

## 8. CENNI DI METEOROLOGIA E CLIMA MARINO PER LA PREVISIONE DEL MOTO ONDOSO

### 8.1. Generalità

### 8.2. Generazione e caratterizzazione dei venti

### 8.3. Vento geostrofico

### 8.4. Stima del vento sulla superficie del mare per la previsione del moto ondoso

#### 8.4.1. Variazioni verticali

#### 8.4.2. Variazioni della velocità del vento dovute alla temperatura

#### 8.4.3. Variazioni della velocità del vento dovute alla localizzazione a terra dell'anemometro

### 8.5. Reperimento dati anemometrici

### 8.6. Fetch geografico e fetch efficace

### 8.1. Generalità

Lo studio della meteorologia e, più in particolare, del clima marino è fondamentale per la caratterizzazione delle azioni che possono esercitarsi su di un litorale, ovvero su di una struttura costiera. Tuttavia la vastità dell'argomento richiederebbe un corso a se stante. I cenni di seguito riportati intendono dunque focalizzarsi solamente sullo studio dei venti e, ancora più in particolare, sulle loro caratteristiche che, come si vedrà più dettagliatamente nel seguito, entrano in gioco ai fini di una corretta previsione del moto ondoso per via indiretta, ossia a partire proprio dai dati di vento piuttosto che da dati ondametrici direttamente rilevati.

### 8.2. Generazione e caratterizzazione dei venti

I venti provenienti dal largo, detti foranei, si possono suddividere in “venti regnanti” se presentano un’alta frequenza di apparizione (oltre il 50%) e in “venti dominanti” se sono invece caratterizzati da alte velocità ( $>20$  m/s). I venti che presentano contemporaneamente le due caratteristiche di alta frequenza e di elevata velocità sono detti “prevalenti”.

Si definisce *settore di traversia* di un paraggio A (vedere Figura 8.1), il settore angolare di centro A comprendente tutte le direzioni da cui possono provenire le agitazioni ondose determinate dai venti foranei.

Il settore di traversia si usa dividere in *settore di traversia principale*, in cui spirano i venti dominanti, e di *traversia secondaria*, in cui spirano i venti regnanti. I due settori vengono ovviamente a sovrapporsi nella zona dei venti prevalenti.

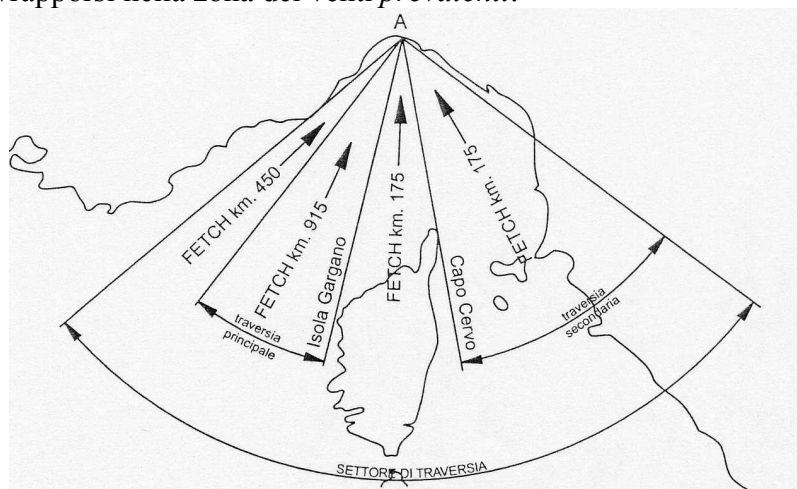


Figura 8.1. Esempio di settore di traversia (da Tomasicchio, 1998).

Le caratteristiche principali dei venti sono usualmente rappresentate su diagrammi del tipo di quelli riportati in Figura 8.2, in cui si rappresenta, oltre alla intensità del vento (misurata in termini di velocità) anche la direzione di provenienza e la durata del fenomeno eolico.

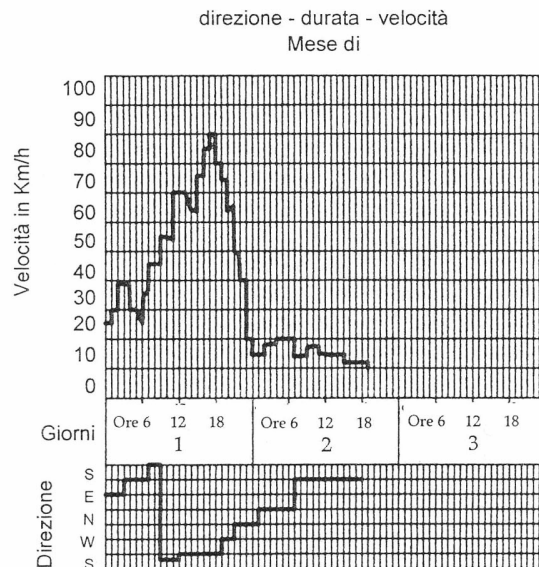


Figura 8.2. Esempio di registrazione di dati eolici (da Tomasicchio, 1998).

