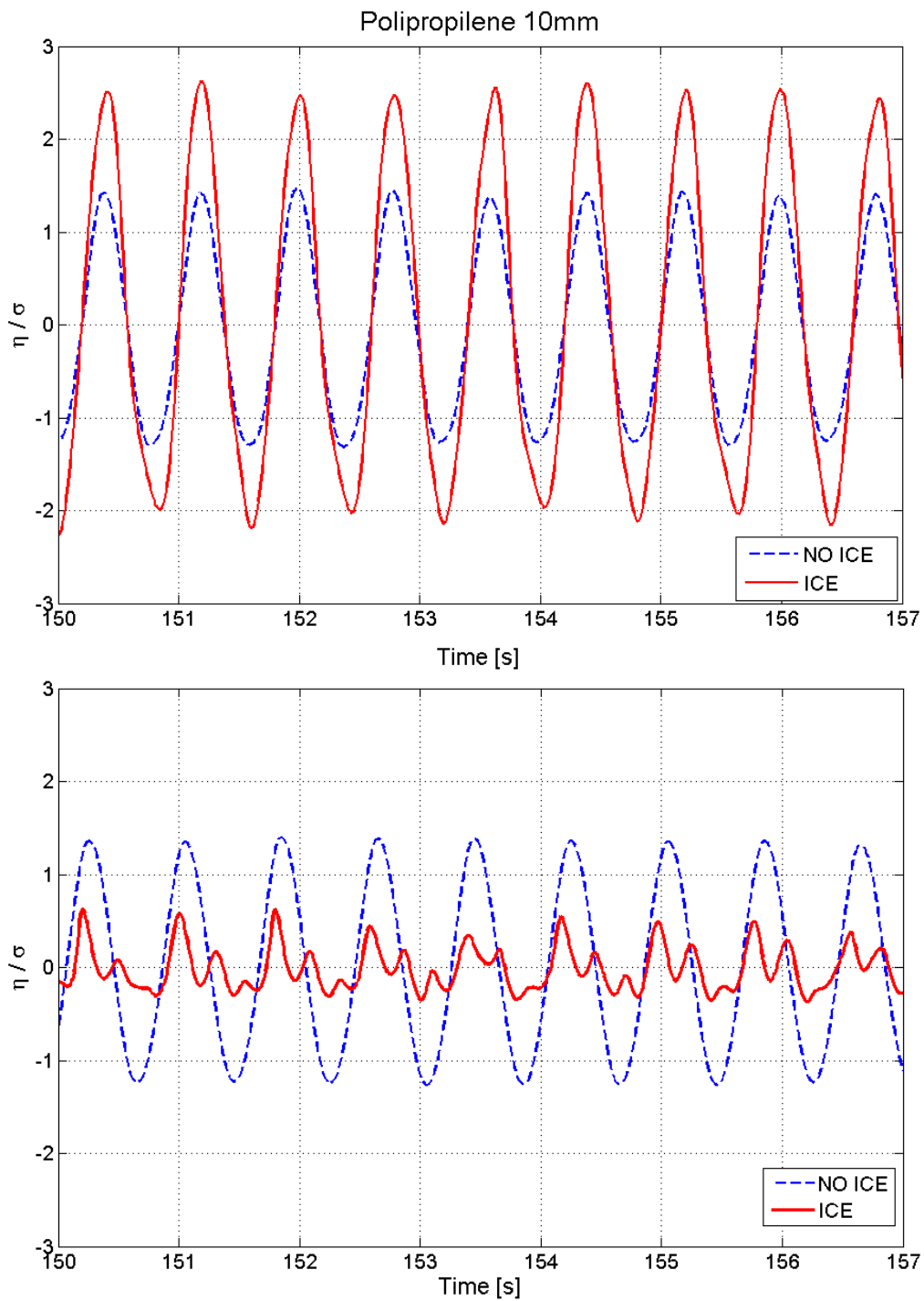


Figura 5.1: Serie temporale normalizzata delle altezze d'onda registrate dalle sonde S1 (in alto) ed S2 (in basso), posizionate rispettivamente avanti e dietro la lastra. Onda di periodo $T=0.8s$, $ka=0.1$. Lastra di Polipropilene di 10mm di spessore.

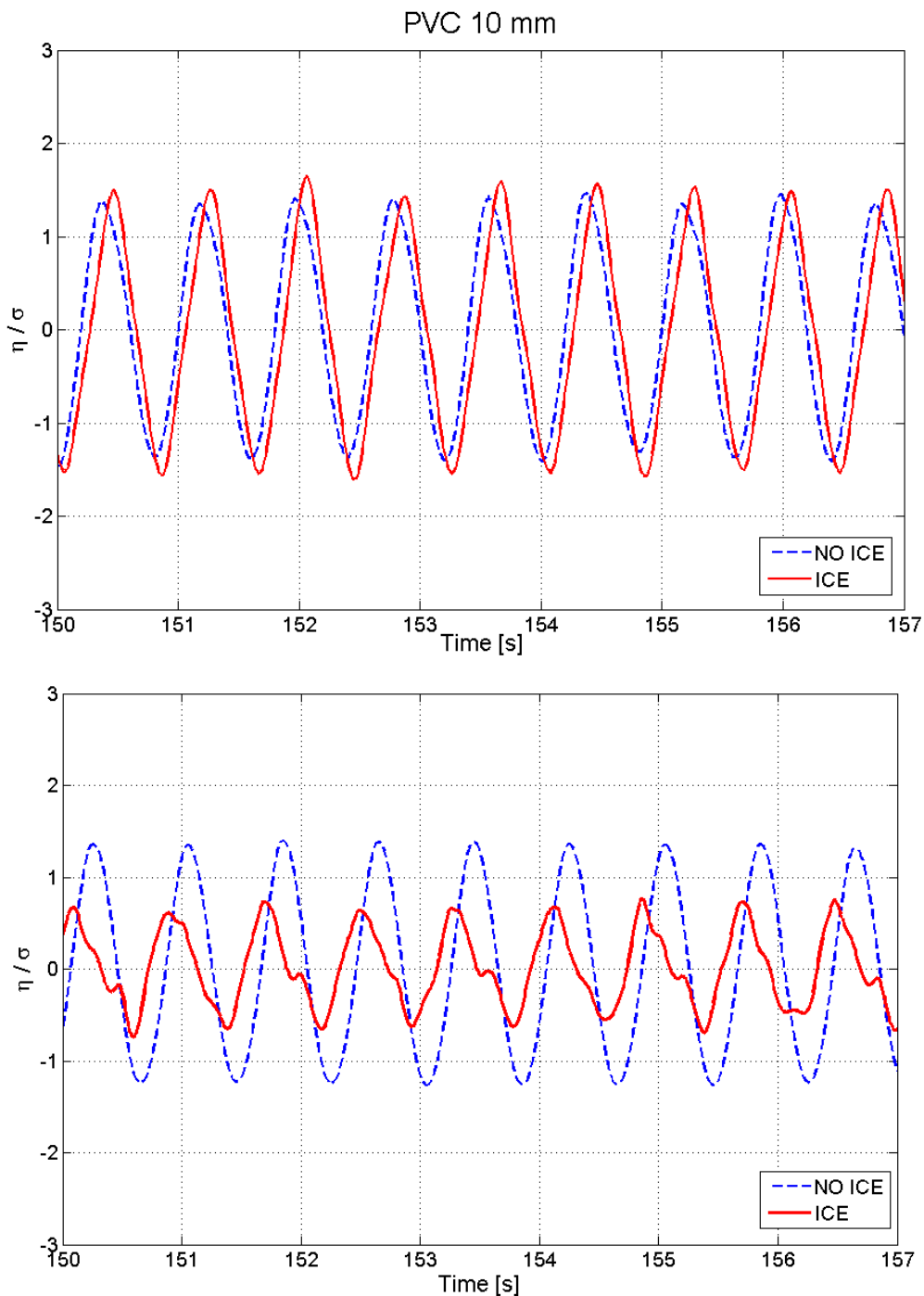


Figura 5.2: Serie temporale normalizzata delle altezze d'onda registrate dalle sonde S1 (in alto) ed S2 (in basso), posizionate rispettivamente avanti e dietro la lastra. Onda di periodo $T=0.8s$, $ka=0.1$. Lastra di PVC di 10mm di spessore.

Le onde senza la presenza del ghiaccio (linea blu) sono regolari, caratterizzate da altezza e lunghezza costanti durante tutto l'intervallo. I grafici della sonda posta davanti alla lastra (S1) mostrano che la presenza di quest'ultima produce un incremento dell'altezza d'onda (linea rossa). Al contrario, alle spalle della lastra (sonda S2) vi è una notevole riduzione dell'altezza d'onda rispetto a quella indisturbata.

Confrontando le due lastre aventi egual spessore ma diverse proprietà meccaniche, si nota che la lastra di PVC comporta incrementi d'altezza d'onda minori (minore riflessione) rispetto a quella di polipropilene. Quest'ultima, inoltre, comporta anche riduzioni d'altezza d'onda maggiori (minore trasmissione) rispetto al PVC a parità di spessore. Si nota inoltre che il campo d'onda disturbato dalle lastre di ghiaccio perde le caratteristiche di regolarità che aveva in condizioni indisturbate: sia prima, ma soprattutto dopo la lastra, si nota un comportamento irregolare delle altezze d'onda disturbate.

Per poter meglio confrontare i campi d'onda regolari con quelli disturbati, è stata effettuata anche un'analisi in frequenza delle stesse onde presentate in precedenza. In figura 5.3 e 5.4 sono messi a confronto il campo d'onda regolare (linea blu) ed il medesimo campo d'onda perturbato dalla lastra (linea rossa). Si osserva che la frequenza di picco rimane invariata sia prima (grafici in alto di figura 5.3 e 5.4), sia dopo la lastra (grafici in basso). L'energia di picco dell'onda perturbata, però, presenta un incremento prima ed una riduzione dopo la posizione della lastra. Confrontando le due tipologie di ghiaccio emerge nuovamente che, alle spalle della lastra, il polipropilene comporta riduzioni di energia maggiori del PVC. Quest'ultimo inoltre, in precedenza della lastra provoca un incremento di energia minore.

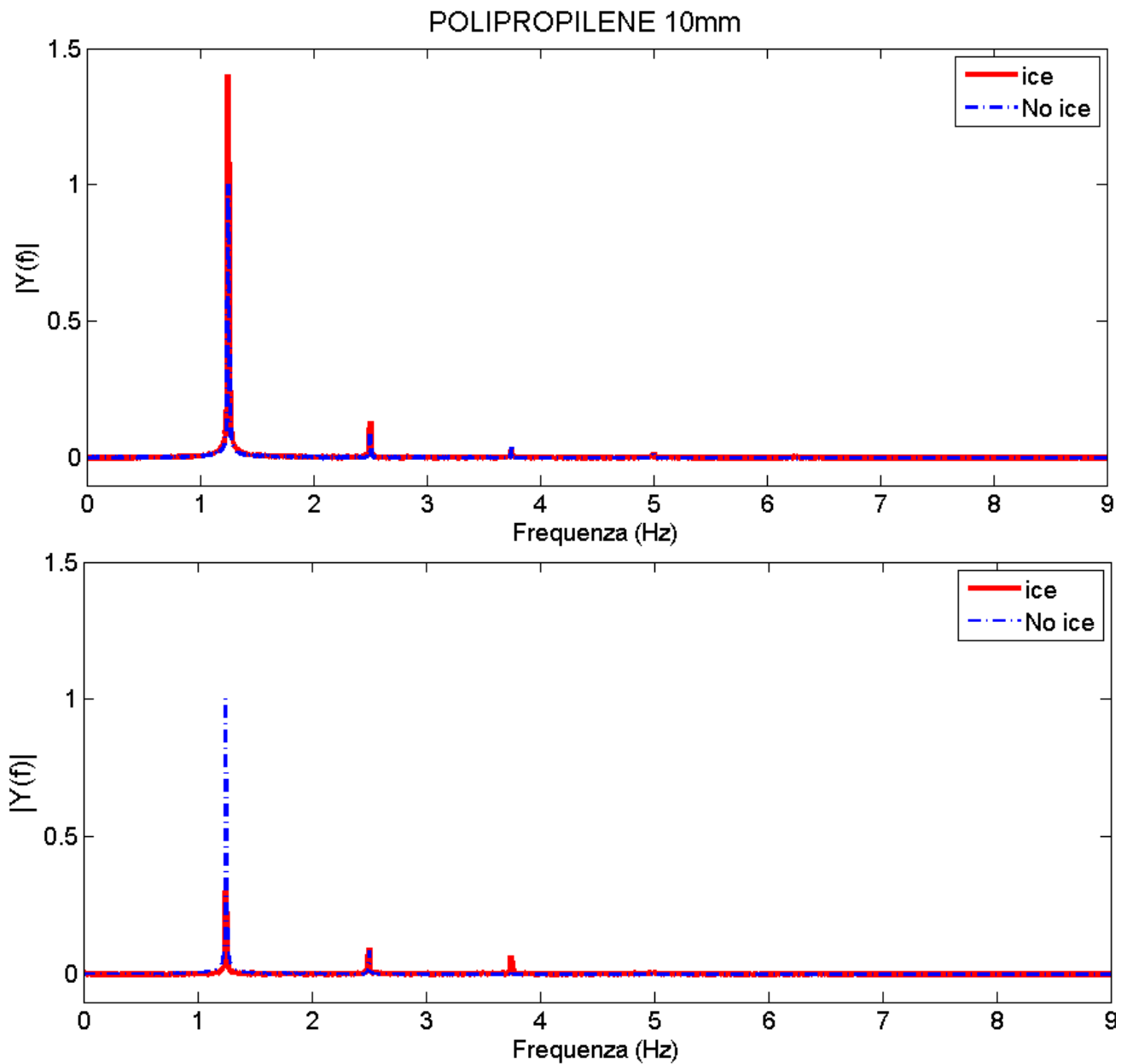


Figura 5.3: Confronto della frequenza di onda regolare (linea tratteggiata) e di quella perturbata da una lastra di Polipropilene di 10mm (continua rossa). Onda di periodo $T=0.6s$ e $ka=0.1$. Il primo grafico è valutato in corrispondenza della sonda S1 davanti la lastra, il secondo della sonda S2 alle spalle della stessa.

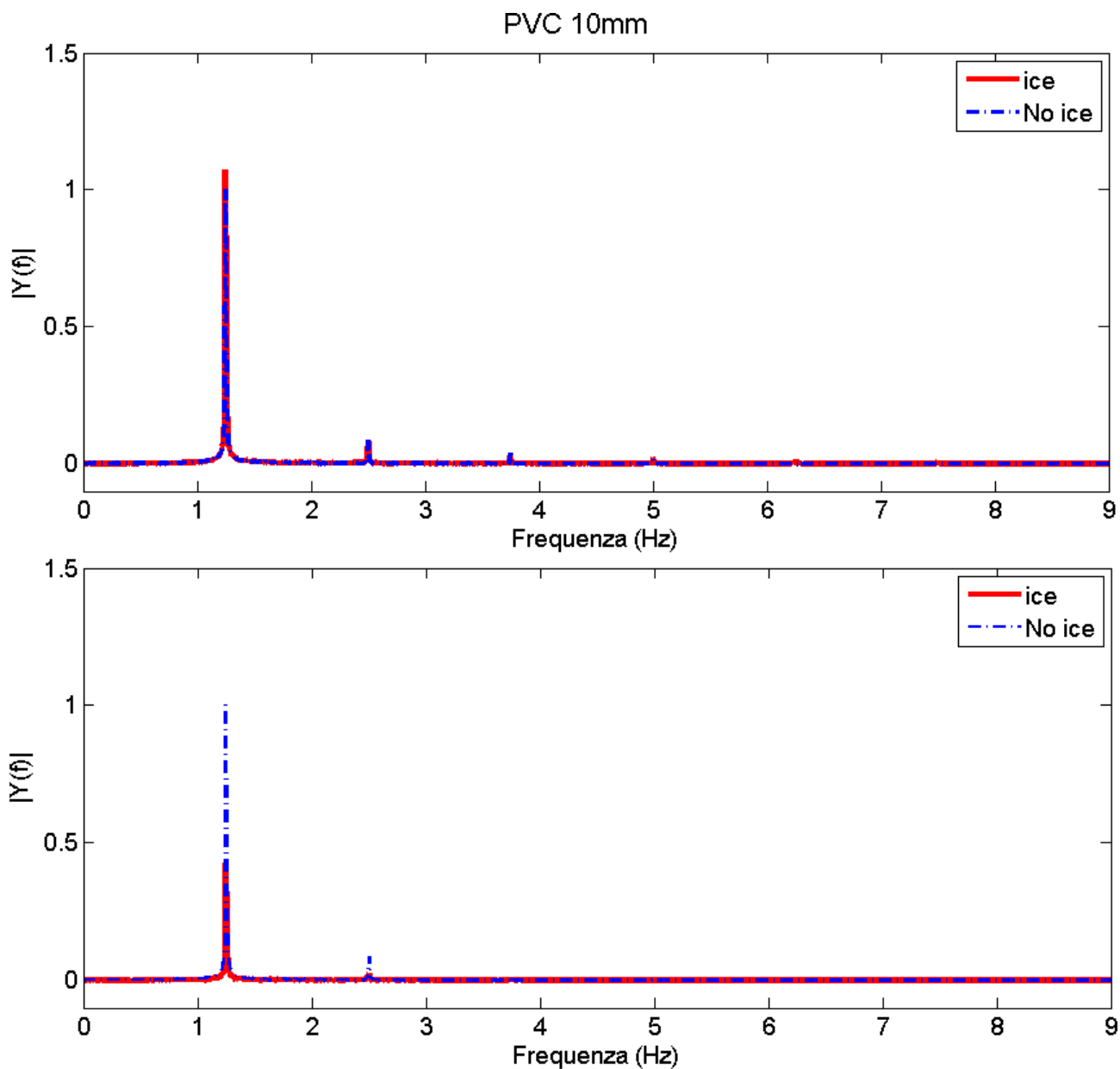


Figura 5.4: Confronto della frequenza di onda regolare (linea tratteggiata) e di quella perturbata da una lastra di PVC di 10mm (continua rossa). Onda di periodo $T=0.6s$ e $ka=0.1$. Il primo grafico è valutato in corrispondenza della sonda S1 davanti la lastra, il secondo della sonda S2 alle spalle della stessa.

Siccome la presenza della lastra genera un campo con onde non più regolari, la stima dell'altezza d'onda è stata effettuata considerando l'altezza d'onda significativa H_s :

$$H_s = 4\sigma \quad (5.1)$$

dove σ è la deviazione standard delle altezze d'onda (η).

La H_s definisce il contenuto energetico associato ad un campo d'onda irregolare. Andando a considerare l'altezza significativa, si considera unicamente la σ della serie temporale acquisita ed, una volta accertato che questa sia costante nel tempo (paragrafo 5.3), non ci si preoccupa se le onde in presenza della lastra siano irregolari o fuori fase rispetto a quelle regolari.

Per ottenere l'energia d'onda nel caso di onde monocromatiche, basterebbe considerare l'altezza d'onda η , la quale si mantiene costante nel tempo e nello spazio (Appendice A). Tuttavia, affinché il confronto tra una situazione perturbata ed una indisturbata venga fatto in maniera consistente, è stato preferito prendere in considerazione, anche per le onde regolari, il valore di altezza significativa H_s .

Per tutti i test effettuati, l'altezza significativa è stata calcolata non prendendo in considerazione i primi 60 secondi della prova. In questo modo si ottiene un valore di H_s rappresentativo di uno stato d'onda a regime, mentre i valori iniziali sono rivelativi ad uno stato di transizione e quindi vanno trascurati.

5.3 Consistenza dei dati

Come introdotto nel precedente capitolo, i test condotti con onde monocromatiche sono caratterizzati da una durata di 5 minuti. Si ritiene che per tale intervallo di tempo si abbia la stazionarietà statistica delle altezze significative d'onda misurate. Ritenere che un dato sia stazionario, normalmente significa che i momenti statistici di quest'ultimo, dopo un primo periodo nel quale si stabilizzano, debbano risultare costanti per circa metà dell'intervallo temporale in scala logarimica. È stata fatta una verifica della validità dei dati, considerando la varianza cumulata (momento di ordine due). Anche in questo caso sono stati eliminati i punti relativi ai primi 60 secondi, in quanto siamo interessati alla sola condizione di regime. Sono riportati, a titolo di esempio, i grafici della varianza cumulata di un'onda indisturbata e della corrispettiva onda in presenza di una lastra di PVC di 10 mm di spessore in scala logaritmica (Figura 5.5) ed in quella naturale (Figura 5.6).

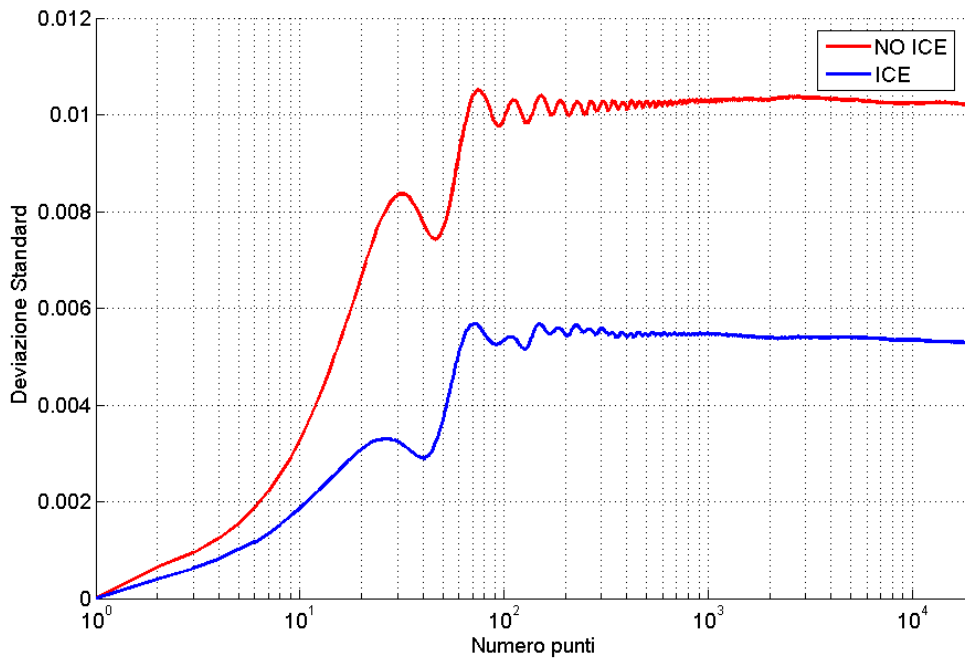


Figura 5.5: Deviazione standard cumulata in scala logaritmica per prova con lastra (blu) e senza lastra (rossa). Onda di periodo $T=0.8$ e $ka=0.08$.

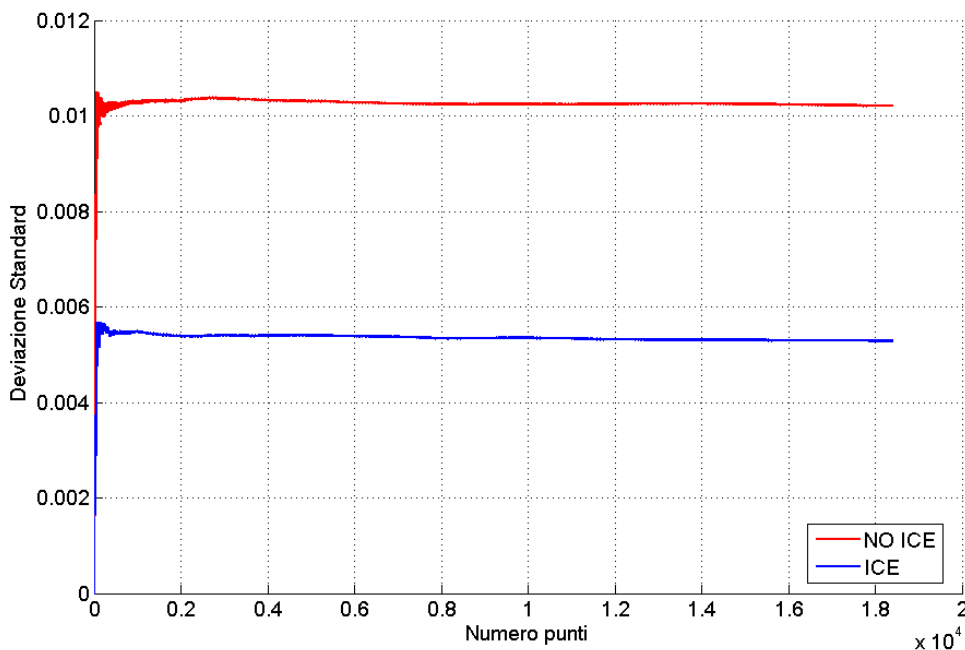


Figura 5.6: Deviazione standard cumulata in scala lineare per prova con lastra (blu) e senza lastra (rossa). Onda di periodo $T=0.8$ e $ka=0.08$.

I grafici mostrano che la stazionarietà si raggiunge prima della metà dell'intervallo temporale, per cui l'ipotesi risulta confermata ed i valori di altezza d'onda significativa risultano essere statisticamente stazionari.

5.4 Trasmissione e Riflessione

Avendo a disposizione i valori di H_s in corrispondenza delle 11 sonde lungo tutta la vasca, è possibile conoscere come si ridistribuisce l'energia d'onda a seguito della perturbazione dovuta alla lastra.

Definiamo H_i come il valore di altezza significativa per onde indisturbate (senza lastra). Essendo onde regolari, tale valore dovrebbe essere il medesimo per tutte le sonde. In realtà H_i varia leggermente da una sonda ad un'altra (pochi punti percentuali), per cui è stato ricavato H_i per tutte le sonde. Definiamo quindi H_{i1} , H_{i2} , H_{iN} , in corrispondenza della sonda 1, della sonda 2, della sonda N. Allo stesso modo, considerando le prove con la lastra, definiamo l'altezza significativa d'onda H_s misurata dalla prima sonda come H_{s1} , l' H_s della seconda sonda come H_{s2} , e così via per tutte le 11 sonde. Le acquisizioni di maggior interesse sono quelle corrispondenti alle sonde più vicine alla lastra, la sonda S1 e la S2 (Figura 4.11). Dalle misure di altezza significativa di queste due sonde è possibile ricavare i coefficienti di riflessione (R_c) e di trasmissione (T), definiti come segue:

$$R_c = H_{s1}/H_{i1} \quad (5.2)$$

$$T = H_{s2}/H_{i2} \quad (5.3)$$

R_c e T forniscono le variazioni d'energia del campo ondoso causate dalla presenza della lastra di ghiaccio, rispettivamente prima e dopo di quest'ultima. In particolare R_c fornisce la percentuale di energia ondosa che viene riflessa dalla lastra, mentre T rappresenta la percentuale di energia trasmessa. Secondo la (5.2) il coefficiente R_c risulta maggiore di uno (onda disturbata maggiore di quella regolare). Per essere consistenti con la relazione degli *scattering model* conservativi presentata nel capitolo 3 (eq. 3.15) [Meylan and Squire, 1994; Wadhams, 2000; Bennetts and Squire, 2012], il coefficiente di riflessione è stato calcolato anche come:

$$R = H_{s1}/H_{i1} - 1 \quad (5.5)$$

La (5.5) considera unicamente il surplus rispetto all'onda incidente indisturbata.

I coefficienti R_c (definito dalla 5.2) e T al variare del periodo d'onda, della steepness e dello spessore della lastra, per le due tipologie di ghiaccio, sono riportati nelle figure 5.7 e 5.8.

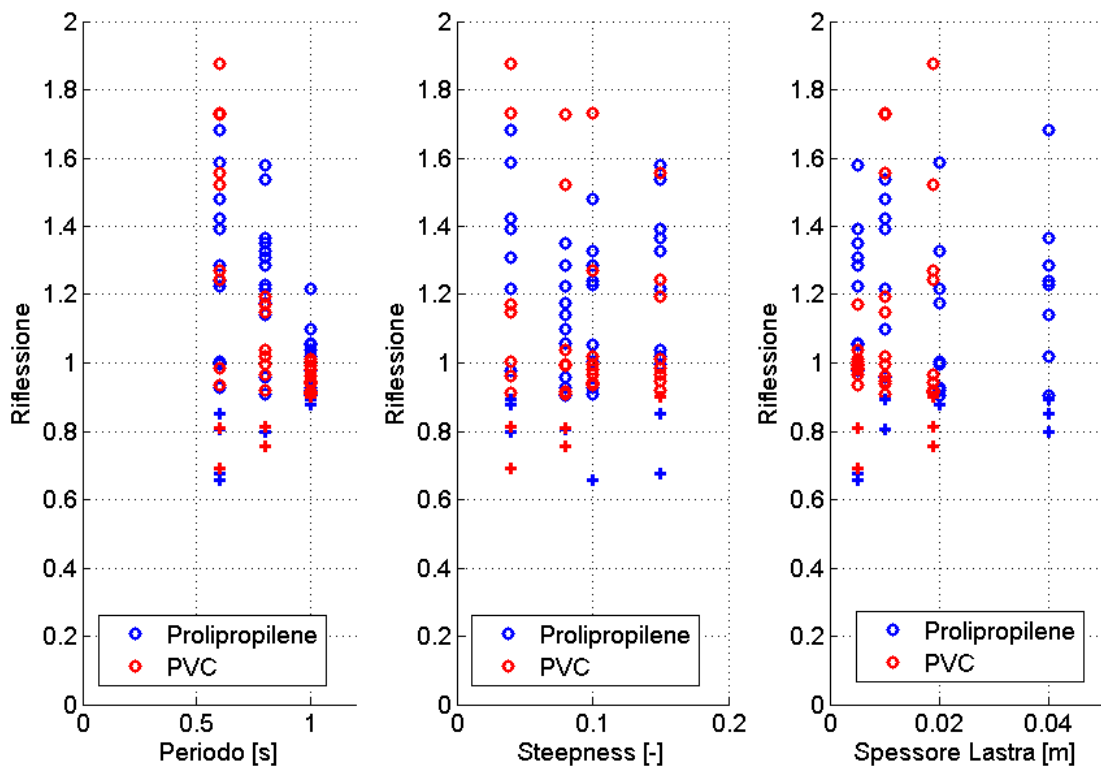


Figura 5.7: Coefficiente di riflessione R_c in relazione al periodo (Sinistra); ripidità d'onda (Centro); spessore della lastra (Destra). Si distinguono i valori di R superiori (o) ed inferiori (+) a 0.90.

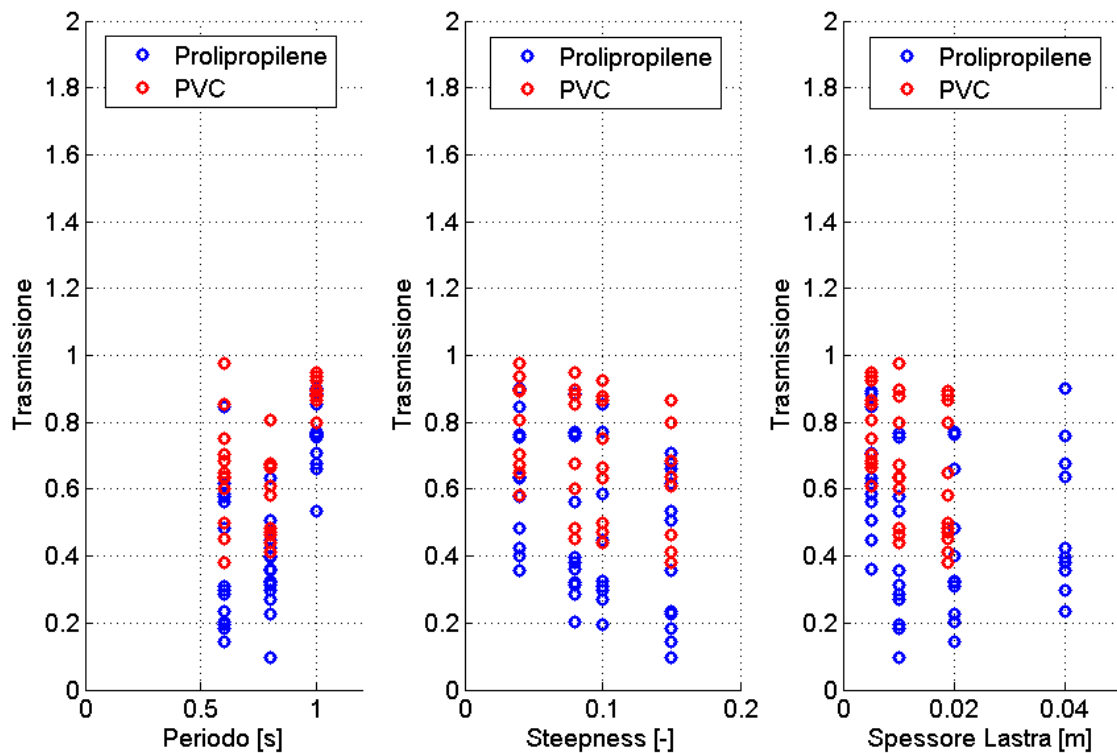


Figura 5.8: Coefficiente di trasmissione T in relazione al periodo (Sinistra); ripidità d'onda (Centro); spessore della lastra (Destra).

I grafici mostrano una grande variabilità dei coefficienti R e T al variare delle tre variabili prese in considerazione. Da questi grafici, però, una tendenza ben definita emerge unicamente dalla relazione tra i coefficienti T ed R ed il periodo d'onda. Si nota che periodi lunghi (un secondo) comportano una riflessione minore, così come una trasmissione maggiore.

Nella relazione tra R ed il periodo si notano diversi punti definita da un (+), ai quali corrisponde un valore di R minore di 0.9. In questi casi, il valore d'altezza significativa della prova perturbata sarebbe minore di $0.9 \cdot H_{11}$: invece di avere riflessione (con il conseguente aumento dell'altezza d'onda), si ha una riduzione dell'altezza maggiore del 10%. Questo fenomeno non ha fondamenti fisici per cui si ritiene che i punti del grafico al di sotto di 0.9 corrispondono ad errori nella calibrazione e nell'acquisizione delle sonde. Questi punti devono essere eliminati per non alterare la validità dei risultati, e, per confermare quest'ipotesi, sono stati effettuati dei test sulla loro validità. Ripetendo il procedimento mostrato nel paragrafo precedente (figura 5.5), sono state calcolate le cumulate delle standard deviaton (σ) di tutti i punti considerati errati (Appendice C). Per questi punti si è osservato che la σ non è stazionaria, ma varia notevolmente durante tutto l'intervallo di tempo (Figura 5.9). D'ora in avanti, quindi, tali punti non verranno presi in considerazione.

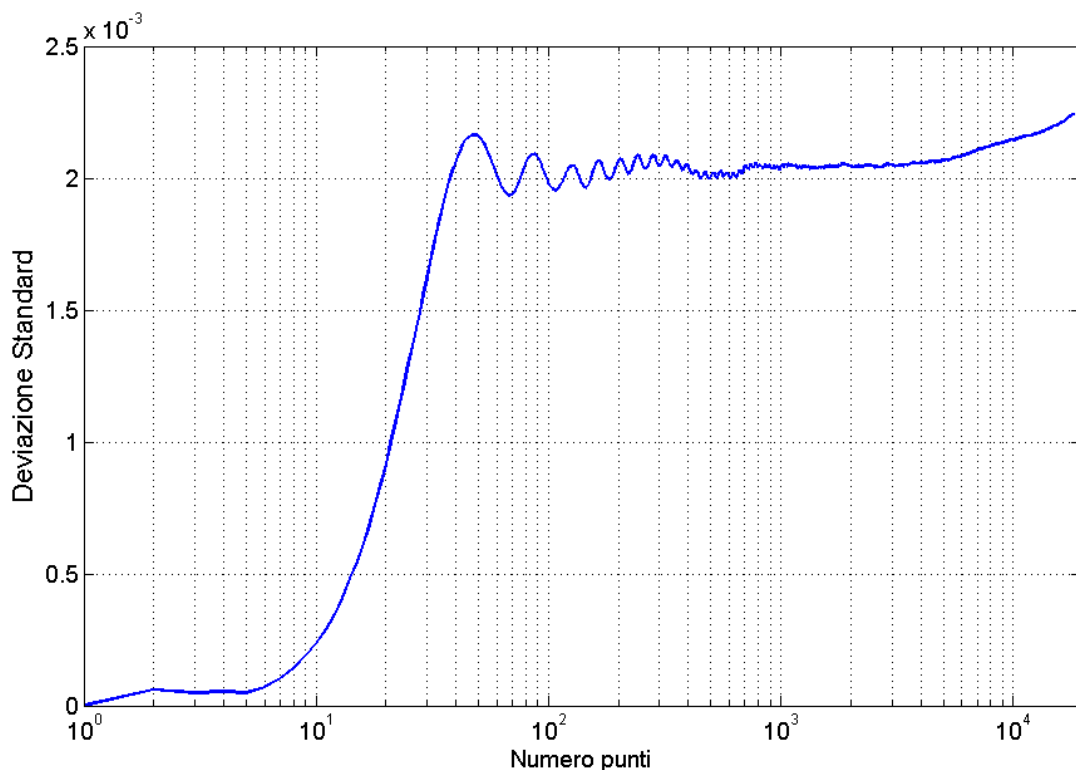


Figura 5.9: Deviazione standard cumulata in scala logaritmica per lastra di PVC di 5mm sottoposta ad un campo d'onda di periodo $T=0.8$ e $ka=0.08$. Si nota la non stazionarietà dell' H_s .