Ai venti viene attribuito un nome sulla base della loro direzione di provenienza. La cosiddetta *rosa nautica dei venti* (vedere Figura 8.3), elaborata per la prima volta, sebbene in forma diversa, dai Romani, rappresenta l'insieme di tali direzioni. Essa, attraverso un cerchio suddiviso in 32 parti, dette *quarte* o *rombi*, con angolo al centro di  $11^{\circ}15'$ , consente la rappresentazione dei cosiddetti venti *principali* (suddivisi, come riportato di seguito, in cardinali e laterali), nonché di tutti i venti *collaterali* (qui non riportati per brevità):

#### CARDINALI

da Nord	tramontana
da Est	levante
da Sud	mezzogiorno
da Ovest	ponente

#### LATERALI

da NE	grecale
da SE	scirocco
da SO	libeccio
da NO	maestrale



Figura 8.3. Rosa nautica dei venti.

Un ulteriore esempio di classificazione delle intensità del vento è fornito dalla scala dell'ammiraglio *Beaufort* riportata in Tabella 8.I. Detta scala si basa sulla descrizione degli effetti del vento sulla superficie del mare o sulla costa (vedere Tabella 8.II).

Tabella 8.I. Scala dell'Ammiraglio *Beaufort*: terminologia ed equivalenze anemometriche.

SCALA DEL VENTO DELL'AMMIRAGLIO BEAUFORT				
Forza del vento in gradi Beaufort	Denominazione del vento	Velocità del vento		
		Nodi	Km/h	m/sec
0	Calma	< 1	< 1	> 0,2
1	Bava di vento	1 – 3	1-5	0,3-1,5
2	Brezza leggera	4 – 6	6-11	1,6-3,3
3	Brezza tesa	7 – 10	12-19	3,4-5,4
4	Vento moderato	11 – 16	20-28	5,5-7,9
5	Vento teso	17 – 21	29-38	8,0-10,7
6	Vento fresco	22 – 27	39-49	10,8-13,8
7	Vento forte	28 - 33	50-61	13,9-17,1
8	Burrasca	34 - 40	62-74	17,2-20,7
9	Burrasca forte	41 - 47	75-88	20,8-24,4
10	Tempesta	48 - 55	89-102	24,5-28,4
11	Tempesta violenta	56 - 63	103-117	28,5-32,6
12	Uragano	> 64	< 118	>32,7

### 8.3. Vento geostrofico

L'aria può muoversi verso l'alto, verso il basso e anche orizzontalmente. Comunemente la parola vento si usa solamente per i movimenti orizzontali, mentre negli altri casi si usa il termine di corrente.

Se la terra e l'atmosfera fossero sempre (e in ogni luogo della superficie terrestre) alla stessa temperatura, non ci sarebbero spostamenti d'aria da una regione all'altra e, pertanto, non esisterebbero i venti. La loro genesi è pertanto da attribuirsi alla differenza di temperatura esistente tra la superficie terrestre e l'atmosfera, entrambe riscaldate dal sole, ma in maniera diversa. L'aria più calda (meno densa) genera una corrente ascensionale che, a sua volta produce

una zona di pressione relativamente più bassa, verso la quale, quindi, si determina un movimento di richiamo dell'aria superficiale.

Tabella 8.II. Scala dell'Ammiraglio *Beaufort*: descrizione degli effetti sul mare e sulla costa.

Forza del vento in gradi Beaufort	Descrizione degli effetti del vento	
	A terra	In costa
0	Calma, il fumo si innalza verticalmente;	Calma (bonaccia, le imbarcazioni non governano);
1	La direzione del vento è indicata dal fumo, ma non dalle banderuole;	Le imbarcazioni hanno appena un po' di abbrivio;
2	Il vento è percepibile al volto, le foglie tremolano, le comuni banderuole sono messe a movimento;	Il vento gonfia le vele delle imbarcazioni che filano a circa 1-2 nodi;
3	Agita continuamente le foglie e i ramoscelli, dispiega le bandiere leggere;	Le imbarcazioni cominciano a sbandare e filano a circa 3-4 nodi;
4	Solleva polvere e pezzi di carta, agita i ramoscelli;	Vento maneggevole, le imbarcazioni portano tutte le vele con una buona inclinazione;
5	Gli arbusti con fogliame cominciano a ondeggiare: le acque dei bacini interni si increspano;	Le imbarcazioni riducono la loro velatura;
6	Agita i rami grossi, i fili metallici sibilano: rende difficile l'uso dell'ombrello;	Le imbarcazioni prendono due mani di terzaroli alla vela maestra, la pesca richiede precauzioni;
7	Agita interi alberi, si ha difficoltà a camminare contro vento;	Le imbarcazioni restano in porto, quelle in mare si mettono alla cappa;
8	Rompe rami di alberi, è quasi impossibile camminare contro vento;	Tutte le imbarcazioni diriggono in porto (se è vicino)
9	Causa leggeri danni ai fabbricati (svelle grondaie, tegole e camini);	
10	Raro all'interno della terraferma, sradica alberi, causa notevoli danni ai fabbricati;	
11	Molto raro, causa estese devastazioni	
12	_____	

Da quanto anzi detto si può affermare che il vento è il risultato degli sforzi della natura per eliminare i gradienti di pressione. La sua traiettoria è anche influenzata dalla rotazione terrestre, tanto che nostro emisfero l'aria in movimento viene deviata verso destra.

In prima approssimazione, si può supporre che il moto del vento sia parallelo a due isobare contigue (le isobare vengono a rappresentare dei veri e propri corridoi), con una velocità proporzionale, ad ogni latitudine, alla interdistanza tra le isobare stesse. In particolare, dall'equilibrio approssimato del gradiente di pressione con l'accelerazione prodotta dalla rotazione della terra (*Coriolis*), nel caso schematizzato di isobare rettilinee e parallele, nasce il vento geostrofico caratterizzabile attraverso la velocità  $U_g$  definita dalla relazione:

$$U_g = \frac{1}{\rho_a (2\Omega \sin \phi)} \frac{\Delta p}{\Delta n} \quad (8.1)$$

in cui  $\Omega$  è la velocità angolare della Terra pari a  $7.292 \cdot 10^{-5}$  rad/s (si ricordi che il raggio della terra è assunto convenzionalmente pari a 6.380.000m),  $\phi$  la latitudine (misurata in gradi),  $\rho_a$  la densità dell'aria ( $1.25 \text{ kg/m}^3$ ) e  $\Delta p$  la differenza di pressione (misurata in Pa),  $\Delta n$  la distanza (in m) tra le due isobare che danno luogo a  $\Delta p$ .

I rilievi del vento geostrofico possono essere riportati in carte dette sinottiche che rappresentano gli andamenti delle linee di ugual pressione del vento con una scansione di 3, 4 o 8 millibar (1 millibar=102Pa). Per quanto concerne la direzione del vento queste carte vanno lette ricordando la legge di *Ballot* (1857), ovvero: *“con le spalle al vento, nell'emisfero nord, la bassa pressione è a sinistra e l'alta pressione è a destra”*.

Sulla base di quanto detto circa il vento geostrofico, è possibile determinare tramite una carta sinottica la velocità del vento in una determinata area. Per il Golfo di Catania, ad esempio, tramite la carta delle isobare (stimate a circa 5500 m.s.l.m.m.) fornita dall'ITAV e riportata in Figura 8.4, è possibile stimare la velocità del vento in direzione S-N.

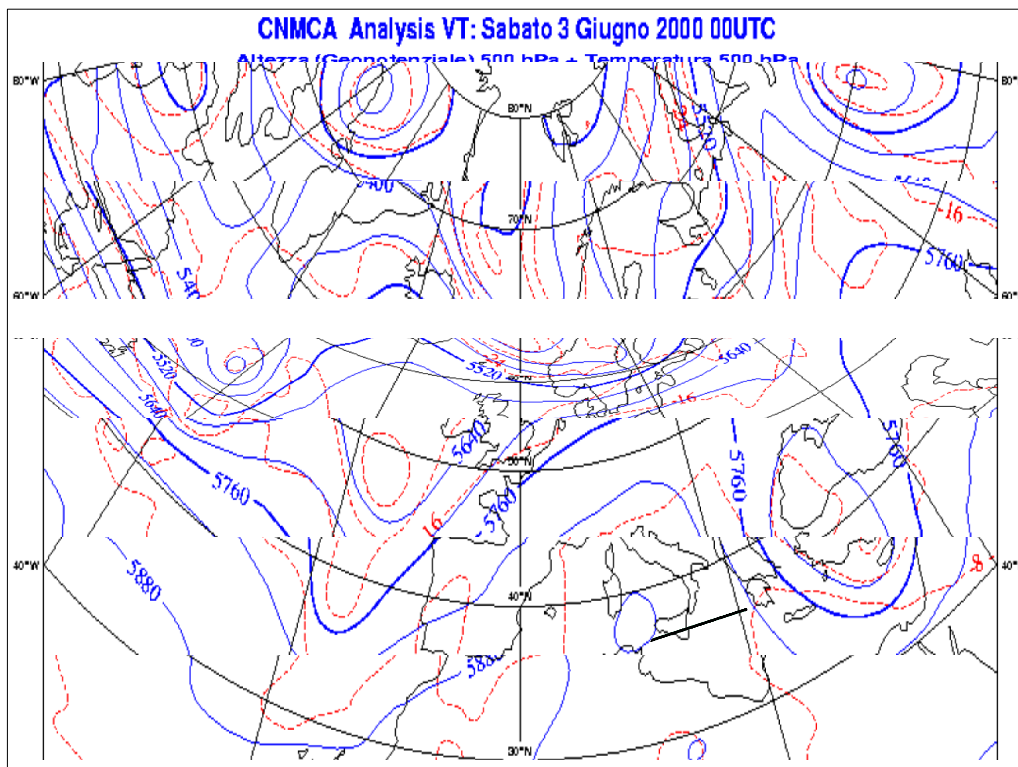


Figura 8.4. Carta sinottica delle isobare relative a sabato 3 giugno 2000 (altezza geopotenziale 500hPa).

Il primo passo da compiere prevede l'applicazione della formula (8.1), che richiede il rilievo sulla carta sinottica del gradiente di pressione. In definitiva quindi, i dati a disposizione sono quelli riassunti nella seguente tabella:

$\Omega$	$\Phi$	$\rho_a$	$\Delta p$	$\Delta n$
[rad/s]	[°]	[kg/m <sup>3</sup> ]	[Pa]	[m]
7E-05	37.5	1.25	60	7E+05

Pertanto, l'intensità del vento geostrofico risulta pari a:

$U_g$	$U_g$
[m/s]	[km/h]
0.78	2.82

e, in base alla legge di *Ballot* (1957), la sua direzione di propagazione è da Sud verso Nord.

#### 8.4. Stima del vento sulla superficie del mare per la previsione del moto ondoso

Da quanto mostrato, si evince come il vento geostrofico sia la più semplice stima del vento sulla superficie terrestre.