Si ripropone il grafico di Figura 5.5, eliminando i punti errati ($R < 0.9$) (Figura 5.10).

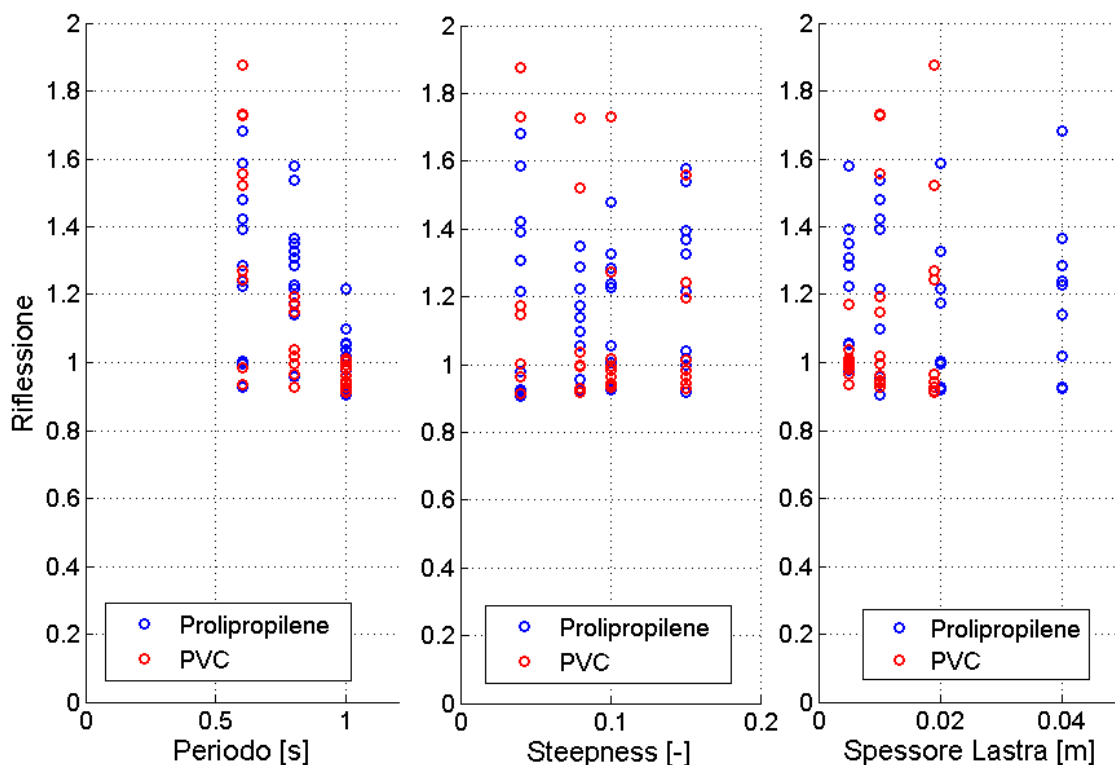


Figura 5.10: Coefficiente di riflessione R in relazione al periodo (Sinistra); ripidità d'onda (Centro); spessore della lastra (Destra). Sono stati eliminati i punti con $R < 0.90$.

Lo scopo della prima parte degli esperimenti è quello di analizzare i coefficienti T e R al variare delle variabili del campo d'onda, quali periodo e ripidità d'onda, e di quelle delle lastre di ghiaccio, quali spessore e proprietà meccaniche. Una suddivisione netta tra le variabili citate non è chiaramente possibile. Nonostante ciò, per favorire la comprensione dell'esposizione si divideranno i risultati sperimentali in diversi paragrafi, che considerano i coefficienti R e T al variare di una singola variabile. In ognuno di essi si effettueranno confronti tra le diverse tipologie di materiale (polipropilene e PVC).

5.4.1 Riflessione e Trasmissione in funzione della lunghezza d'onda

Attraverso la relazione di dispersione (Appendice A), è possibile passare dal periodo alla lunghezza d'onda. Più che la lunghezza d'onda in sé, è interessante relazionare R e T al rapporto L_{onda}/L_{lastra} . Prendendo in considerazione le due tipologie di ghiaccio separatamente, quindi, si ottengono i grafici mostrati in Figura 5.11.

I grafici mostrano in modo più chiaro che la riflessione (punti blu) diminuisce notevolmente al crescere delle lunghezze d'onda e risulta di pochi punti percentuali per lunghezza d'onda pari a 1.5 della lunghezza della lastra. Confrontando le due tipologie di lastre, si nota come il polipropilene provochi in media una maggiore riflessione rispetto al PVC, confermando ciò che è stato visto in Figura 5.1; il PVC, per L_{onda}/L_{lastra} pari a 1, non

provoca alcuna riflessione, ed R è nullo o addirittura minore di 0. Il coefficiente T assume un andamento a “V” (punti rossi), per entrambe le tipologie di ghiaccio. La trasmissione alle spalle del ghiaccio, quindi, risulta minima per lunghezze d’onda pari a quelle della lastra, mentre risulta massima per lunghezze d’onda maggiori. Il polipropilene comporta, in media, valori di T minori rispetto al PVC, per cui, considerando tutti gli spessori testati, si può affermare che rappresenta la tipologia di ghiaccio che provoca maggiori riduzioni d’altezza d’onda. Anche questo confronto conferma le considerazioni fatte sulle serie temporali di Figura 5.2.

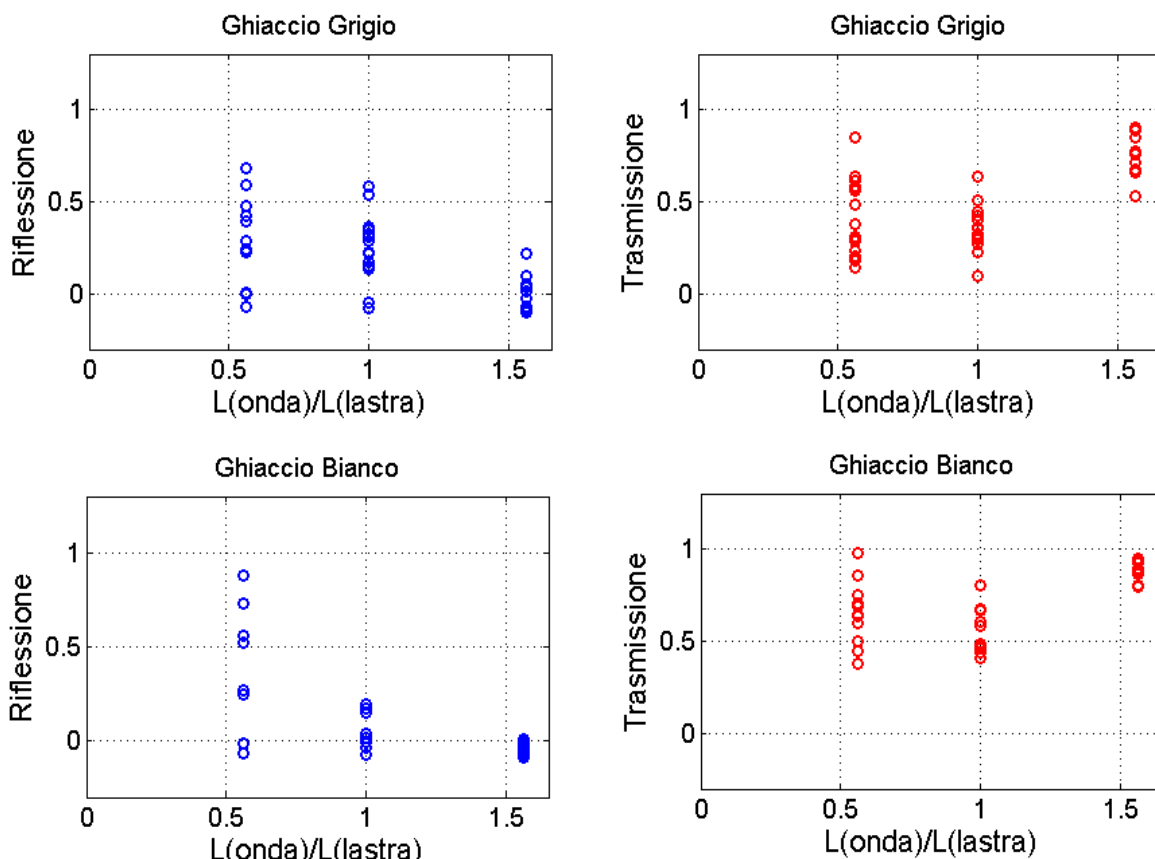


Figura 5.11: Coefficiente di riflessione R (punti blu) e coefficiente di trasmissione T (punti rossi) in relazione alla lunghezza d’onda normalizzata per la lunghezza della lastra. Confronto tra il polipropilene (ghiaccio grigio grafici a sinistra) e PVC (ghiaccio bianco grafici a destra).

È interessante effettuare anche un’analisi sulla dispersione dei valori di R e T al variare delle altre due variabili prese in considerazione (spessore lastra e k_a). Medie e deviazioni standard dei valori di R e T vs L_{onda}/L_{lastra} sono riportate nel grafico di Figura 5.12. Per lunghezze d’onda crescenti, si osserva una diminuzione della deviazione standard dei valori di R . Questo implica che spessore e ripidità d’onda hanno un’influenza minore al crescere del periodo. Per quanto riguarda T , l’andamento è il medesimo (punti rossi), ma è meno marcato rispetto a quello osservato con R (punti blu).

La riflessione, rispetto alla dissipazione, è maggiormente influenzata dalla ripidità d’onda e dallo spessore della lastra. Questo lo si può notare dal fatto che, per ciascuna lunghezza

d'onda, le deviazioni standard di T sono mediamente minori rispetto a quelle del coefficiente R.

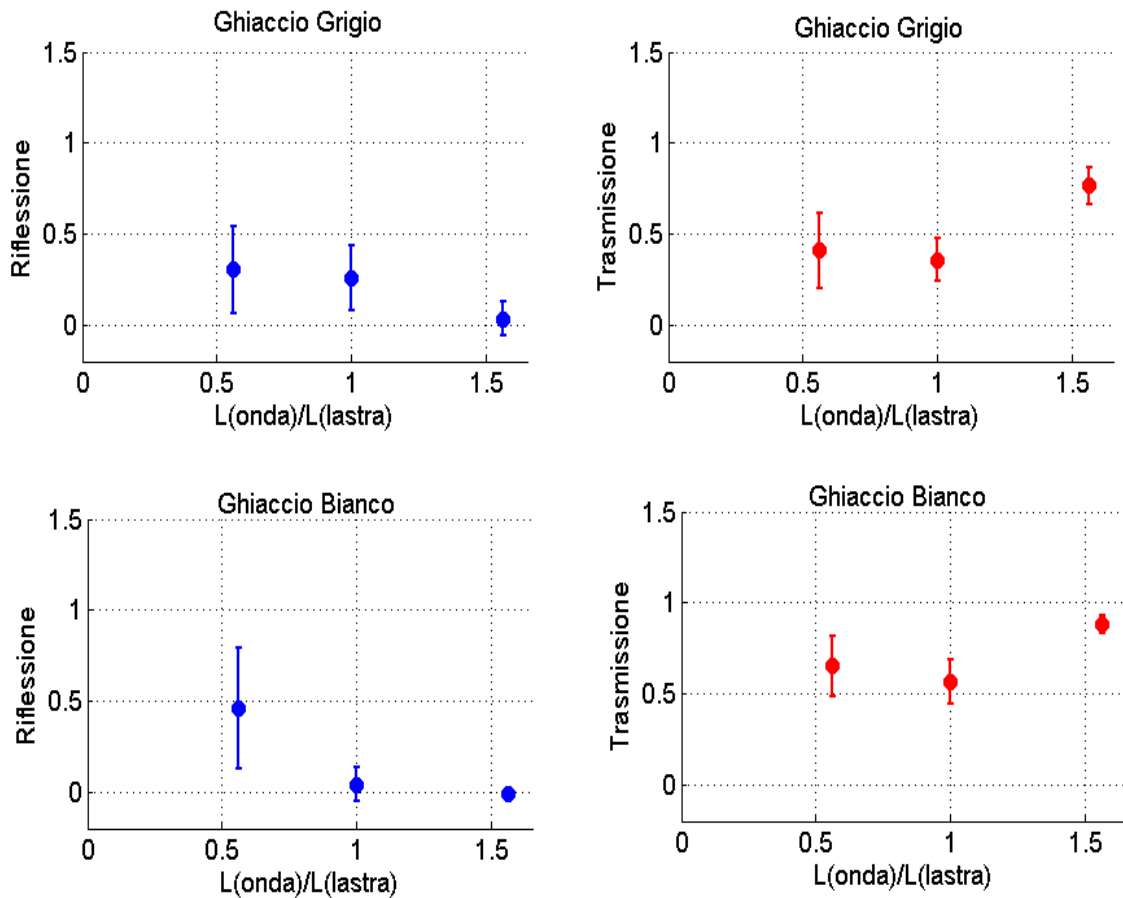


Figura 5.12: Media e standard deviation dei coefficienti R (punti blu) e T (punti rossi) in relazione alla lunghezza d'onda normalizzata per la lunghezza della lastra. Confronto tra il polipropilene (ghiaccio grigio grafici a sinistra) e PVC (ghiaccio bianco grafici a destra).

Tutti i grafici mostrano una dipendenza tra i coefficienti R e T con la lunghezza d'onda, a prescindere dalla tipologia di materiale o dallo spessore della lastra. Dai valori delle medie dei due coefficienti, per entrambe le tipologie di lastra, si nota che R decresce in maniera monotona al crescere della lunghezza d'onda, mentre T presenta l'andamento a "V" già osservato in Figura 5.10.

Infine, valutando l'andamento delle medie dei coefficienti R e T al crescere della lunghezza d'onda, si nota che quando R tende a decrescere, T tende ad aumentare. Questo fenomeno è più marcato nel polipropilene rispetto al PVC. Per entrambi i ghiacci, in corrispondenza di L_{onda}/L_{lastra} pari a 1.56 si ha la R minima e T massima.

5.4.2 Riflessione e Trasmissione in funzione dello spessore e della ripidità d'onda

Sebbene la lunghezza d'onda sia il parametro che maggiormente influenza la quantità di energia riflessa e trasmessa, anche la ripidità d'onda e lo spessore della lastra condizionano questi parametri. In figura 5.13 sono riportati i coefficienti di riflessione lungo

la lunghezza d'onda adimensionalizzata, al variare della ripidità d'onda. In ogni grafico, inoltre, si considerano i vari spessori delle lastre con serie differenti.

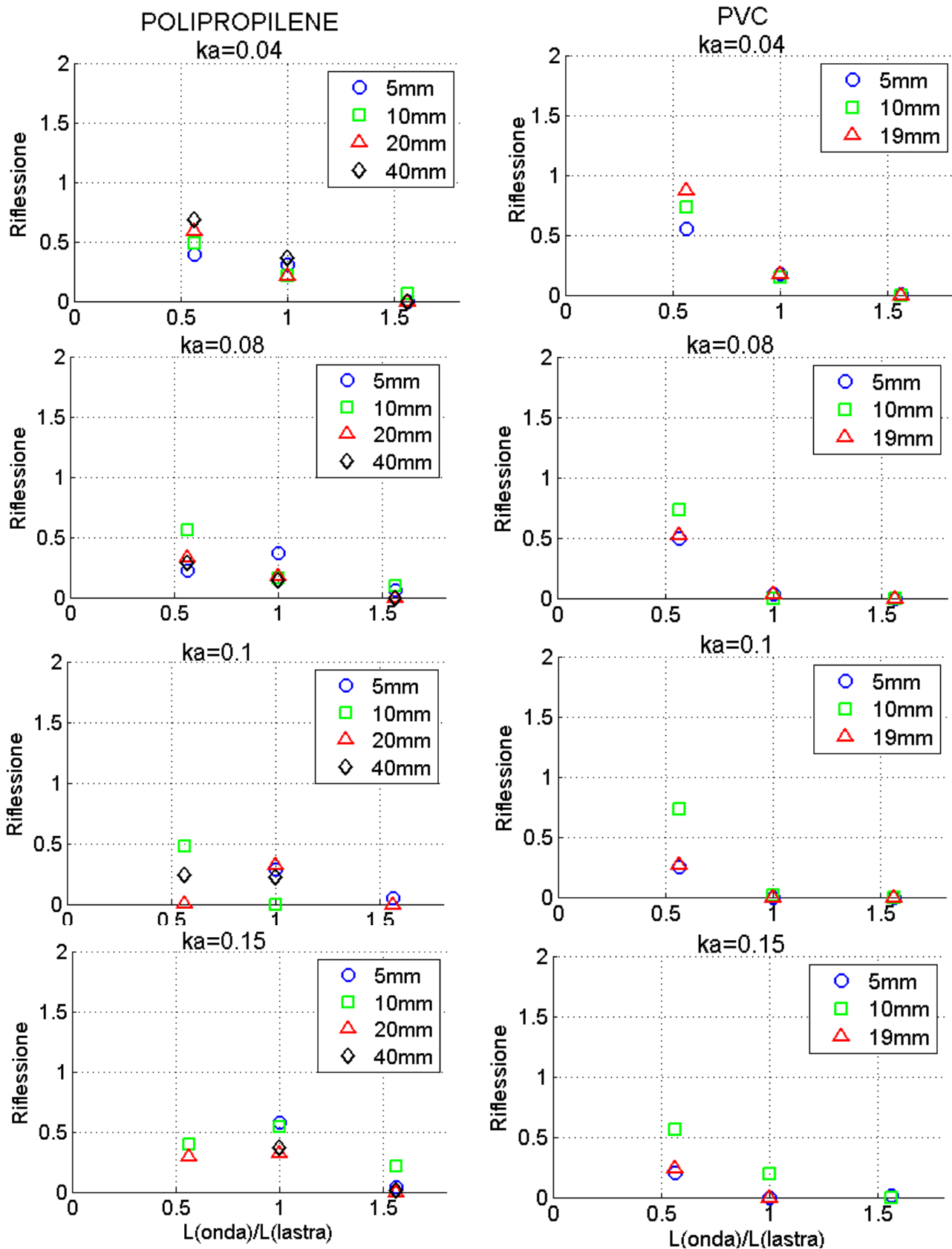


Figura 5.13: Coefficiente R vs lunghezza d'onda normalizzata al variare della ripidità d'onda ka . Confronto tra le due tipologie di lastre: polipropilene (colonna di sinistra) e PVC (colonna di destra).