Il “vento di gradiente” differisce da esso poiché si cerca in quest’ultimo caso, anche se in maniera piuttosto empirica, di tenere conto della curvatura delle isobare. Infatti, il vento di gradiente risulta più forte di quello geostrofico nel caso di flusso attorno ad un’area di alta pressione, mentre risulta meno forte nel caso di flusso attorno ad un’area di bassa pressione. L’entità della differenza risulta proprio legata alla curvatura delle traiettorie compiute dalla particelle d’aria. Poiché, nell’ipotesi di assenza di attrito, le traiettorie possono ritenersi parallele alle isobare, da queste ultime è possibile calcolarne la curvatura. Si suggerisce di misurare la curvatura su almeno due carte sinottiche rappresentative di due tempi differenti per accertare la persistenza sull’intero periodo di tempo valutato. In molti casi pratici, comunque, la correzione dovuta alla curvatura può essere del tutto trascurata proprio perché le isobare nell’area di perturbazione risultano sufficientemente rettilinee.

L’attrito con la superficie del mare riduce sensibilmente la velocità del vento in aria libera. A circa 10m sopra il livello del mare, la velocità del vento, detto *vento reale*, è generalmente pari al 60-70% del valore in aria libera e incontra le isobare con un angolo di circa 10°. La misura di queste variazioni è principalmente determinata dal profilo verticale della temperatura e dalla viscosità turbolenta nell’atmosfera.

La differenza di temperatura mare-aria è indice di valutazione della stabilità della massa d’aria. Questa differenza viene usualmente riportata sulle carte sinottiche. Qualora non fosse disponibile tale informazione, la stessa si può desumere dalle carte climatiche delle temperature medie mensili (temperatura dell’acqua ~ costante).

Come si vedrà nel prosieguo, per la ricostruzione del moto ondoso con metodi indiretti, ossia a partire da dati di vento, è d’uso fare riferimento alla velocità del vento all’altezza di 10 m s.l.m.m. Vediamo quindi come riportare le informazioni inerenti al vento -in genere misurate alle quote più diverse alla quota di interesse.

##### 8.4.1. Variazioni verticali

Lo spessore dell’atmosfera a contatto con la superficie terrestre (sotto la regione geostrofica) può essere diviso in due regioni: uno strato di “forza” costante tra i 10 e i 100m in altezza, e lo strato di *Ekman* (Figura 8.5). Nello strato di attrito costante, la variazione della velocità del vento lungo la verticale può essere espressa attraverso la seguente equazione:

$$U(z) = \frac{U^*}{k} \left[ \ln \left( \frac{z}{z_o} \right) + \psi \right] \quad (8.2)$$

in cui  $U^*$  è la velocità di attrito;  $k$  è la costante di *von Karman*,  $z_o$  è la scabrezza omogenea equivalente;  $\psi$  è una funzione che rappresenta gli effetti della stabilità della colonna d’aria sulla velocità del vento. In prima approssimazione  $\psi$  può essere considerata pari a  $\psi = 8.5 k$ .

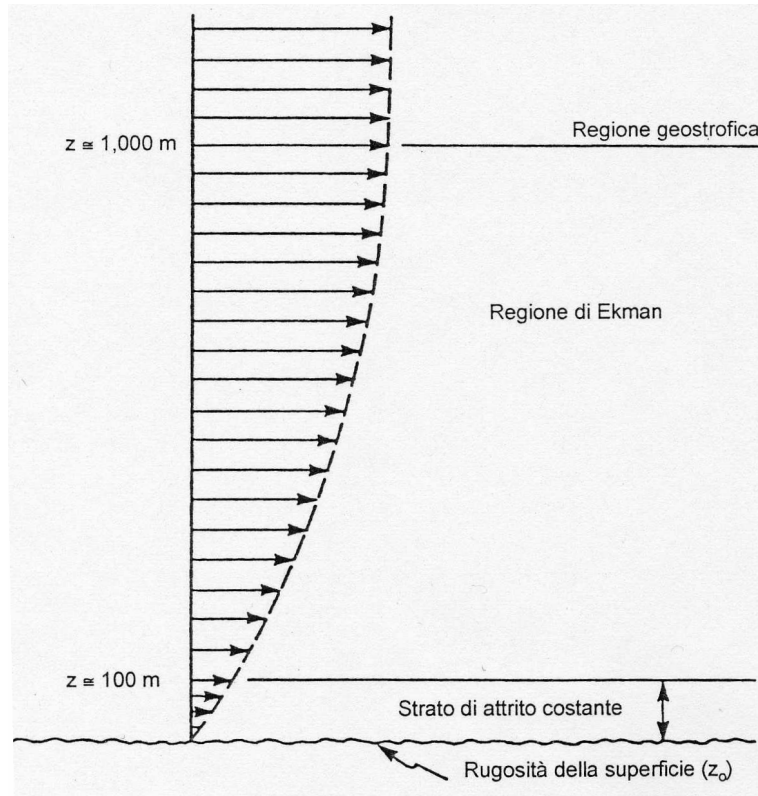


Figura 8.5. Schematizzazione delle variazioni verticali della velocità del vento.

Nella relazione (8.2) la velocità di attrito è definita come:

$$U^* = \sqrt{\frac{\tau_o}{\rho_a}} \quad (8.3)$$

dove  $\rho_a = 1.25 \text{ kg/m}^3$  è la densità dell'aria e  $\tau_o$  è la tensione tangenziale all'interfaccia aria-acqua che può essere calcolata come:

$$\tau_o = \rho_a C(10) U_{10}^2 \quad (8.4)$$

in cui  $C(10)$  è il coefficiente di attrito correlato alla velocità del vento  $U_{10}$  (ossia valutata alla quota anemometrica  $z=10\text{m}$ ).

Per il calcolo di  $C(10)$  sono disponibili varie formule. Di seguito si riportano quelle di *Wu* (1969), di *Smith & Banke* (1975) e di *Wu* (1969):

$$\frac{1}{\sqrt{C(10)}} = 5.75 \log \left[ \frac{1}{A \cdot Fr^2 C(10)} \right] \quad \text{con} \quad A = 0.0156 \quad (8.5)$$

$$C(10) = [0.63 + 0.066 U_{10}] \times 10^{-3} \quad \text{con} \quad U_{10} \quad \text{in} \quad (m/s) \quad (8.6)$$

$$C(10) = [0.80 + 0.065 U_{10}] \times 10^{-3} \quad \text{con} \quad U_{10} \quad \text{in} \quad (m/s) \quad (8.7)$$

essendo,  $Fr$  nella (8.5) un parametro adimensionale che ha la struttura di un numero di *Froude*:

$$Fr = Fr_{10} = \frac{U_{10}}{\sqrt{g z_a}} \quad \text{con} \quad z_a = 10m \quad (8.8)$$

Per quanto concerne il calcolo della scabrezza omogenea equivalente  $z_o$ , è possibile utilizzare la seguente espressione di *Bretschneider* (1962):

$$z_o = 30z_a \exp\left(-\frac{k}{\sqrt{C(10)}}\right) \quad \text{con} \quad z_a = 10m \quad (8.9)$$

In definitiva, per calcolare il profilo di velocità nella regione a contatto con la superficie del mare bisogna seguire la seguente procedura iterativa:

1. Si calcola  $Fr(10)$  (introducendo una  $U_{10}$  di primo tentativo);
2. Noto  $Fr(10)$  si calcola  $C(10)$  e  $z_o$ . Quest'ultimo in funzione di  $C(10)$ ;
3. Si determina  $\tau_o$  e, quindi,  $U^*$ ;
4. Si determina una nuova  $U_{10}$ .

La risoluzione dell'equazione 8.2 è possibile ma non sempre facile. Pertanto se  $z$  è pari o minore di 20 metri si può utilizzare la seguente espressione approssimata:

$$U(10) = U(z) \left(\frac{10}{z}\right)^{1/7} \quad (8.10)$$

#### 8.4.2. Variazioni della velocità del vento dovute alla temperatura

Poiché la misura della velocità del vento a partire da carte sinottiche si riferisce alla zona geostrofica, oltre ad un adeguamento per la quota secondo quanto visto nel paragrafo precedente, si impone anche un adeguamento per la differenza di temperatura usualmente esistente tra aria e acqua.

Chiamata  $\Delta T = T_a - T$  la differenza di temperatura tra la temperatura dell'aria ( $T_a$ ) e quella dell'acqua ( $T$ ), si rileva che se  $\Delta T < 0$  si realizza una maggiore instabilità della colonna d'aria, mentre se  $\Delta T > 0$  viene favorita una maggiore stabilità della colonna d'aria. In accordo con alcune teorie circa il trasferimento di energia tra vento e mare, nella prima situazione si ha un incremento della velocità del vento, nel secondo caso invece si avrà un decremento. In altre parole è come se il mare, rispetto ai dati rilevati, a causa delle differenze di temperature fosse sottoposto ad una velocità del vento maggiore (ovvero inferiore).

Per tenere conto di ciò usualmente si adotta l'espressione:

$$\begin{aligned} U(10) &= R_T U(10) \\ \text{con } R_T &> 1 \quad \text{per } \Delta T < 0 \\ \text{con } R_T &< 1 \quad \text{per } \Delta T > 0 \end{aligned} \quad (8.11)$$

essendo  $R_T$  il coefficiente correttivo il cui andamento, in funzione della differenza di temperatura, è riportato in Figura 8.6.



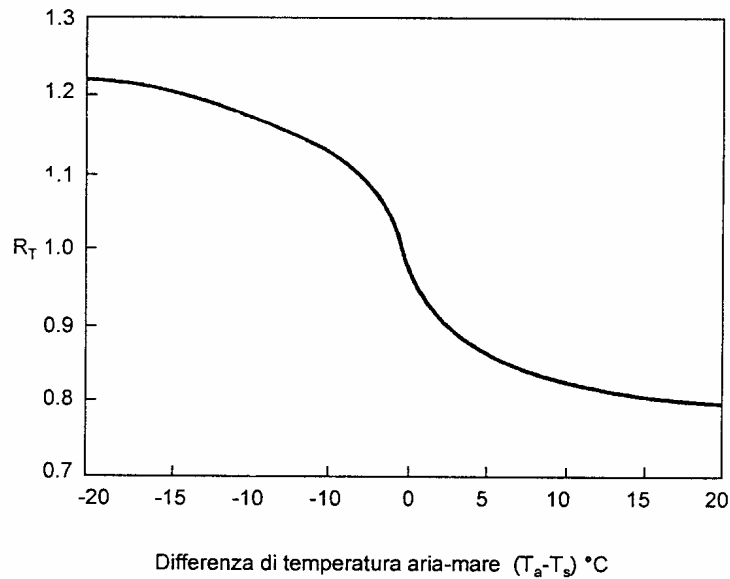


Figura 8.6. Andamento del coefficiente correttivo  $R_T$ .