Per ripidità d'onda molto bassa (0.04), la riflessione cresce al crescere dello spessore della lastra. Questa relazione tra spessore e riflessione, però, diventa più complicata all'aumentare della ripidità d'onda. Per onde molto ripide (ka pari a 0.1 e 0.15), l'influenza dello spessore sul coefficiente R si riduce notevolmente. Anche la relazione tra R e la lunghezza d'onda vista in precedenza si complica con l'incrementarsi del ka . Questa relazione si mantiene monotona -decescente- per il PVC, ma per il polipropilene assume un andamento a "V inversa" nel caso di onde molto ripide ($ka = 0.15$) (ultimo grafico in basso a sinistra).

Si nota che per entrambe le lastre si ha una riduzione di R al crescere della ripidità d'onda. Questa tendenza è maggiormente pronunciata per onde corte (minori della lunghezza della lastra).

Analogamente al coefficiente R , è stata effettuata la stessa analisi sul coefficiente T (Figura 5.14). In questo caso lo spessore della lastra assume un ruolo marginale nella percentuale d'onda trasmessa, qualsiasi sia la ripidità d'onda. Anche il coefficiente T diminuisce al crescere della ripidità d'onda. La riduzione di T è più marcata per lunghezze d'onda inferiori a quelle della lastra. Per $ka \geq 0.08$ la trasmissione si mantiene pressochè costante per $L_{\text{onda}} / L_{\text{lastra}} \leq 1$, per poi crescere all'aumentare della lunghezza d'onda. L'andamento di T al variare dei parametri d'onda è lo stesso per entrambe le tipologie di ghiaccio.

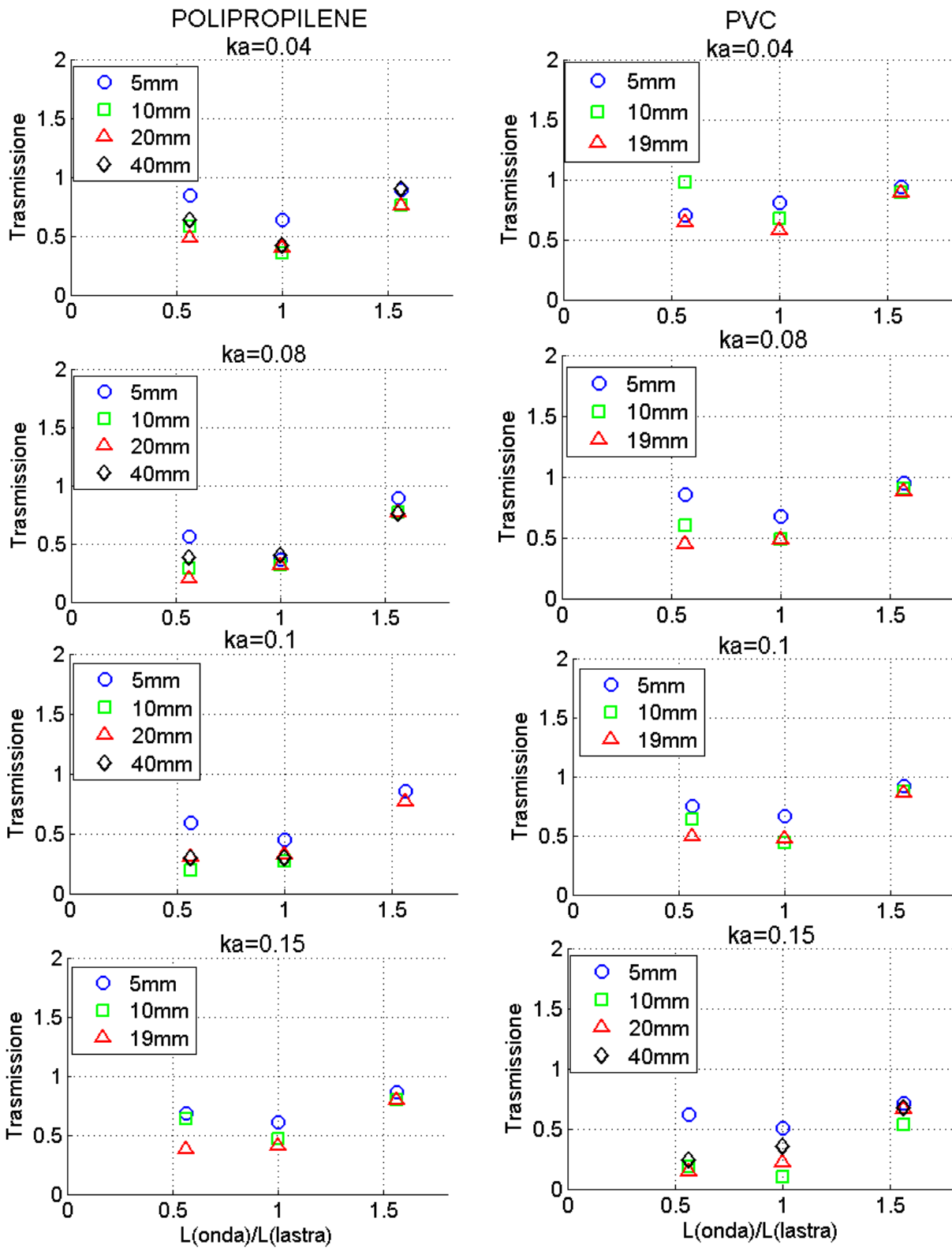


Figura 5.14: Coefficiente T vs lunghezza d'onda normalizzata al variare della rigidità d'onda ka . Confronto tra le due tipologie di lastre: polipropilene (colonna di sinistra) e PVC (colonna di destra).

5.5 Coefficiente di attenuazione

Nei precedenti paragrafi si sono evidenziate le variazioni dei coefficienti di trasmissione T e di riflessione R , al variare dei parametri d'onda ed al variare delle proprietà meccaniche delle lastre di ghiaccio.

In riferimento agli *scattering models* lineari presenti in letteratura (presentati nel capitolo 3), si considera ora il coefficiente di attenuazione d'energia trasmessa α . Secondo Bennetts and Squire [2012], il coefficiente d'attenuazione α valutato per una singola lastra di ghiaccio è correlato al coefficiente T attraverso una relazione logaritmica del tipo $\alpha = -\log(T)$.

Per valutare l'andamento del coefficiente di attenuazione al variare delle proprietà d'onda, sono stati presi in considerazione i valori di H_s in corrispondenza della sonda S2. In particolare, sono state plottate le H_{s2} (altezza significativa in presenza della lastra) vs le H_{i2} (altezza significativa dell' onda regolare), considerando separatamente le tre lunghezze d'onda e le due tipologie di ghiaccio (Figura 5.15 e Figura 5.16).

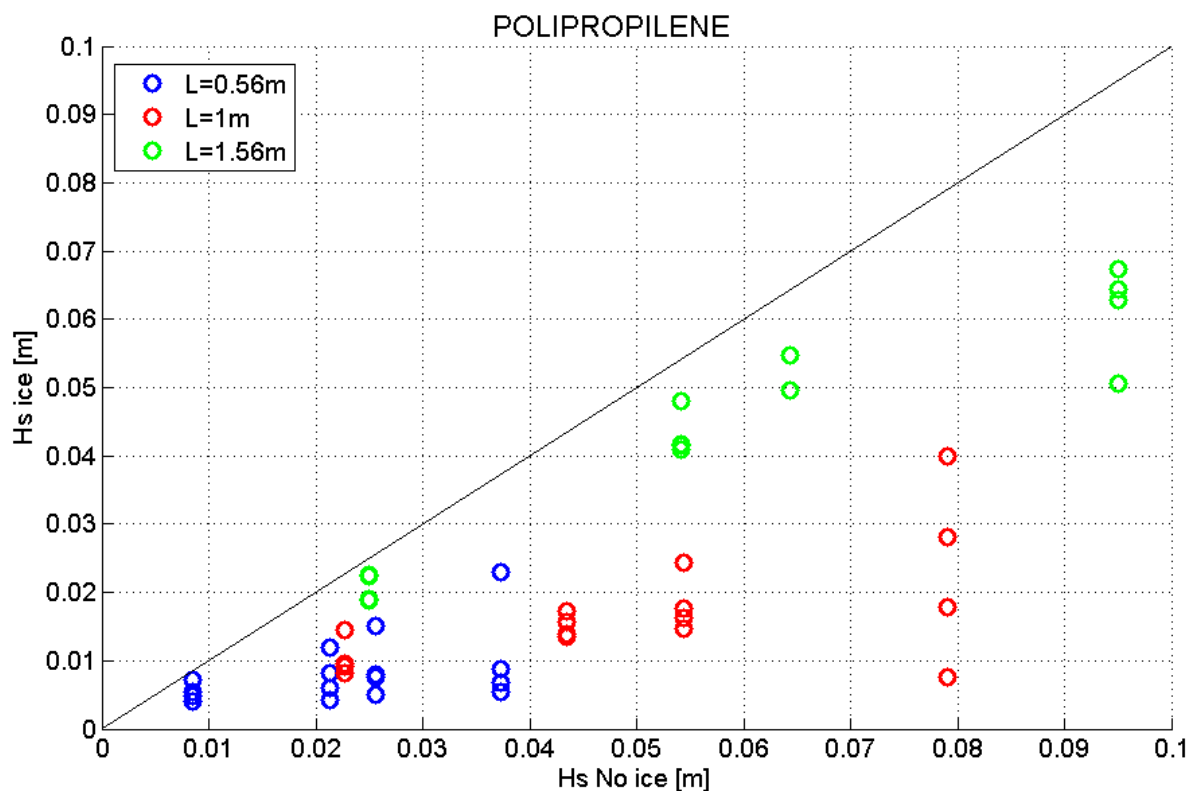


Figura 5.15: Altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio grigio(polipropilene)

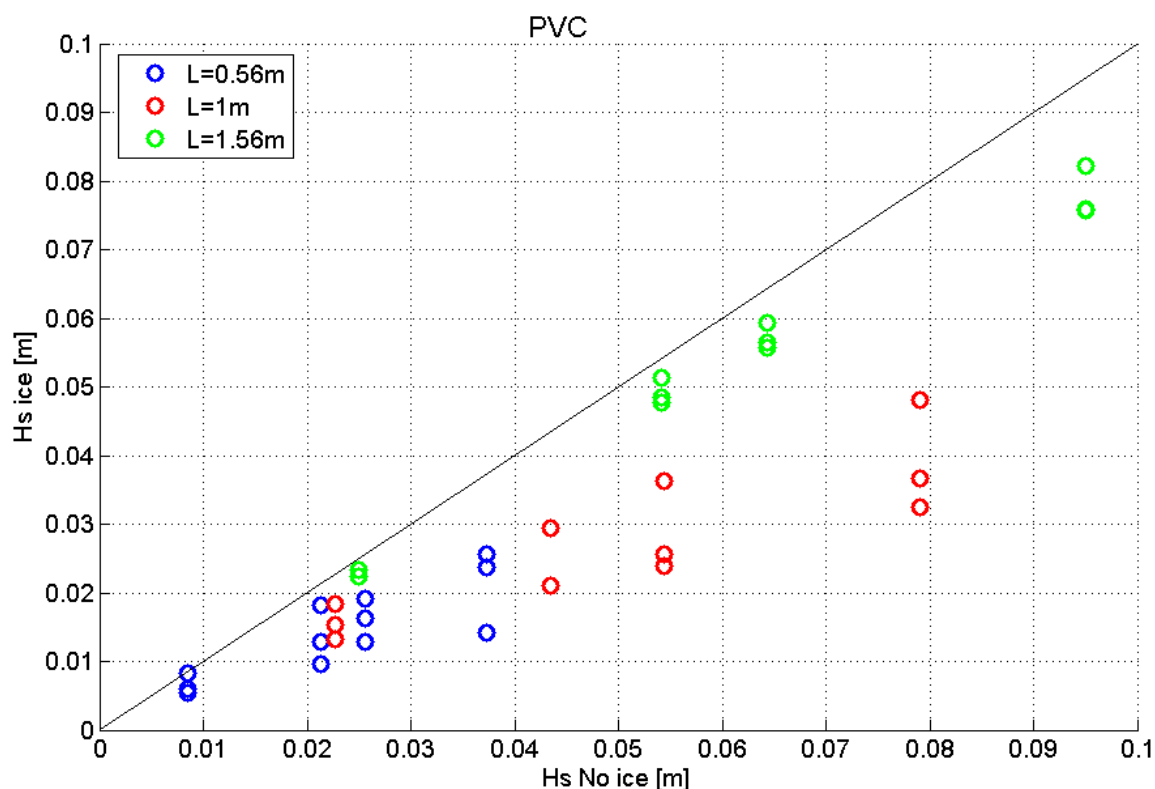


Figura 5.16: Altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio bianco(PVC)

Nei grafici sono plottate con tre colori diversi le tre serie di H_s corrispondenti alle tre lunghezze d'onda prese in considerazione (0.56m in blu; 1m in rosso; 1.56m in verde). Ciascuna lunghezza d'onda presenta quattro raggruppamenti di H_s ice (disposti verticalmente) ognuno dei quali caratterizzato da un valore di k_a crescente (0.04; 0.08; 0.1; 0.15) andando da sinistra verso destra.

In figura 5.15 e 5.16 il coefficiente α riferito ad una specifica lunghezza d'onda, corrisponde al coefficiente angolare della retta passante per l'origine che interseca i quattro gruppi di H_s ice. Secondo la teoria lineare, infatti, α dovrebbe essere lineare al variare delle proprietà d'onda, per cui la dissipazione di energia trasmessa dovrebbe risultare lineare anche con l'incremento della ripidità d'onda. Dai grafici, però, si nota che le serie di punti di una specifica lunghezza d'onda non si dispongono su di una linea retta al crescere del k_a , in quanto α aumenta più che linearmente con la k_a d'onda. Quest'andamento si nota meglio considerando unicamente il valor medio dei valori di H_s ice per ciascun k_a (Figura 5.17 e 5.18). Ogni serie temporale ha quattro valori medi, corrispondenti ai quattro valori di k_a considerati. Sono plottate anche le curve interpolatrici di tali valori. Si nota come queste seguano un andamento parabolico concavo, confermando che il coefficiente α aumenta più che linearmente con l'aumentare del k_a . Confrontando le diverse lunghezze d'onda, si nota che l'andamento parabolico è più marcato per onde lunghe (serie verde), mentre per onde corte (serie blu) il coefficiente α cresce quasi linearmente col k_a . Da un confronto sui due tipi di ghiaccio, infine, si nota nuovamente che il PVC comporta valori medi di α minori rispetto al polipropilene (i punti di figura 5.16 si discostano maggiormente dalla bisettrice rispetto ai punti di figura 5.18).

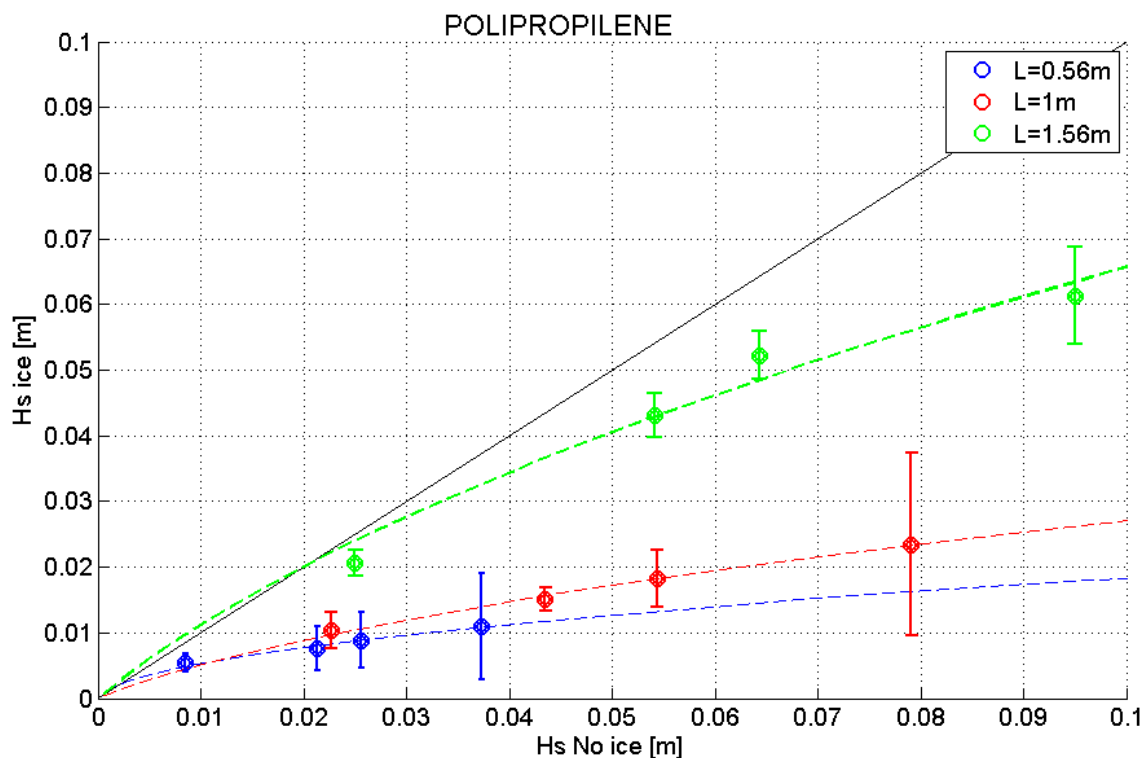


Figura 5.17: Medie e deviazioni standard dell'altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio bianco(Polipropilene). Per ogni serie corrispondente ad una lunghezza d'onda si plotta l'interpolatrice quadratica

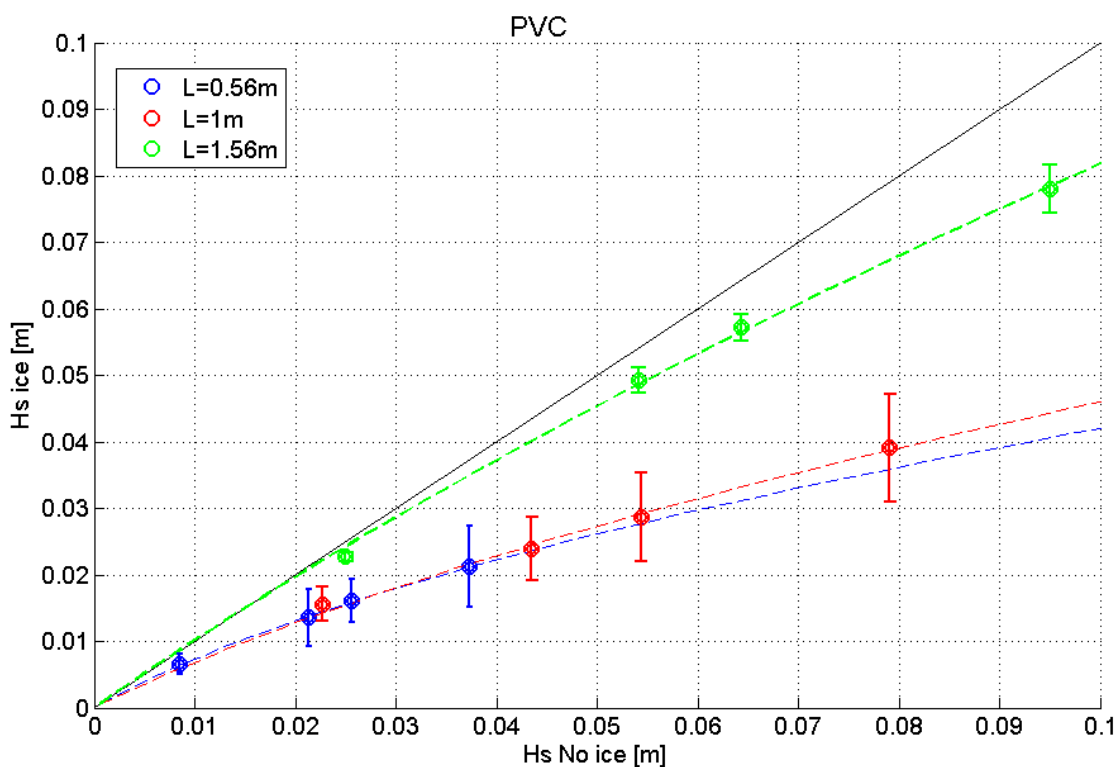


Figura 5.18: Medie e deviazioni standard dell'altezza d'onda indisturbata vs altezza d'onda con lastra. Caso ghiaccio bianco(PVC). Per ogni serie corrispondente ad una lunghezza d'onda si plotta l'interpolatrice quadratica

5.6 Overwash

La lastra durante la propagazione delle onde è caratterizzata da un grado di sommergenza molto variabile a seconda delle caratteristiche del campo d'onda incidente. Quando lo strato d'acqua al di sopra della lastra supera un certo valore minimo (2-3 mm), è possibile registrare l'attività ondosa ed il quantitativo d'acqua presente grazie alla sonda posta sulla lastra stessa. In Figura 5.19 sono riportati i primi 30 secondi della serie temporale del quantitativo di overwash presente su una lastra di polipropilene di 20mm immersa in un campo d'onde regolari di periodo 1s e ka 0.10.

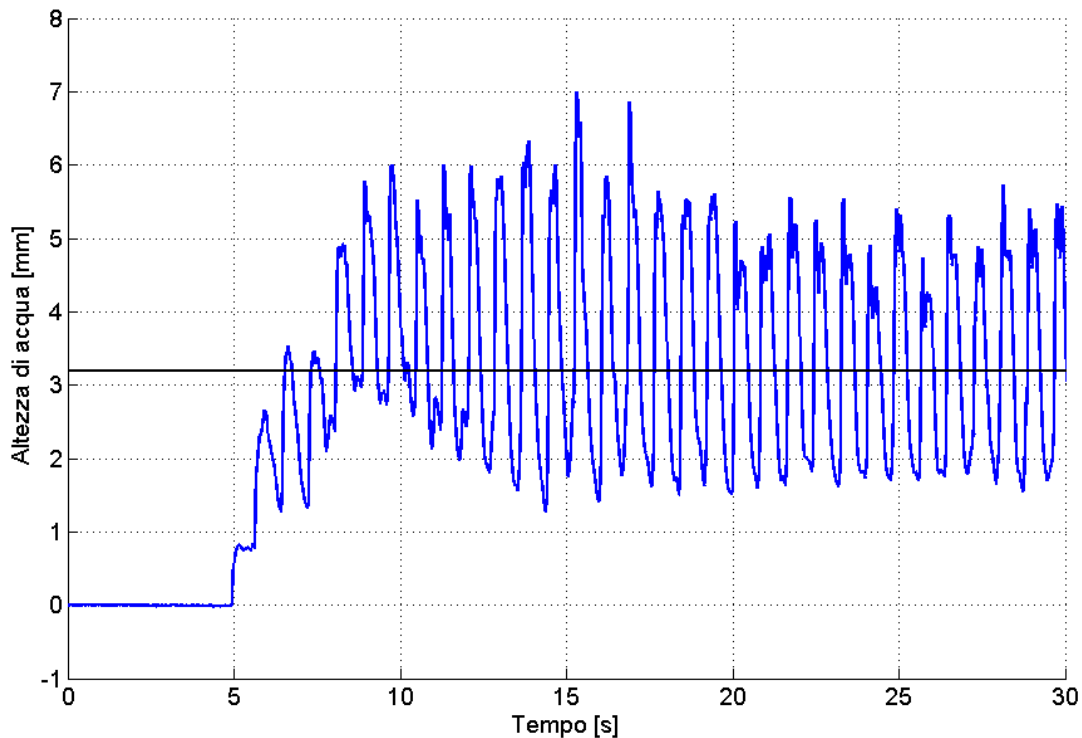


Figura 5.19: Serie temporale dell'altezza d'acqua pesente sulla lastra di ghiaccio di polipropilene di 20mm sottoposta ad un campo d'onde regolari di periodo 1s e ka 0.10.

In figura è riportata anche la media dell'altezza d'onda (retta nera orizzontale) considerata da quando il grado di sommergenza si stabilizza (60 secondi). Il valore medio d'altezza d'onda consente di valutare lo spessore H_m dello strato d'acqua presente sulla lastra. Per valutare l'attività ondosa al di sopra di quest'ultima, invece, si considera l'altezza significativa H_{sw} . In questo caso, si pone l'attenzione sul quantitativo energetico delle onde che si propagano al di sopra della lastra. Uno strato d'acqua spesso ed omogeneo avrà H_m elevato ed H_{sw} ridotto, mentre uno strato d'acqua dove le onde sono ripide e frangono al di sopra della lastra avrà H_{sw} elevato.

I parametri che maggiormente influiscono sul quantitativo di *overwash* (sia H_m che H_{sw}) sono la lunghezza e la ripidità d'onda. In particolare, lo strato d'acqua al di sopra della lastra (al pari del grado di attività delle onde) cresce al crescere di questi due parametri. Onde lunghe e/o ripide riescono a sovrastare la parte di lastra al di sopra del pelo libero,

generando un grado di sommergenza parziale o totale di quest'ultima. La dipendenza tra l'altezza d'acqua presente sulla lastra (H_m), la ripidità d'onda (ka), e la lunghezza d'onda (L), per entrambe le tipologie di ghiaccio, è riportata nelle figure 5.20, 5.21. Si nota una dipendenza quasi lineare tra l' H_m ed il ka , e tra l' H_m e la lunghezza d'onda, soprattutto nel caso del polipropilene. Per entrambi i ghiacci, onde con ka pari a 0.04 non generano *overwash* apprezzabile.

Confrontando le due tipologie di ghiaccio, è evidente che il polipropilene è caratterizzato da valori di *overwash* notevolmente maggiori rispetto a quelli del PVC. Anche le proprietà meccaniche della lastra, quindi, hanno un ruolo fondamentale nel quantitativo di *overwash*. Lo spessore, invece, non incide particolarmente, ed infatti non è stata notata alcuna dipendenza tra quest'ultimo e l' H_m .

In media il polipropilene ha valori di H_m superiori del 30-40% rispetto a quelli del PVC, a parità di ka e L_{onda} . La differenza di comportamento tra i due ghiacci aumenta con la ripidità e con la lunghezza d'onda: per onde di 1 secondo si nota che l' H_m del PVC è circa la metà di quello del polipropilene. Si nota infine che il PVC, rispetto al polipropilene, presenta un grado di sommergenza più stabile al variare delle proprietà d'onda.

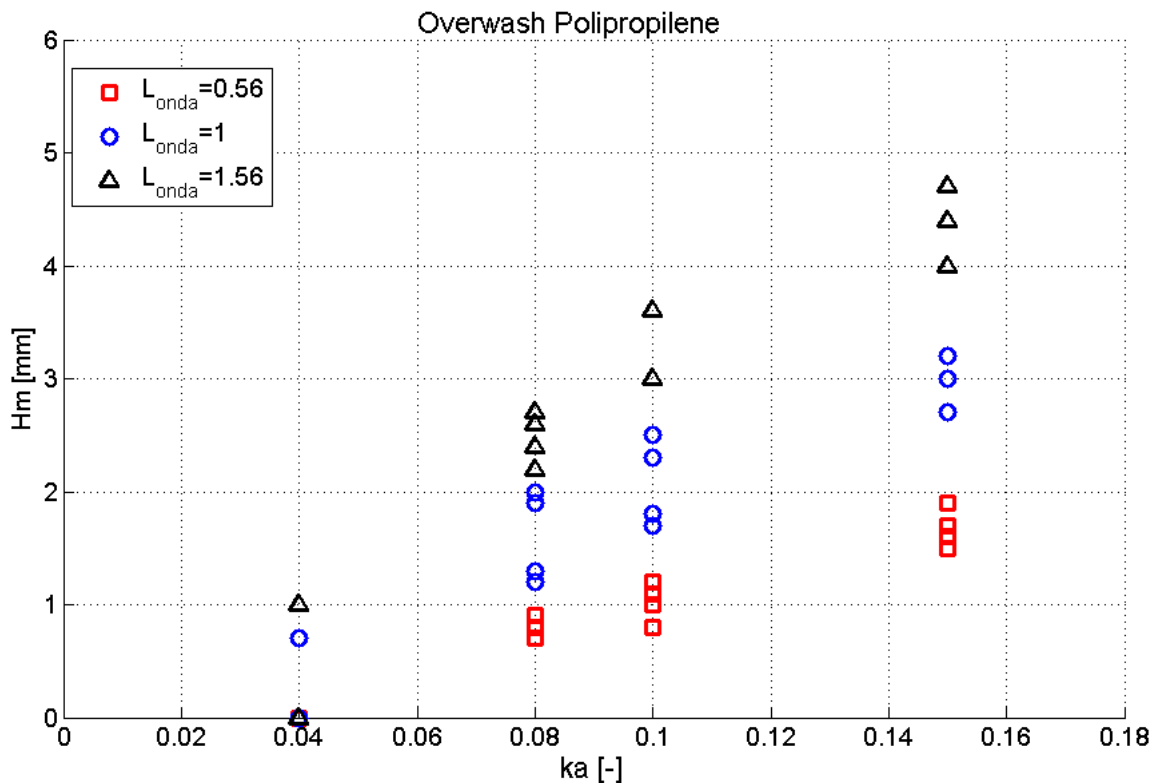


Figura 5.20: Altezza media dello strato d'acqua presente sulla lastra vs ripidità d'onda ka . Caso Polipropilene

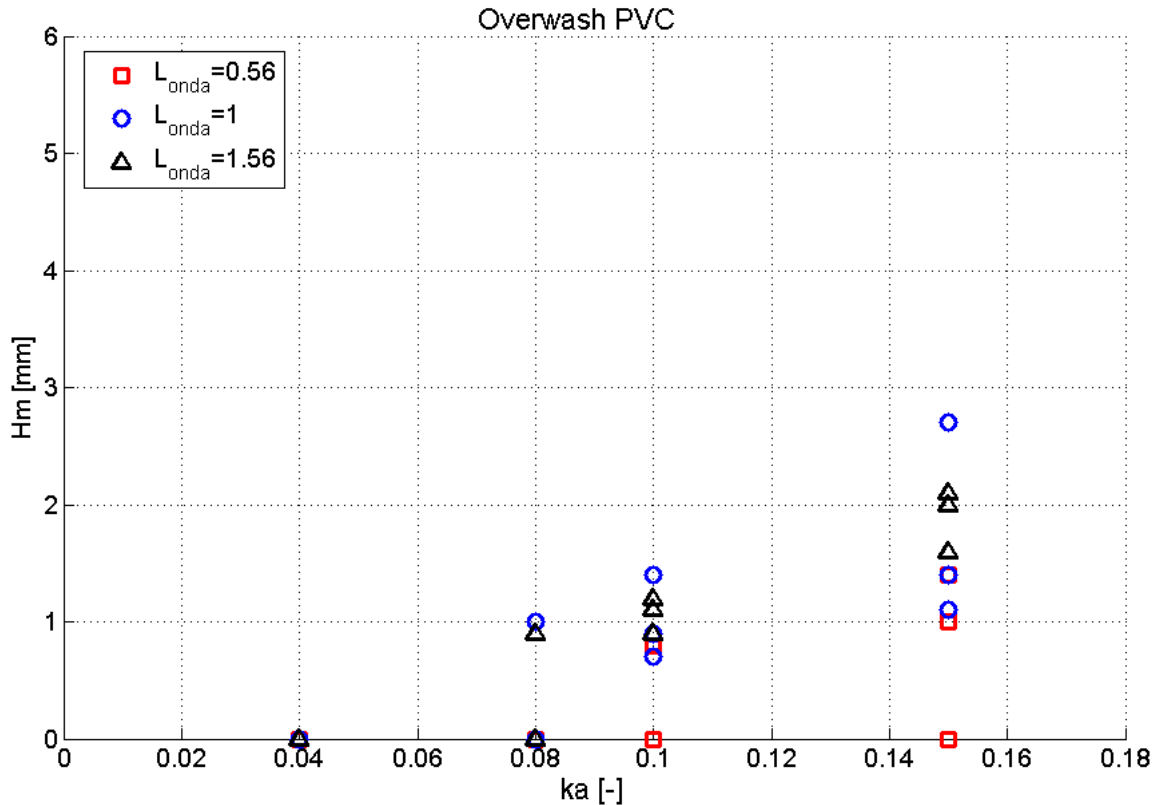


Figura 5.21: Altezza media dello strato d'acqua presente sulla lastra vs ripidità d'onda ka . Caso PVC

È interessante valutare il grado di connessione tra il coefficiente di trasmissione e l'*overwash*, per stimare l'influenza di quest'ultimo sulla dissipazione energetica.

In questo caso per valutare l'*overwash* sono stati presi in considerazione separatamente i valori di altezza significativa delle onde al di sopra della lastra, ed il quantitativo d'acqua medio sopra di questa. In questo modo si valuta la differenza tra lo spessore medio d'acqua (H_m) e l'attività ondosa (H_{sw}) sopra la lastra.

In figura 5.22 e 5.24 è riportata la relazione tra H_{sw} ed il coefficiente di trasmissione T , rispettivamente per il polipropilene e per il PVC. Considerando il polipropilene si nota che per valori di H_{sw} minori di circa 2.5mm non vi è relazione con T ed i punti riferiti a ciascuna lunghezza d'onda risultano sparsi. Quando l'altezza significativa di *overwash* supera un certo valore (intorno ai 2.5-3 mm), invece, c'è una chiara relazione con il coefficiente di trasmissione T . In particolare, al crescere dell'*overwash*, il coefficiente T diminuisce più che linearmente.

L'andamento è il medesimo per il PVC (figura 5.24), ma in questo caso si nota una diminuzione quasi lineare del T al crescere dell'*overwash* a partire da altezze d'acqua di 1mm. Per entrambe le tipologie di ghiaccio, per onde corte ($L_{onda} = 0.56$) non si nota nessuna relazione tra H_{sw} e T .

In figura 5.23 e 5.25 si considera invece il coefficiente T rispetto al quantitativo d'acqua medio sulla lastra (H_m), rispettivamente per il polipropilene e per il PVC. Entrambi i grafici

mostrano che i valori di T si presentano in ordine sparso, per cui non si può considerare la relazione di proporzionalità con H_m come nel caso dell' H_{sw} .

I dati relativi ai suddetti grafici confermano le considerazioni fatte in precedenza riguardo la differenza tra H_{sw} e H_m . Essendo H_s relativo al grado di attività delle onde sopra la lastra, si presuppone che per valori crescenti di tale valore le onde frangano, creando dissipazione ed andando ad incidere sul coefficiente di trasmissione T . Nel caso dell' H_m , invece, non si hanno informazioni sull'attività ondosa sopra la lastra, per cui questo parametro non influenza la dissipazione e conseguentemente il coefficiente T .

I due parametri relativi all'*overwash*, comunque, non sono del tutto scorrelati tra loro, per cui, nel caso di onde lunghe (cerchi rossi), si nota l'andamento decrescente di T al crescere dell' H_m (quando H_m cresce, cresce anche H_{sw}).