#### 8.4.3. Variazioni della velocità del vento dovute alla localizzazione a terra dell'anemometro

Quando i dati di vento vengono rilevati da un anemometro posto a terra, volendoli utilizzare ai fini della previsione del moto ondoso, risulta necessario correggere tali misure per tenere conto del fatto che il vento a terra e, quindi, in corrispondenza dell'anemometro, incontra una maggiore resistenza di quella che incontra sul mare. Pertanto la relazione che lega la velocità a 10m s.l.m.m. con quella misurata a 10 m sulla terra ferma è data dalla seguente espressione:

$$U(10) = R_L U_{terra}(10) \quad (8.12)$$

in cui il coefficiente correttivo  $R_L$  viene fornito in funzione della velocità del vento rilevata a terra (vedere Figura 8.7).

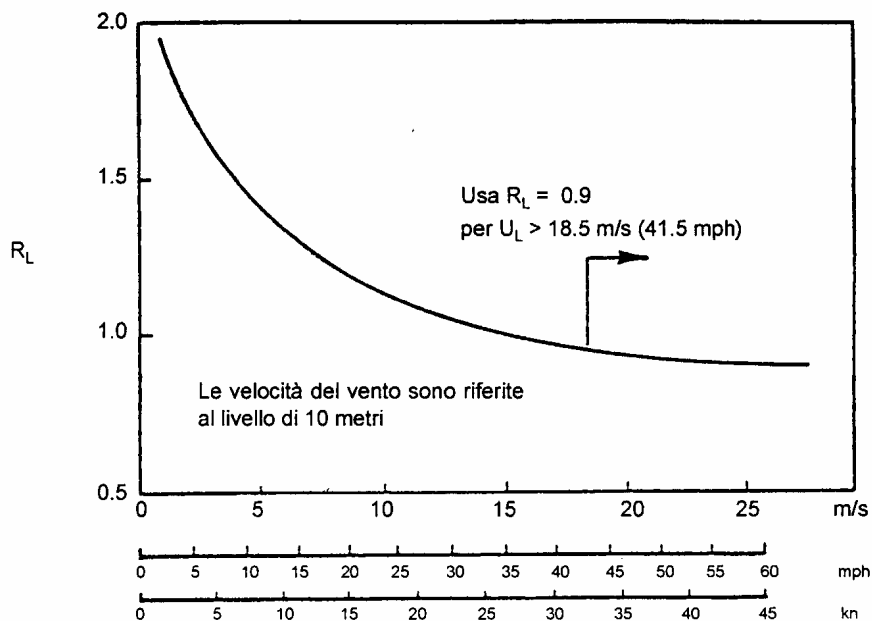


Figura 8.7. Andamento del coefficiente correttivo  $R_L$  relativo alla localizzazione a terra di un anemometro.

Appare evidente che nel caso in cui l'anemometro fosse localizzato in prossimità del mare, tale aggiustamento può essere evitato.

#### 8.5. Reperimento dati anemometrici

La conoscenza del regime dei venti in un determinato paraggio è premessa indispensabile per una corretta determinazione del clima marino. Appare dunque importante poter disporre di informazioni affidabili. Fortunatamente le informazioni disponibili sui venti sono molto numerose. Tra queste è possibile distinguere:

- i) le registrazioni del vento in continuo alle stazioni di terra;
- ii) le analisi sinottiche del tempo, contenute nei bollettini meteorologici;
- iii) le informazioni sui venti fornite dalle navi in mare aperto (stime grossolane).

Gli Enti che si occupano di meteorologia e che raccolgono dati (con affidabile continuità) sono:

- il Servizio Meteorologico dell'Aeronautica Militare (Ispettorato Telecomunicazioni e Assistenza al Volo - ITAV, P.zza Archivi, Roma EUR);
- l'Istituto Idrografico della Marina Militare (Genova, Ponte dei Mille, 1).

In particolare, il Servizio Meteorologico dell'A.M. acquisisce i dati di vento in superficie e in quota attraverso una rete di circa 150 stazioni dislocate sul territorio nazionale. L'Istituto Idrografico della Marina Militare acquisisce i dati di vento attraverso un numero ristrettissimo di stazioni costiere orientate verso i rilievi meteomarinari. Il Servizio Meteorologico dell'A.M. acquisisce i dati di vento continuamente nelle 24 ore, emettendo i bollettini triorari SYNOP e bollettini orari ridotti (METAR): I SYNOP per le stazioni principali (~50) sono otto al giorno e precisamente alle ore: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 TMG.

I dati principali dei SYNOP sono:

- nuvolosità;
- visibilità;
- pressione atmosferica;
- temperatura dell'aria;
- vento (direzione e intensità, presentati come valori medi riferiti all'intervallo di 10 min. precedente l'ora di effettiva osservazione).

#### 8.6. *Fetch* geografico e *fetch* efficace

Per ricavare le caratteristiche del moto ondoso per via indiretta, ossia a partire dalle informazioni meteorologiche, piuttosto che da dati ondametrici rilevati in situ, è necessario:

- a) stimare la direzione e la velocità media del vento in superficie;
- b) definire un *fetch* (area di perturbazione), sul quale il vento possa ragionevolmente ritenersi costante in velocità e direzione, e misurarne l'estensione (vedere schema di Figura 8.8);
- c) stimare la durata del vento sul *fetch*.

La direzione del vento, ove non fosse immediatamente disponibile dai dati acquisiti, può ricavarsi indirettamente dalle carte sinottiche. Infatti il vento sul mare forma con la direzione delle isobare un angolo di circa 10° verso le pressioni più basse.