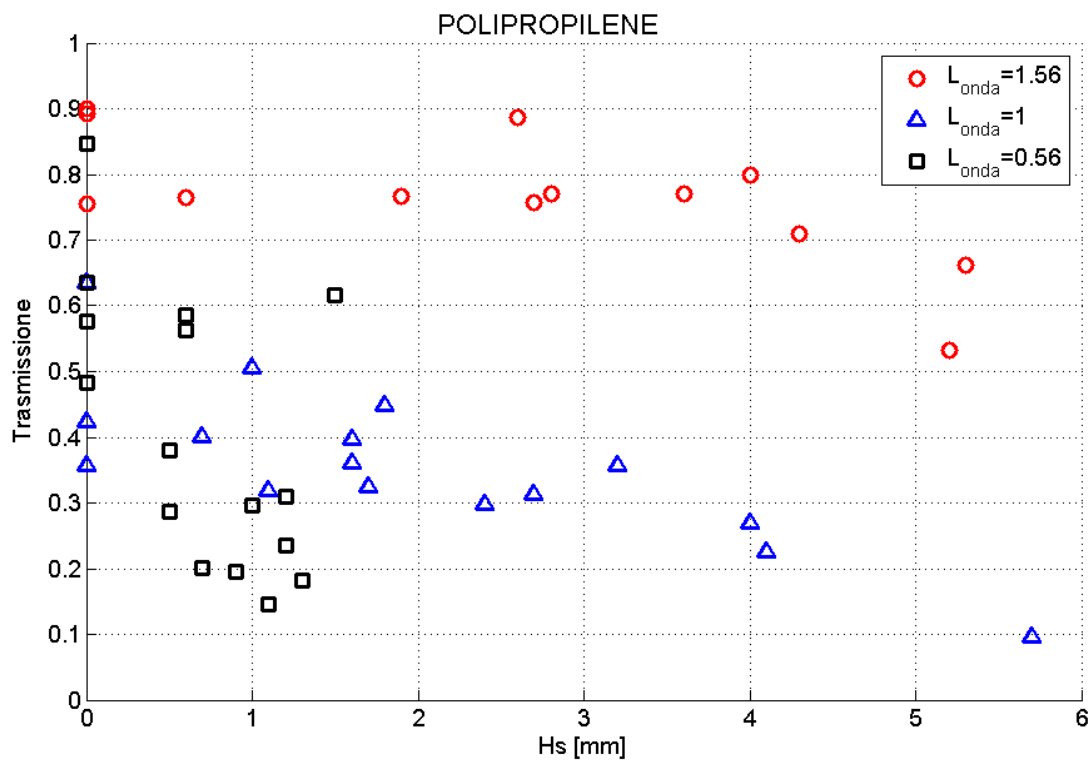


Figura 5.22: Coefficiente di trasmissione T vs altezza significativa d'onda al di sopra della lastra H_{sw} . Caso Polipropilene

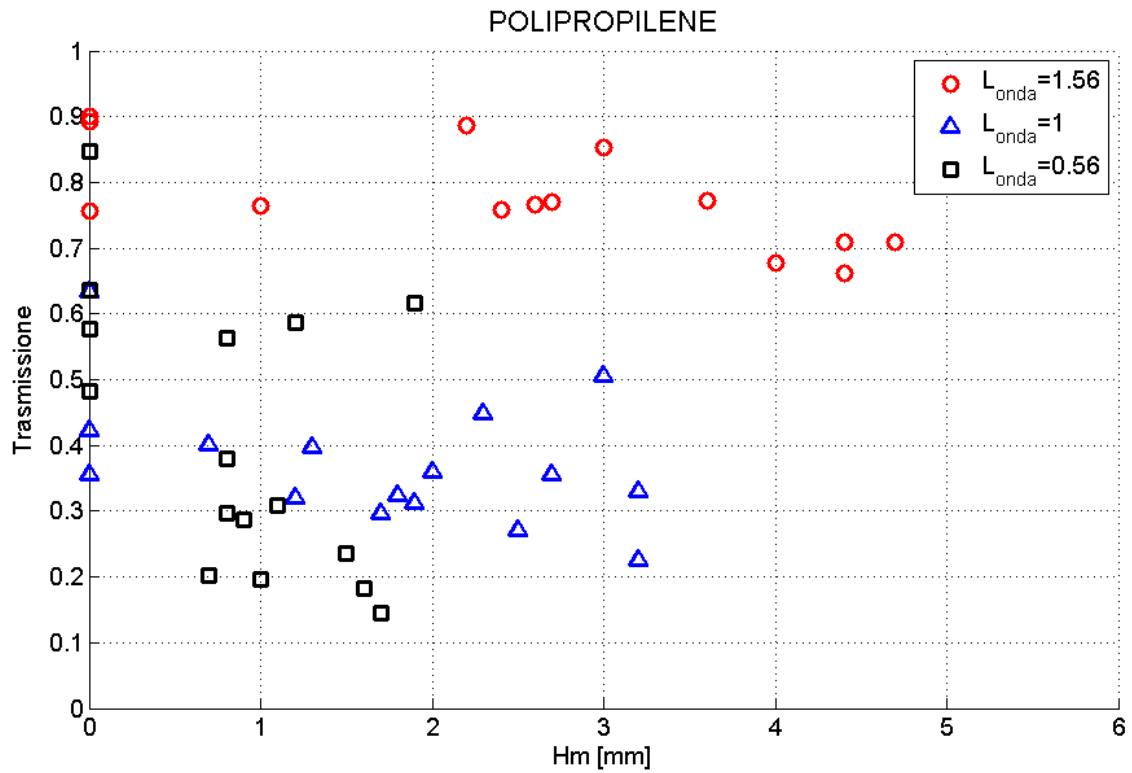


Figura 5.23: Coefficiente di trasmissione T vs altezza media dello strato d'acqua sopra la lastra H_m .
Caso Polipropilene

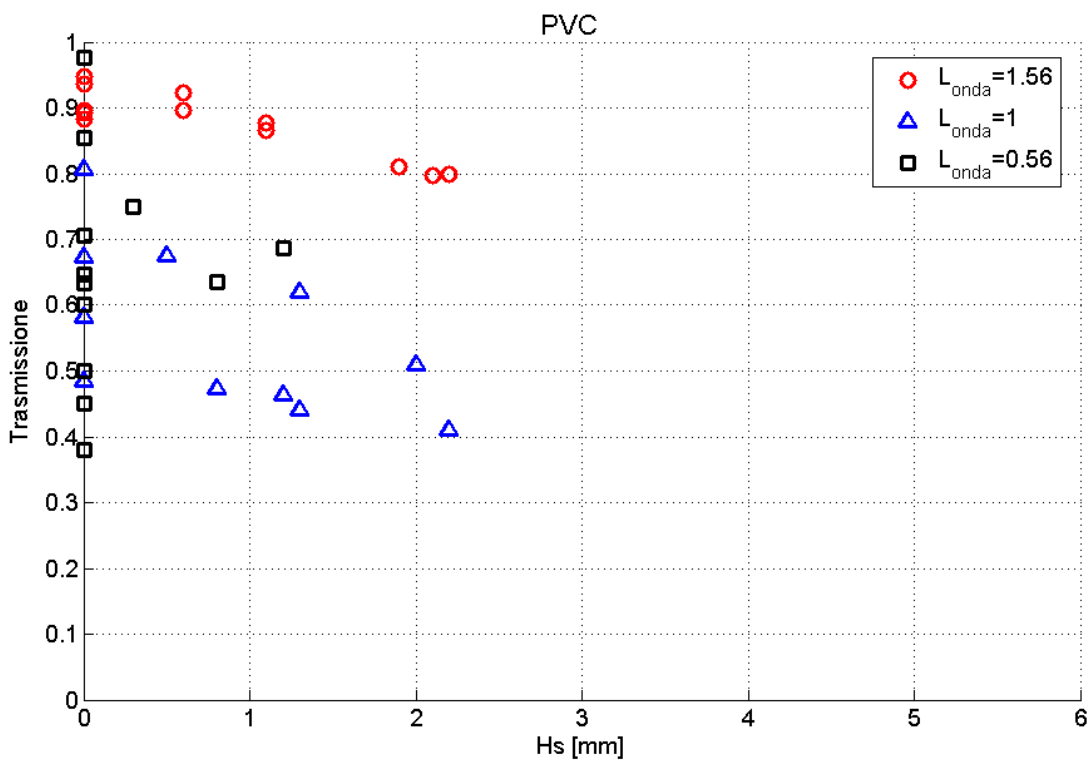


Figura 5.24: Coefficiente di trasmissione T vs altezza significativa d'onda sopra la lastra H_s .
Caso PVC

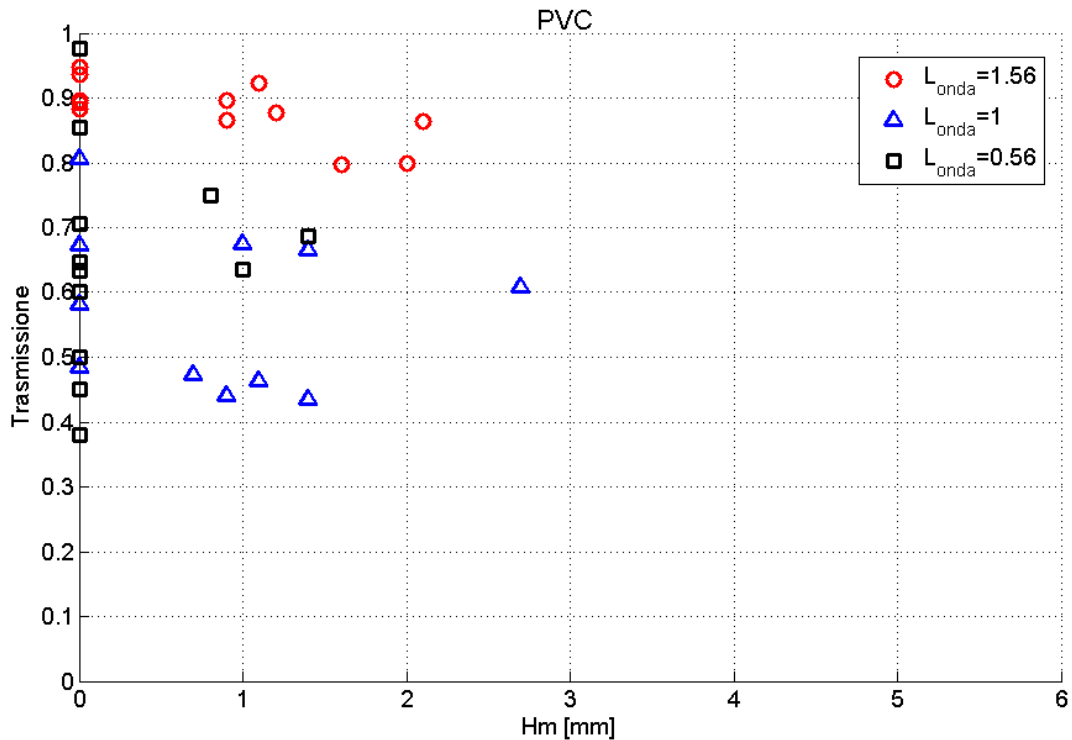


Figura 5.25: Coefficiente di trasmissione T vs altezza media dello strato d'acqua sopra la lastra H_m . Caso PVC

5.7 Conclusioni

Sono stati presentati i risultati più significativi dell'analisi dei dati ottenuti durante le prove con onde monocromatiche.

Si sono messe a confronto le altezze di onde regolari con quelle perturbate dalla presenza della lastra di ghiaccio. È stato accertato che quest'ultima provoca un incremento dell'altezza d'onda riflessa e soprattutto una riduzione dell'altezza d'onda trasmessa. Per valutare la percentuale d'energia riflessa e trasmessa sono stati presi in considerazione i coefficienti di riflessione R e di trasmissione T definiti, rispettivamente, come le altezze significative d'onda perturbata H_s davanti e dietro la lastra, entrambe normalizzate rispetto alle rispettive H_s d'onda regolare. È stata verificata la dipendenza di entrambi i coefficienti con i parametri d'onda (periodo e ripidità) e con quelli del ghiaccio (spessore ed elasticità). In particolare, il parametro che maggiormente influisce è il periodo/lunghezza d'onda. Il coefficiente R decresce in maniera monotona al crescere della lunghezza d'onda e per onde di lunghezza maggiore di quella della lastra si riduce a pochi punti percentuali (soprattutto per il PVC). Il coefficiente T , invece, al crescere del periodo assume una forma a "V", raggiungendo i valori minimi in corrispondenza di onde di lunghezza pari a quella della lastra (un metro).

Anche la ripidità d'onda ka influenza i coefficienti R e T . In particolare, per valori di ka crescenti, sia R che T diminuiscono maggiormente per onde corte, mentre subiscono variazioni minori nel caso di onde lunghe.

Da un confronto tra le due tipologie di materiale emerge che il PVC comporta in media valori di R minori e di T maggiori rispetto al polipropilene, a parità di spessore.

Oltre ai coefficienti T ed R è stato studiato l'andamento del coefficiente di attenuazione α (correlato a T) al variare dei parametri d'onda. Dai risultati ottenuti si ha che α , per un determinato periodo, diminuisce più che linearmente al crescere della ripidità d'onda, seguendo un andamento parabolico.

Gli studi, infine, hanno preso in considerazione l'*overwash* presente sulla lastra di ghiaccio durante la propagazione ondosa. È stata valutata la relazione tra ripidità d'onda e periodo, con il quantitativo medio d'acqua presente sulla lastra (H_m) e con il grado di attività ondosa su di essa (H_{sw}). Dall'analisi emerge che al crescere del k_a e soprattutto del periodo crescono sia H_m che H_{sw} , sicchè onde lunghe e/o ripide comportano una sommergenza totale della lastra.

È stata valutata anche la relazione tra l'*overwash* ed il coefficiente di trasmissione: valutando l'altezza media d'acqua presente sulla lastra (H_m), questa non incide sul quantitativo di energia trasmessa. Al contrario, considerando la relazione tra T e H_{sw} , si nota che al crescere di quest'ultimo, si ha una diminuzione monotona della trasmissione, presumibilmente a causa della dissipazione energetica che si viene a formare dal breaking delle onde al di sopra della lastra.

Capitolo 6

CONCLUSIONI E SVILUPPI FUTURI

6.1 Introduzione

Nel presente lavoro di tesi è stata studiata l'interazione tra onde e ghiaccio mediante un modello sperimentale. In particolare, sono stati analizzati gli effetti che una singola lastra di ghiaccio produce su campi d'onda regolari. I test sono stati effettuati all'interno del Coastal Basin del laboratorio dell'università di Plymouth (UK). Sono generate onde regolari di altezza e periodo variabili, con lo scopo di riprodurre uno stato di mare calmo, moderato, e mosso, senza però raggiungere mai il breaking. Per riprodurre in scala i blocchi di ghiaccio, sono state utilizzate lastre sintetiche di due diversi tipi di materiale, il polipropilene ed il PVC @Forex, caratterizzati rispettivamente da valori di densità e di elasticità pari a quelli del ghiaccio reale. Sono state considerate lastre di forma quadrata di diverso spessore. Le altezze d'onda regolari e perturbate sono state misurate mediante 11 sonde posizionate in diversi punti della vasca, sia prima che dopo la lastra, in modo tale da valutare la percentuale di energia ondosa riflessa e trasmessa. È stato misurato anche il quantitativo d'acqua presente sulla lastra durante la propagazione ondosa, grazie ad una sonda posizionata al di sopra della lastra.

Oltre a riportare i risultati dei test sperimentali appena descritti, nell'elaborato è presente un capitolo nel quale sono stati riportati i lavori di letteratura più significativi riguardanti l'argomento in questione, in modo tale da effettuare un confronto tra i risultati ottenuti dalle prove sperimentali e quelli derivanti da osservazioni sul campo e modelli matematici riferiti all'interazione tra un campo d'onda ed una singola lastra di ghiaccio.

6.2 Risultati

Il primo obiettivo delle prove di laboratorio realizzate era quello di studiare sperimentalmente i coefficienti di trasmissione e di riflessione al variare dei parametri d'onda (periodo e ripidità) ed al variare delle proprietà delle lastre di ghiaccio (spessore, densità, proprietà meccaniche). Prove di laboratorio *ad hoc* con il medesimo obiettivo non erano mai state realizzate, per cui i test sono stati effettuati in condizioni di massima generalità e semplicità: campi d'onda regolari e singola lastra di forma quadrata.

Nell'analizzare il processo di dissipazione ondosa, inoltre, si voleva studiare per via sperimentale anche una componente dissipativa non lineare, quale l'*overwash* presente sulla lastra durante la propagazione ondosa.

Tutti i test hanno confermato che un campo d'onda regolare viene perturbato dalla presenza di una lastra di ghiaccio con un incremento dell'altezza d'onda riflessa e soprattutto con una riduzione dell'altezza d'onda trasmessa. Queste perturbazioni sono molto variabili e dipendono principalmente dalle caratteristiche del campo d'onda (periodo

e steepness), ma anche dalle proprietà della lastra di ghiaccio (spessore, proprietà meccaniche).

I risultati più significativi ottenuti dall'analisi dei dati possono riassumersi come segue:

- La riflessione (coefficiente R) decresce in maniera monotona al crescere della lunghezza d'onda: per onde corte raggiunge valori superiori al 50%, mentre per onde di lunghezza maggiore di quella della lastra si riduce a pochi punti percentuali. La relazione di R con la ripidità d'onda ka è la medesima, per cui la riflessione decresce per valori di ka crescenti. Esaminando le proprietà della lastra, invece, emerge che spessori maggiori determinano una riflessione maggiore, anche se questa relazione non risulta valida per onde caratterizzate da steepness elevato.
- Il coefficiente T non riproduce lo stesso andamento di R al variare della lunghezza d'onda: esso assume una forma a "V", per cui i valori minimi di T sono in corrispondenza di onde di lunghezza pari a quella della lastra. La trasmissione non risente eccessivamente della ripidità d'onda, per cui al crescere del ka T diminuisce leggermente o rimane pressochè invariato. Anche lo spessore della lastra non incide particolarmente sulla variazione della trasmissione, soprattutto per onde lunghe e ripide.
- Da un confronto tra le due tipologie di materiale emerge che il PVC (maggiormente elastico) comporta in media valori di R minori e di T maggiori rispetto al polipropilene (più rigido), a parità di spessore.
- Il coefficiente di attenuazione α , per lunghezza d'onda fissata, diminuisce più che linearmente al crescere della ripidità d'onda, seguendo un andamento parabolico. L'andamento di α risulta quasi lineare unicamente per onde corte ($L_{\text{onda}}/L_{\text{lastra}} < 1$)
- Al crescere del periodo e soprattutto della ripidità d'onda, aumentano sia l'attività ondosa presente sulla lastra (H_{sw}) sia il quantitativo medio d'acqua su di essa (H_m). Il quantitativo di overwash, ed in particolare l' H_{sw} , incide significativamente sul coefficiente di trasmissione: al crescere di H_{sw} si ha una riduzione della percentuale di onda trasmessa.
- Il quantitativo di overwash, e la conseguente riduzione del coefficiente di trasmissione, è maggiore per il polipropilene, rispetto al PVC. Quest'ultimo infatti, presenta una densità minore del primo, per cui è caratterizzato da un grado di galleggiamento maggiore.

6.3 Confronto con la letteratura

Le misurazioni effettuate confermano diversi comportamenti descritti nei lavori di letteratura basati su osservazioni di campo e modelli matematici. L'andamento decrescente del coefficiente R al crescere della lunghezza d'onda descritto in precedenza, conferma il processo di "filtrazione" osservato nelle zone esterne della MIZ, nelle quali i blocchi di ghiaccio permettono il passaggio unicamente di onde lunghe, riflettendo quelle corte [Schulz-Stellenfleth and Lehner, 2002]. La relazione secondo la quale R cresce con lo spessore della lastra, inoltre, conferma le previsioni effettuate dal modello lineare di Meylan and Squire [1993]. Come affermato in precedenza, però, tale relazione è valida unicamente per onde poco ripide, mentre diventa più complicata per ripidità d'onda maggiori di 0.08.

Secondo i modelli lineari basati su diverse osservazioni di campo, anche il coefficiente di trasmissione dovrebbe seguire lo stesso andamento del coefficiente R al variare del periodo, in quanto si è osservato che la dissipazione è massima per onde ad alta frequenza (periodi ridotti) e lunghezza ridotta. Dai test effettuati, però, si è visto che T non segue un andamento monotono al crescere della lunghezza d'onda, ma piuttosto decresce in un primo momento, per poi crescere nuovamente. Questo comportamento, in effetti, è stato notato in natura in corrispondenza di campi d'onda con periodi molto bassi, per i quali il tasso di attenuazione (complementare al coefficiente T) diminuisce al diminuire del periodo (*roll over effect*) [Wadhams et al., 1988], creando una delle principali discordanze con i modelli matematici su quest'argomento [Wadhams, 2000; Bennetts and Squire, 2012]. Nonostante si possa pensare che nelle prove sperimentali si confermino le osservazioni riguardo il *roll over effect*, si ritiene che il comportamento osservato negli esperimenti non dipenda da questo fenomeno. Piuttosto, è molto plausibile che i valori di dissipazione massimi ottenuti con onde di lunghezza pari a quella della lastra, derivino da fenomeni di risonanza e di dispersione accentuati proprio dal fatto che le onde avessero una lunghezza pari a quella del corpo rigido galleggiante. Ad ogni modo, si necessitano ulteriori prove per confermare l'ipotesi appena formulata.

Le prove sperimentali mostrano che le proprietà delle lastre (spessore, densità ed elasticità) influiscono sui coefficienti di riflessione e di trasmissione. Anche questo risultato conferma alcune osservazioni sul campo nelle quali emerge che le proprietà del ghiaccio, influenzate dalla temperatura, interagiscono con il quantitativo di energia riflessa e trasmessa [Squire, 1984].

Dai risultati delle prove e dalle considerazioni fatte precedentemente, emerge i coefficienti R e T non seguono un andamento duale come previsto dai modelli lineari conservativi [Meylan and Squire, 1994; Wadhams, 2000]. Secondo questi modelli, infatti, l'energia totale del sistema si conserva, per cui vale la relazione:

$$|R| + |T| \equiv 1 \quad (3.15)$$

Nonostante le semplificazioni di questi modelli fossero molto simili a quelle utilizzate per effettuare gli esperimenti (singola lastra di ghiaccio di forma regolare, onde unidirezionali e regolari), i test dimostrano che la somma tra i coefficienti R e T fornisce valori minori dell'unità, qualsiasi siano le condizioni d'onda riprodotte (si veda figura 5.12). Questo risultato dimostra che il sistema non può essere semplificato con un modello conservativo, e che i fenomeni dissipativi non possono essere trascurati.

L'idea alla base dei test effettuati è proprio quella di considerare l'*overwash* quale fenomeno dissipativo non lineare. Secondo quest'analisi, quindi, oltre ai coefficienti R e T bisogna introdurre la dissipazione dovuta all'*overwash*, trasformando il sistema da conservativo a dissipativo, e riscrivendo la (6.1) come segue:

$$|R| + |T| + E_{\text{overwash}} \equiv 1 \quad (6.2)$$

avendo considerato E_{overwash} il quantitativo d'energia dissipata dal breaking delle onde sopra la lastra.

La (6.2) trova conferma nei test sperimentali, nei quali è mostrato che al crescere dell'*overwash*, il coefficiente di riflessione e soprattutto quello di trasmissione diminuiscono. Il ruolo dell'*overwash* sulla trasmissione, inoltre, è confermato dal fatto che al crescere della ripidità d'onda (e quindi al crescere dell'*overwash* stesso) il coefficiente di attenuazione α assume un andamento parabolico (figura 5.16 e 5.17), contraddicendo l'ipotesi dei modelli secondo la quale l'andamento di α è lineare con il periodo [Wadhams, 2000]. Da un confronto con le due tipologie di lastre, infine, emerge che il PVC produce una dissipazione energetica minore rispetto al polipropilene. Questo risultato dipende sicuramente dalla flessibilità maggiore della prima lastra rispetto alla seconda, ma può essere giustificato anche dal fatto che il PVC, avendo una densità minore del polipropilene, galleggia maggiormente e, di conseguenza, presenta uno strato di *overwash* minore per tutte le condizioni d'onda.

6.4 Considerazioni finali e sviluppi futuri

La grande complessità che caratterizza il sistema delle banchise si ripercuote sia nella riproduzione in scala di laboratorio, sia nella formulazione di modelli matematici. Per riprodurre e/o modellare un sistema fisico complesso bisogna effettuare numerose semplificazioni. Il comportamento di una singola lastra di ghiaccio immersa in un campo d'onda è il più semplice sistema fisico rappresentativo del sistema ghiaccio-onda. La maggior parte dei modelli numerici esistenti in letteratura riproducono questo scenario, sotto l'ipotesi che gli effetti di più lastre un campo d'onda siano pari alla somma lineare di quelli di una singola lastra [Wadhams,1988; Wadhams et al. 2000; Squire et al. 1994]. Nonostante si cerchi di rappresentare una piccola parte del sistema fisico, i modelli si limitano quasi esclusivamente a considerare i fenomeni lineari, ma non sono ancora in grado di elaborare tutti i processi non lineari che intervengono nel sistema fisico, a causa della complessità dei sistemi di equazioni differenziali. Attualmente la maggior parte dei

problemi sulla ricerca del sistema onde-ghiaccio riguarda proprio la difficoltà o l'incapacità di risolvere le equazioni che compongono i modelli creati.

Per riprodurre i fenomeni reali in condizioni controllate e per misurare le variabili di interesse con strumentazioni accurate, si necessita di prove di laboratorio. I risultati delle prove sperimentali riportate nel presente elaborato dimostrano che, attraverso diverse semplificazioni, i test sono stati in grado di approfondire gli effetti su un campo d'onda dovuti all'interazione con una singola lastra di ghiaccio galleggiante. Sono stati confermati diversi fenomeni osservati sul campo, soprattutto la relazione che lega il periodo d'onda e la quantità di energia riflessa e trasmessa.

I risultati ottenuti hanno dimostrato che il breaking delle onde al di sopra della lastra crea delle dissipazioni non lineari, per cui il sistema non può essere rappresentato da modelli conservativi, nei quali si trascurano completamente gli effetti dissipativi.

Per il momento non sono state analizzate forme di lastra differenti da quella quadrata e, soprattutto, sono stati trascurati completamente i processi dissipativi derivanti dall'interazione tra due o più lastre, quali urti, tensioni, scorrimenti. Inoltre, sebbene si siano effettuate prove con onde random, i risultati di queste ultime non sono ancora stati analizzati. Dalle prove sperimentali sono emerse, ancora una volta, le difficoltà nel riprodurre in scala un sistema assai complesso, caratterizzato da numerose variabili.

Al giorno d'oggi la conoscenza sul sistema onde-ghiaccio deriva principalmente dalle osservazioni sul campo, mentre esistono ancora pochissime prove sperimentali in grado di verificare la consistenza di un modello. Ulteriori prove di laboratorio sono fondamentali per arrivare alla modellazione di un sistema estremamente complesso ed eterogeneo, nel quale sono presenti numerose variabili interconnesse tra loro.

APPENDICE A

Grandezze significative delle onde e teoria lineare

Le onde che si generano sulla superficie di un fluido sono definite onde gravitazionali, in quanto la loro formazione e propagazione è governata dalla forza di gravità. A questa categoria appartengono le onde generate dal vento, le onde prodotte dal moto dei corpi, le onde di tsunami e quelle di marea dovute all'effetto della luna e del sole [Radoslav Nabergoj, 2005]. Per studiare il fenomeno della propagazione delle onde gravitazionali, insieme alla relativa interazione che queste hanno con il mondo esterno, bisogna adottare diverse semplificazioni. Il sistema di equazioni che definisce il moto delle onde, infatti, è un sistema alle derivate parziali che non può essere risolto in forma chiusa. Per risolvere il problema, sono state sviluppate diverse teorie in grado di risolvere il sistema in maniera approssimata. La più semplice è la *teoria lineare* o teoria di Airy (Lamb, 1932).

La teoria lineare inizialmente è stata sviluppata per onde regolari. Si definiscono onde regolari, quelle onde di superficie con proprietà che si ripetono periodicamente nello spazio e nel tempo. Il profilo della superficie perturbata viene sinteticamente descritto attraverso: lunghezza d'onda λ , altezza d'onda H (o ampiezza d'onda $a = H/2$), periodo T . La lunghezza d'onda viene definita come la distanza tra due creste o tra due cavi successivi; l'altezza d'onda è invece la differenza di quota tra una cresta ed un cavo, mentre l'ampiezza d'onda risulta essere pari a $H/2$, solo per onde regolari caratterizzate cioè da cavi e creste di egual ampiezza; il periodo dell'onda infine corrisponde al tempo che intercorre tra il passaggio di due cavi o di due creste in un certo punto dello spazio.

La teoria lineare si basa sull'ipotesi che le onde siano caratterizzate da un'altezza (H) relativamente piccola rispetto alla profondità del fondale (d) e alla lunghezza d'onda (λ); di conseguenza bisogna che si soddisfi la seguente condizione:

$$\left(\frac{\lambda}{d}\right)^3 \frac{H}{\lambda} \ll 1 \quad (\text{A1})$$

Se la (A1) è soddisfatta, si possono trascurare tutti i termini di potenza maggiore o uguale a due, considerando solo i termini lineari. In questo modo l'equazione che descrive la progressione di un'onda assume una forma sinusoidale.

Si definiscono le seguenti grandezze:

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (\text{A2})$$

$$k = \frac{2\pi}{\lambda} \quad (\text{A3})$$

ω è la frequenza angolare o pulsazione dell'onda, mentre k è definito numero d'onda, che fisicamente rappresenta il numero delle onde presenti in un tratto orizzontale di lunghezza 2π metri.

La grandezza :

$$\varepsilon = \frac{2\pi}{T} t - \frac{2\pi}{\lambda} x = \omega t - kx \quad (A4)$$

è definita fase dell'onda, la quale varia nel tempo t e nello spazio x .

Sotto l'ipotesi di onda regolare, l'onda è periodica nello spazio e nel tempo, per cui l'equazione che descrive la propagazione delle onde regolari piane risulta essere:

$$y(x,t) = a \sin(\omega t - kx) \quad (A5)$$

La frequenza angolare delle onde è legata alla lunghezza d'onda tramite la relazione di dispersione:

$$\omega = \sqrt{gk \tanh(kd)} \quad (A6)$$

mentre la velocità di propagazione risulta essere:

$$c = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (A7)$$

Di seguito (Figura A 1) sono rappresentate le relazioni precedenti, che, per diverse profondità del fondo, legano la lunghezza d'onda λ sia alla la frequenza ω (grafico di sinistra), sia alla la celerità c (grafico di destra). [Radoslav Nabergoj, 2005].

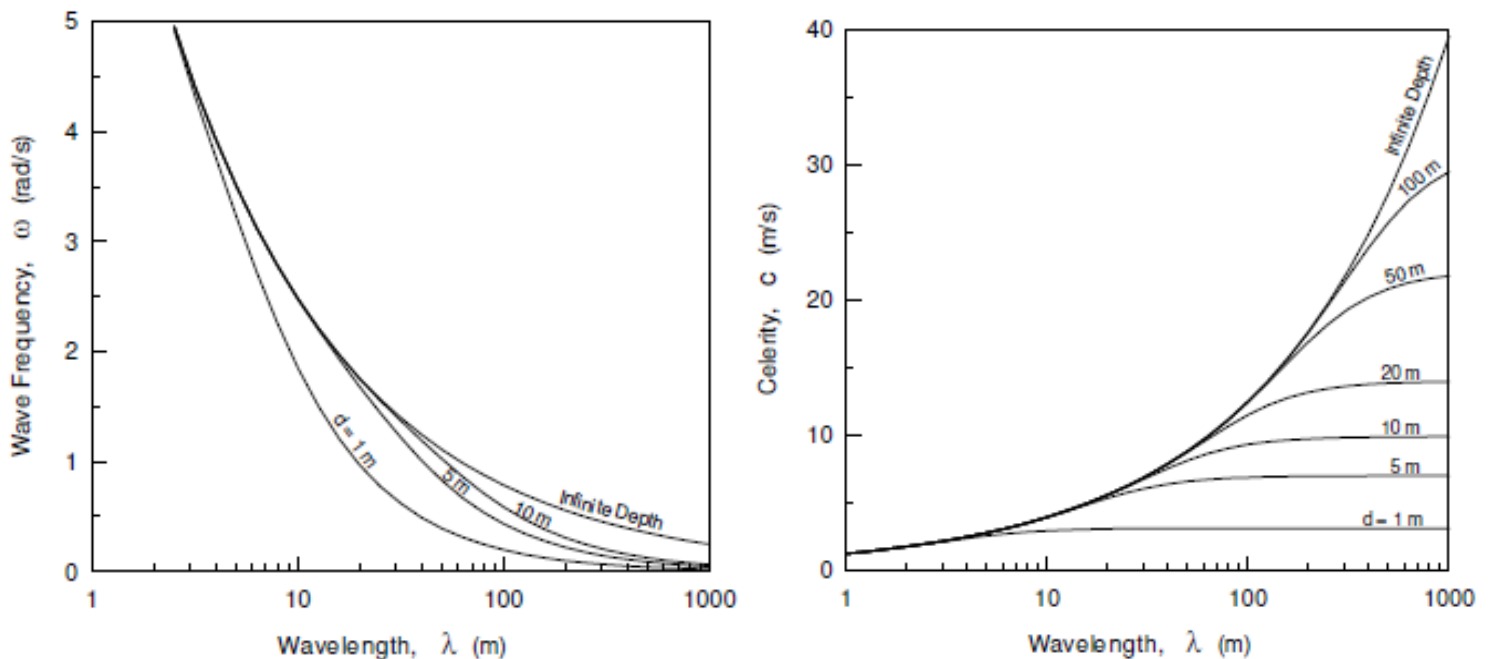


Figura A 1: Lunghezza d'onda in relazione alla frequenza (grafico sinistra) e alla celerità (grafico destra). [Radoslav Nabergoj, 2005].

L'energia meccanica delle onde è data dalla somma dell'energia cinetica K e di quella potenziale U e, nel caso di onde di piccola ampiezza, risulta $K = U$. Per un tratto di lunghezza λ e di larghezza unitaria, l'energia totale risulta essere:

$$E = K + U = \frac{1}{2} \rho g a^2 \lambda \quad (\text{A8})$$

In particolare, per unità di superficie dell' onda, si ha una densità di energia pari a:

$$\bar{E} = \frac{1}{2} \rho g a^2 \quad (\text{A9})$$

Mentre il trasporto di energia ha luogo con la cosiddetta velocità di gruppo:

$$u_g = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \quad (\text{A10})$$

APPENDICE B

Onde random e spettro JONSWAP

Una condizione di tipo random è caratterizzata dalla presenza di onde irregolari che esibiscono un profilo variabile nello spazio e nel tempo. In questo caso l'elevazione della superficie del mare può essere ipotizzata come composta dalla sovrapposizione di un infinito numero di onde sinusoidali (regolari) ciascuna caratterizzata da differente frequenza, altezza e direzione.

In uno stato random l'energia del moto ondoso si propaga con la velocità di gruppo, e non con quella delle singole onde elementari. Di conseguenza, le onde tendono a raggrupparsi e a sovrapporsi l'una con l'altra. Uno stato ondoso random, a differenza di quello regolare visto in precedenza, presenta le caratteristiche di tridimensionalità dei fronti d'onda, a causa della dispersione direzionale (*directional spreading*) dell'energia attorno alla direzione media del moto (Figura B 1)

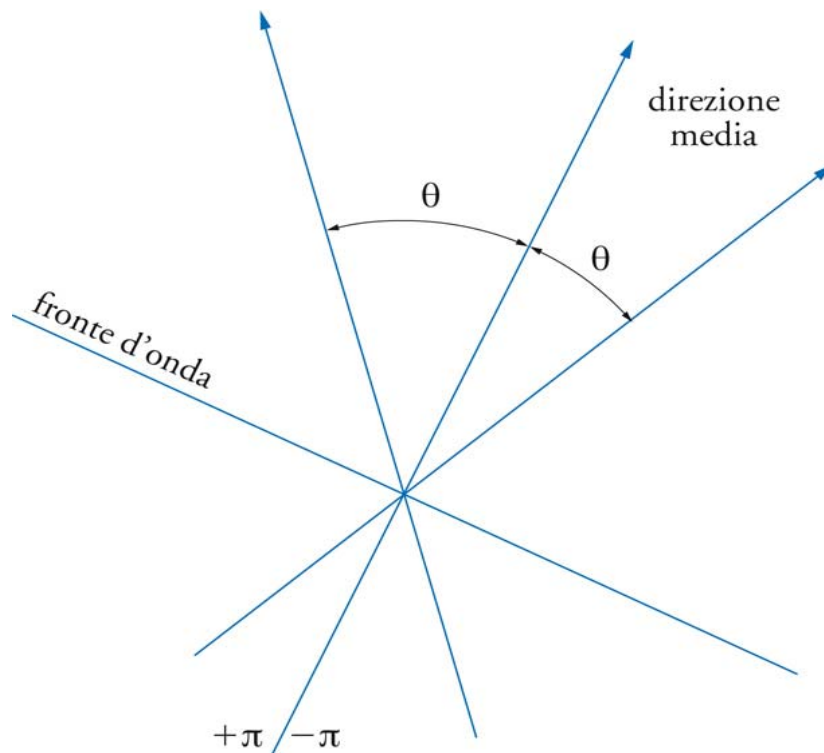


Figura B 1: Schema che mostra la direzione media del moto ondoso e due direzioni, individuate dagli angoli q , associate alle onde elementari [Boccotti 1981].

Uno dei modi per rappresentare uno stato di mare di tipo random è l'utilizzo degli spettri di energia. Uno spettro di energia mostra, nel campo della frequenza, la distribuzione dell'energia associata a ciascuna onda elementare. Ci sono due grandi tipologie di spettri normalmente presi in considerazione: gli spettri in frequenza $S(f)$ e gli spettri direzionali $S(f, \theta)$. I primi considerano unicamente la frequenza f , mentre i secondi anche l'angolo θ

formato tra la direzione media del moto ondoso e quella dell'onda elementare presa in esame.