Per quanto concerne la velocità, essa si ricava dalle registrazioni, tenendo conto delle opportune trasformazioni necessarie a ricondursi alla quota di 10m s.l.m.

Per quanto riguarda la stima del *fetch*, che è definito come la regione di mare in cui la velocità del vento e la sua direzione risultano costanti, rappresenta la misura della zona di generazione e propagazione del moto ondoso. La sua determinazione, tuttavia, ancorché necessaria, costituisce l'elemento più soggettivo della stima della perturbazione ondosa.

Il *fetch* è caratterizzato da una lunghezza e da una larghezza: gli effetti della larghezza del *fetch* in un'area di generazione del moto ondoso possono essere trascurati nel caso di oceani, per i quali la larghezza e la lunghezza hanno dimensioni simili; nel caso di mari chiusi (come per

esempio il Mediterraneo) il *fetch* risulta limitato dalla terra che circonda il corpo d'acqua; e in genere la sua lunghezza risulta predominante rispetto la larghezza.



Figura 8.8. Schema di area di perturbazione e definizione di *fetch*.

Per quanto concerne la lunghezza del *fetch* occorre introdurre alcune precisazioni ulteriori: fotografie aeree di treni d'onda e varie osservazioni visuali e strumentali hanno dimostrato che onde di notevole altezza si propagano non solo nella direzione del vento ma anche in direzioni prossime a questa.

La variabilità della direzione di propagazione del moto ondoso rispetto alla direzione del vento è una caratteristica sia delle onde che si muovono nell'area di generazione, sia di quelle che si propagano al di fuori di tale area. Questo è dovuto al fatto che il vento trasmette energia alla superficie del mare, non solo secondo la sua direzione ma anche secondo le direzioni vicine: perciò, le caratteristiche delle onde che si rilevano in un determinato punto, posto alla fine del *fetch*, dipendono, come si usa dire, sia dalle componenti spettrali generate nella direzione del vento, sia da quelle generate in direzioni che formano un certo angolo con la direzione del vento. Pertanto le onde osservate nel punto in esame sono il risultato di tutte queste componenti.

Per la previsione delle caratteristiche del moto ondoso, dunque, ha importanza non solo la lunghezza del *fetch* secondo la direzione del vento, ma anche quella secondo direzioni a questa vicine; questo porta a distinguere tra il *fetch* geografico (distanza costa-costa) ed il *fetch* effettivo che deve tenere conto anche delle lunghezze di *fetch* vicine.

*Saville* (1954) tiene conto di quanto detto in precedenza, introducendo il concetto dell'effetto della limitata larghezza del *fetch* sullo sviluppo delle onde. Supposta rettangolare l'area di generazione delle onde (vedere Figura 8.9), di lunghezza  $\bar{F}$  e larghezza  $b$ , il punto  $A$ , posto al termine del *fetch*, riceve energia da tutte le direzioni comprese nel settore di apertura angolare complessiva  $2\alpha$  (apertura angolare uguale ad  $\alpha$  da entrambi i lati della direzione del vento  $OA$ ). Per il calcolo delle caratteristiche del moto ondoso in  $A$ , il suddetto settore viene suddiviso in tanti settori parziali di uguale apertura angolare (pari ad esempio a  $5^\circ$ ). Se come in Figura 8.9 la larghezza  $b$  di *fetch* è limitata, la lunghezza di *fetch*, su cui viaggiano le onde con un angolo maggiore di  $\bar{\alpha}$ , deve essere ridotta e le grandezze caratteristiche delle onde che giungono in  $A$  dalle direzioni che formano con quella del vento un angolo maggiore di  $\bar{\alpha}$ , sono minori di quelle che si avrebbero se la larghezza del *fetch* fosse illimitata, come in genere si può ritenere, ai fini del calcolo, negli oceani.

Per la determinazione della effettiva lunghezza di *fetch*, ai fini del calcolo delle caratteristiche del moto ondoso, *Saville* fa diverse ipotesi, sia sul valore dell'angolo fino al quale il vento è in grado di trasmettere energia, sia sulle aliquote di energia trasmesse dal vento a settori di uguale ampiezza angolare. Fra tutte queste ipotesi, quelle più valide, secondo *Saville* e secondo successivi studi sia teorici che sperimentali sono le seguenti:

- 1) il vento trasferisce energia sulla superficie del mare secondo tutte le direzioni che formano con quella del vento un angolo  $\alpha \leq \pm 90^\circ$ .

- 2) le aliquote di energia trasmesse dal vento secondo le varie direzioni sono proporzionali al quadrato del coseno dell'angolo  $\alpha_i$  che le direzioni stesse formano con quella del vento.

Suddiviso allora il settore complessivo di ampiezza  $90^\circ$ , comprendente tutte le direzioni secondo cui provengono in  $A$  le componenti del moto ondoso, in settori parziali di uguale ampiezza e detta  $F_i$  la generica lunghezza del *fetch* proiettata nella direzione del vento, la lunghezza di *fetch* effettivo è data dalla relazione:

$$F_{eff} = \frac{\sum F_i \cos^2 \alpha_i}{\sum \cos^2 \alpha_i} \quad (8.11)$$

Essendo  $F_i = F \cos \alpha_i$ , con  $F$  lunghezza de *fetch* geografico secondo la generica direzione, dalla precedente si ricava anche:

$$F_{eff} = \frac{\sum F \cos^3 \alpha_i}{\sum \cos^2 \alpha_i} \quad (8.12)$$

La limitazione della larghezza del *fetch* risulta molto importante nel caso di bacini interni di limitata estensione o di mari chiusi, come il mar Mediterraneo.