Gli spettri in frequenza sono espressi, nel campo reale, attraverso la formula:

$$S(f) = \int_0^{\infty} 4R(\tau)\cos(2\pi f\tau)d\tau \quad (B1)$$

la quale costituisce la trasformata di Fourier della funzione di autocorrelazione dimensionale $R(\tau)$. Gli spettri così definiti hanno un andamento tipico mostrato in Figura (B 2)

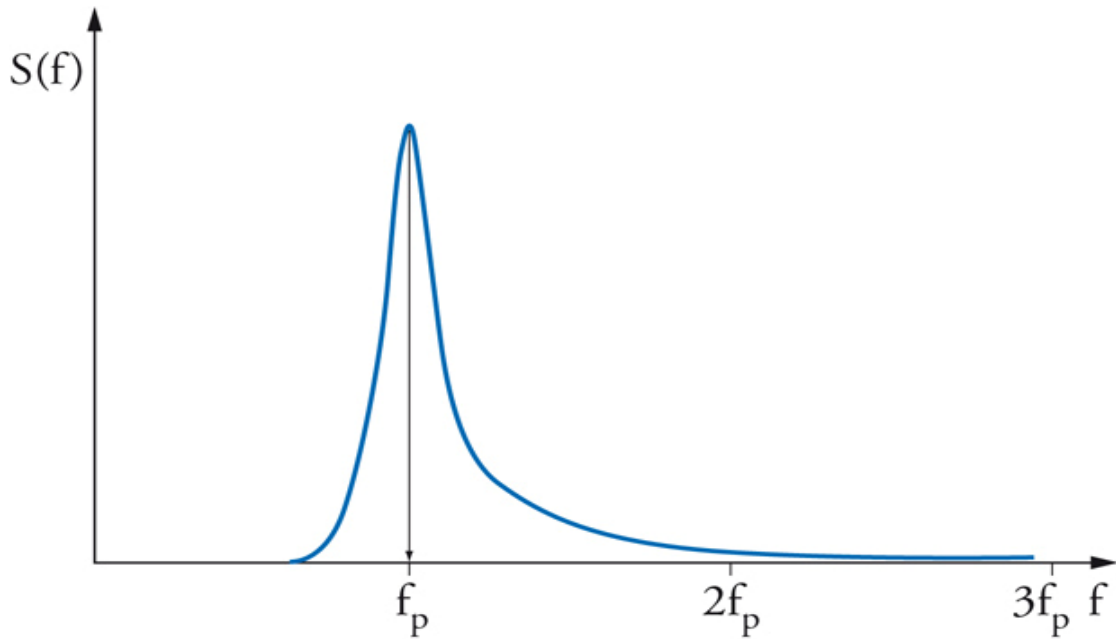


Figura B 2.: Esempio di spettro di energia in frequenza. [Boccotti 1981].

La f_p indica la frequenza di picco, ovvero la frequenza relativa al valore massimo di $S(f)$. Attraverso la formula è possibile ricavare la distribuzione dei profili d'onda nel dominio del tempo, attraverso la formula:

$$\eta(t) = \eta_0 + \sum_{j=1}^n a_j \sin(j\omega_0 t + \phi_j) \quad (B2)$$

Dove :

$\eta(t)$ = elevazione della superficie dell'acqua registrata al tempo t

η_0 = elevazione media

ω_0 = frequenza angolare dell'onda più lunga

j = numero di onde componenti

a_j = ampiezza della j_{ma} onda

ϕ_j = fase della j_{ma} onda

n = numero totale di onde componenti

Uno spettro in frequenza molto utilizzato è lo spettro JONSWAP, ricavato da Klaus Hasselmann [1973] per la condizione di profondità infinita, dato dalla formula :

$$S(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left(-\frac{5}{4}\left(\frac{f_p}{f}\right)^4\right) \gamma^r \quad (\text{B3})$$

Dove α , γ e r sono, rispettivamente, il parametro di equilibrio, il parametro di amplificazione ed il parametro di forma dello spettro attorno al picco.

Gli spettri direzionali, invece, possono essere espressi, nel campo reale, attraverso la seguente formula:

$$S(f, \theta) = S(f)D(f, \theta) \quad (\text{B4})$$

In cui $D(f, \theta)$ è la funzione di distribuzione direzionale dell'energia, la quale ha valori massimi in corrispondenza della direzione media del moto ondoso e tende a diminuire man mano che la direzione si allontana da quella media. La funzione $D(f, \theta)$ può essere espressa dalla seguente formula:

$$D(f, \theta) = A \left(\cos \frac{\theta}{2}\right)^{2N} \quad (\text{B5})$$

Dove N indica l'indice della distribuzione dell'energia e A è un fattore di normalizzazione.

APPENDICE C

Funzione per la correzione delle ampiezze d'onda

Durante la generazione di onde sinusoidali, andando ad analizzare i dati registrati dalle sonde, si è visto che vi è una discordanza tra le ampiezze d'onda impostate in input e quelle effettivamente generate dalle paddle. Attraverso l'inserimento di una costante moltiplicativa, quindi, si è andati per tentativi a modificare il valore di amplitudine da immettere nei dati di input del software, fino ad ottenere l'altezza d'onda desiderata. Questo procedimento è stato effettuato per quasi tutte le onde monocromatiche studiate nella prima serie di esperimenti svolti, e si è notato che l'effetto di 'distorsione' delle paddle è in qualche modo correlato al periodo delle onde generate. Di seguito sono riportate esempi di onde nelle quali si è dovuto modificare l'altezza in input:

T [s]	H [m]	eta [m]	eta input [m]	eta/eta input
0.6	0.015	0.0075	0.011	0.682
0.8	0.026	0.013	0.0122	1.066
1	0.04	0.02	0.0167	1.198
0.6	0.018	0.009	0.013	0.692
0.8	0.032	0.016	0.015	1.067
1	0.049	0.0245	0.021	1.167
0.6	0.027	0.0135	0.0188	0.718
0.8	0.048	0.024	0.022	1.091
1	0.074	0.037	0.0305	1.213

Tabella C1: Onde generate con distorsione dell'altezza effettiva

Avendo accurato la relazione distorsione-periodo, si è andati quindi a considerare il rapporto tra le altezze d'onda volute e quelle inserite nel programma per ottenere le originali (η/η_{input}). Successivamente, in Matlab si è andati a plottare i valori medi di questi rapporti in relazione al periodo e ci si è andati a calcolare la relazione di *fitting* quadratica (Figura C 1).

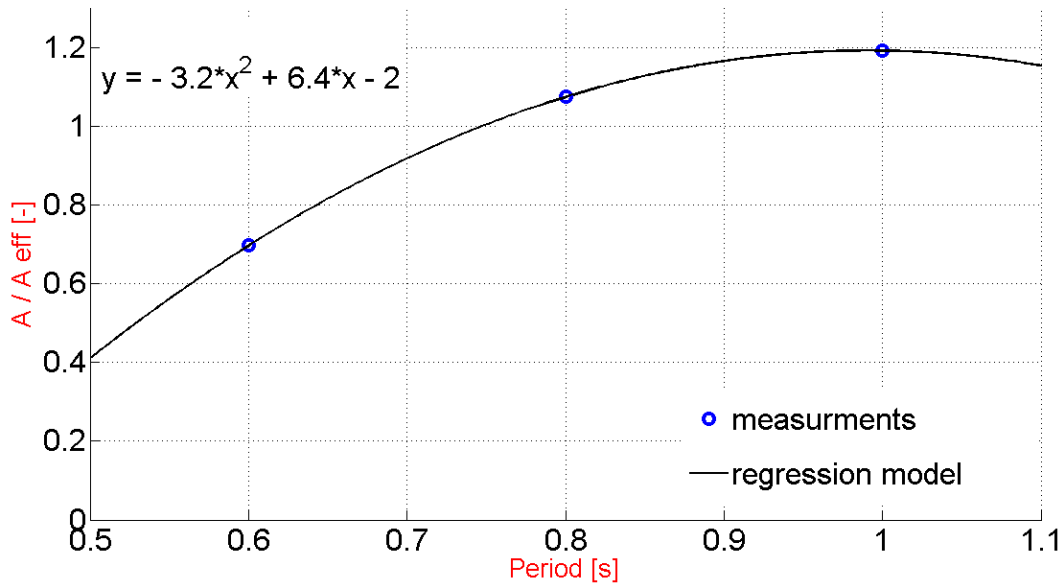


Figura C 1: Relazione tra periodo e Altezza d'onda effettiva

Come si nota in figura, tra le medie dei rapporti di ampiezza d'onda ed i periodi vi è una relazione quadratica molto significativa, la cui norma dei residui è prossima allo 0. D'ora in avanti, quindi, si può considerare la relazione :

$$y = -3.2 * x^2 + 6.4 * x - 2 \quad (C1)$$

evitando così di inserire valori di altezza d'onda per tentativi.

Per validare ulteriormente la relazione appena trovata, sono state considerate due ulteriori onde monocromatiche di ampiezza d'onda di 0.0111 e 0.0225m e periodo rispettivamente di 0.7 e 0.9 sec. Utilizzando l'equazione sopra riportata, sono stati ricavati i valori di ampiezza d'onda di input da immettere nel programma per ottenere i valori d'ampiezza effettivi. Facendo le misure grazie ad un probe appositamente montato, infine, sono stati riportati i valori effettivamente registrati:

T	H	eta	eta input	eta/eta input	eta misurato	eta mis/eta input
[s]	[m]	[m]	[m]		[m]	
0.7	0.0222	0.0111	0.0122	0.912	0.0112	0.9202
0.9	0.045	0.0225	0.0193	1.168	0.023	1.1940

Tabella C2: Onde generate per validare la relazione trovata

Di seguito (Figura C2) si riporta il grafico con la curva di regressione precedente ed i punti precedentemente considerati per la validazione dell'equazione trovata. Si può senza dubbio affermare che l'equazione trovata tra periodo e rapporto tra le ampiezze d'onda è valida.

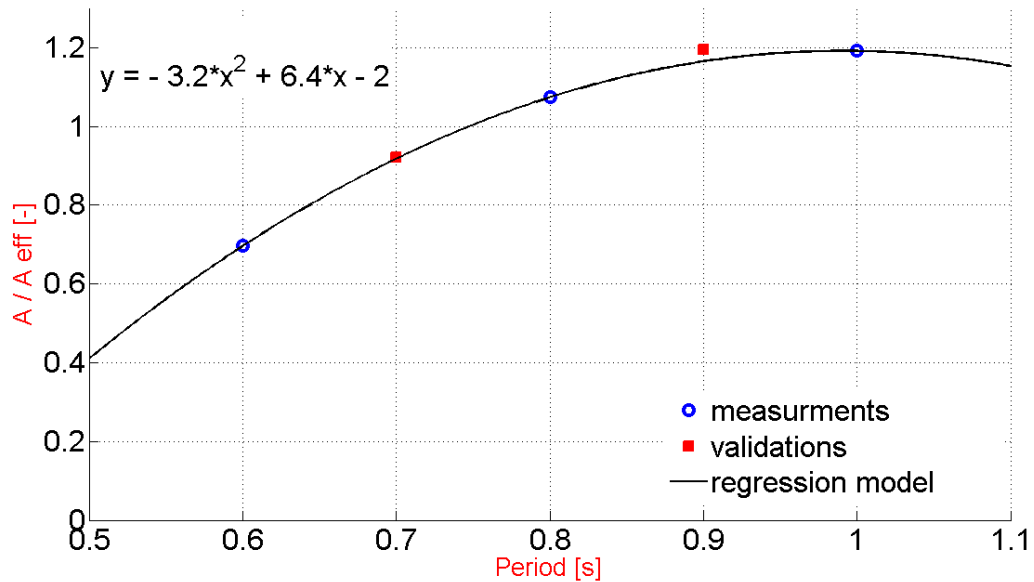


Figura C2: Relazione tra periodo ed altezza d'onda effettiva a seguito della validazione

BIBLIOGRAFIA

Bennetts, L. G., M. A. Peter, V. A. Squire and M. H. Meylan, 2010. A three-dimensional model of wave attenuation in the marginal ice zone, *J. Geophys. Res.*, 115(C12).

Bennetts, L. G. and V. A. Squire, 2012. On the calculation of an attenuation coefficient for transects of ice-covered ocean, *Proc. R. Soc. Lond. A*, 468(2137), 136-162.

Donelan, M. A., W. M. Drennan and A. K. Magnusson, 1996. Nonstationary analysis of the directional properties of propagating waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1901-1914.

Dumont, D., A. L. Kohout and L. Bertino, 2011. A wave-based model for the marginal ice zone including a wave breaking parameterization, *J. Geophys. Res.*, 116(C04001).

Hwang, P. A., Wang D. W., E. J. Walsh, W. B. Krabill and R. N. Swift, 2000. Airborne measurements of the wavenumber spectra of ocean surface waves. Part II: Directional distribution, *J. Phys. Oceanogr.*, 30, 2768-2787.

Kohout, A. L. and M. H. Meylan, 2008. An elastic plate model for wave attenuation and ice floe breaking in the marginal ice zone, *J. Geophys. Res.*, 113(C9).

Komen, G.J., L. Cavaleri, M. Donelan, K. Hasselmann, H. Hasselmann and P.A.E.M. Janssen, 1994. *Dynamics and modeling of ocean waves*, Cambridge University Press, Cambridge.

Lavrenov, I. V. and A. V. Novakov, 2000. Numerical modelling of interaction between gravity waves and elastic ice floes (Chapter IX), *Tech. Rep. Transport and fate of contaminants in the northern seas. Sea ice project package. AARI final report*.

Liu AK, Hakkinen S, Peng CY. 1993. Wave effects in ocean-ice interaction in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.* 98(C6): 10,025-36

Liu AK, Holt B, Vachon PW. 1991a. Wave propagation in the marginal ice zone: model predictions and comparisons with buoy and SAR data. *J. Geophys. Res.* 96(C3): 4605-2 1

Martin S, Becker P. 1987. High-frequency ice floe collisions in the Greenland Sea during the 1984 Marginal Ice Zone Experiment. *J. Geophys. Res.* 92(C7): 7071-84

Martin S, Becker P. 1988. Ice floe collisions and relation to ice deformation in the Bering Sea. *J. Geophys. Res.* 93(C2): 1 303-1 5

Martin S, Kauffman P. 1981 . A field and laboratory study of wave damping by grease ice. *J. Glaciol.* 27(96): 283-3 1 3

Martin S , Kauffman P , Parkinson C . 1983. The movement and decay of ice edge bands in the winter Bering Sea. *J. Geophys. Res.* 88(C5): 2803-1 2

Masson, D. and P. LeBlond, 1989. Spectral evolution of wind-generated surface gravity waves in a dispersed ice field, *J. Fluid Mech.*, 202, 111-136.

Meylan, M. and V. A. Squire, 1993. A model for the motion and bending of an ice floe in ocean waves, *Int. J. O_shore and Polar Eng.*, 3(4).

Meylan M, Squire VA. 1993b. A model for the motion and bending of an ice floe in ocean waves. *Int. J. Offshore Polar Eng.* 3(4): 322-23

Meylan M, Squire VA. 1993c. Finite-floe wave reflection and transmission coefficients from a semi-infinite model. *J. Geophys. Res.* 98(C7): 12,537-42

Meylan M, Squire VA. 1994a. The response of ice floes to ocean waves. *J. Geophys. Res.* 99(C1): 891-900

Meylan M, Squire VA. 1994b. Changes to ocean wave spectra in a marginal ice zone I . Proc. 4th Int. Offshore and Polar Eng. Conf, ed. IS Chung, BI Natvig, BM Das, Vol. III, pp. 136-41 . Golden, Colo.: Int. Soc. Offshore and Polar Eng.

Perrie, W. and Y. Hue, 1996. Air-ice-ocean momentum exchange. Part 1: energy transfer between waves and ice oes, J. Phys. Oceanogr.,26, 1705-1720.

Schulz-Stelleneth, J. and S. Lehner, 2002. Spaceborne synthetic aperture radar observations of ocean waves traveling into sea ice, J.Geophys. Res., 107(C8), 20-1.

Squire VA. 1978. Dynamics of ocean waves in a continuous sea ice cover. PhD thesis. Univ. Cambridge, UK. 191 pp.

Squire, V. A. and S. C. Moore, 1980. Direct measurement of the attenuation of ocean waves by pack ice, Nature, 283, 365-368.

Squire VA. 1981 . Numerical simulation of ice floes in waves. SPRI Tech. Rep. 81 - 1 , Scott Polar Res. Inst., Univ. Cambridge, UK.57 pp.

Squire VA. 1982. Numerical modelling of realistic ice floes in ocean waves. Ann. Glaciol. 4: 277-82

Squire VA. 1983. Dynamics of ice floes in sea waves. J. Soc. Underwater Tech. 9(1): 20-26

Toffoli, A., M. Onorato, E. M. Bitner-Gregersen and J. Monbaliu, 2010. Development of a bimodal structure in ocean wave spectra, J.Geophys. Res., 115, C03006.

Wadhams, P., V. A Squire, D. J. Goodman, A. M. Cowan and S. C. Moore, 1988. The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone, J. Geophys. Res., 93(C6), 6799-6818.

Wadhams P. 1983. A mechanism for the formation of ice edge bands. *J. Geophys. Res.* 88(C5): 28 1 3-18

Wadhams P. 1986. The seasonal ice zone. In *The Geophysics of Sea Ice*, ed. N. Untersteiner, pp. 825-99 1 . New York: Plenum

Wadhams P, Holt B. 1991 . Waves in frazil and pancake ice and their detection on Seas at SAR imagery. *J. Geophys. Res.* 96(C5): 8835-52

Wadhams P, Kristensen M, Orheim O. 1983. The response of Antarctic icebergs to ocean waves. *J. Geophys. Res.* 88(C 1 O): 6053-65

Wadhams P, Squire VA, Ewing JA, Pascal RW. 1986. The effect of marginal ice zone on the directional wave spectrum of the ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 16: 358-76

Wadhams P, Squire VA, Goodman DJ, Cowan AM, Moore Sc. 1988. The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone. *J. Geophys. Res.* 93(C6): 6799-7000

Williams, T. D., L. G. Bennetts, D. Dumont, V. A. Squire and L. Bertino, 2013a. Wave-ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: theoretical foundations, *Ocean Mod.*, 71, 81-91.

Williams, T. D., L. G. Bennetts, D. Dumont, V. A. Squire and L. Bertino, 2013b. Wave-ice interactions in the marginal ice zone. Part 2: numerical implementation and sensitivity studies along 1D transects of the ocean surface, *Ocean Mod.*, 71, 92-101.