Si fa presente che per aree di *fetch* di forma rettangolare, la (8.12) conduce sempre a valori di  $F_{eff} \leq \bar{F}$ , cioè ad una riduzione della lunghezza del *fetch* geografico. Ma ciò non sempre accade per superfici d'acqua di forma qualsiasi, alle quali è estendibile l'applicazione della (8.12), come aveva intuito *Saville* e come hanno dimostrato alcune successive prove sperimentali.

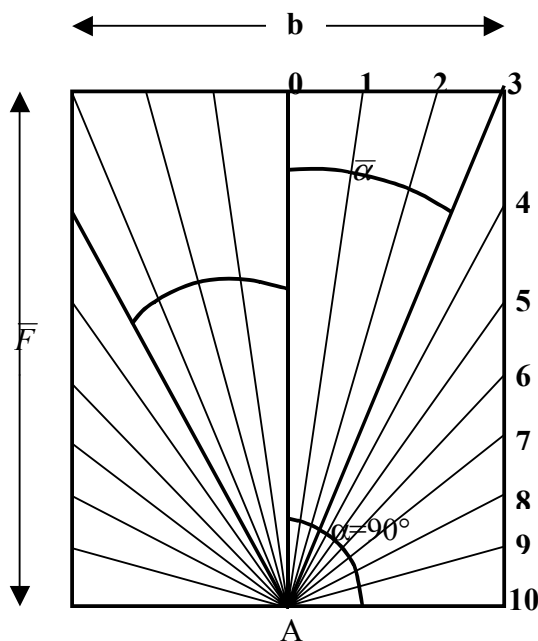


Figura 8.9. Schema per il calcolo del *fetch* efficace.

*Esempio: calcolo del fetch per il paraggio di Punta Licosa (Sa)*

L'analisi del *fetch* di Punta Licosa è stata effettuata utilizzando la carta del *Mar Mediterraneo Bacino Occidentale* scala 1:2.250.000, pubblicata dall'Istituto Idrografico della Marina (Genova, 1996). Su tale carta il paraggio di Punta Licosa risulta individuato dalle coordinate  $40^\circ 31' N$ ;  $14^\circ 48'$ .

Il settore di traversia geografico scelto per effettuare lo studio è quello che va da  $127^\circ$  a  $307^\circ$  per un'ampiezza di  $180^\circ$ . Tale scelta è stata effettuata tenendo conto che un'ampiezza maggiore avrebbe comportato ulteriori lunghezze di *fetch*, ma comunque di modesta entità e quindi inutili al fine della ricostruzione del clima marino.

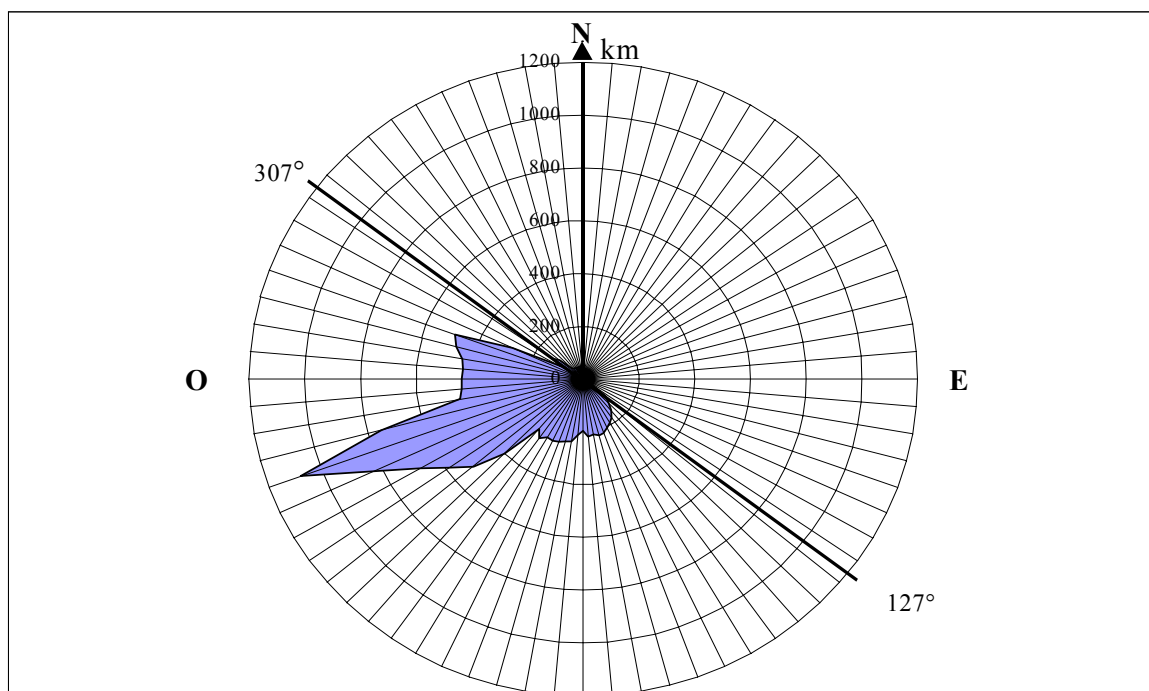


Figura 8.10. Rappresentazione del *fetch* geografico relativo al paraggio di Punta Licosa (Sa).

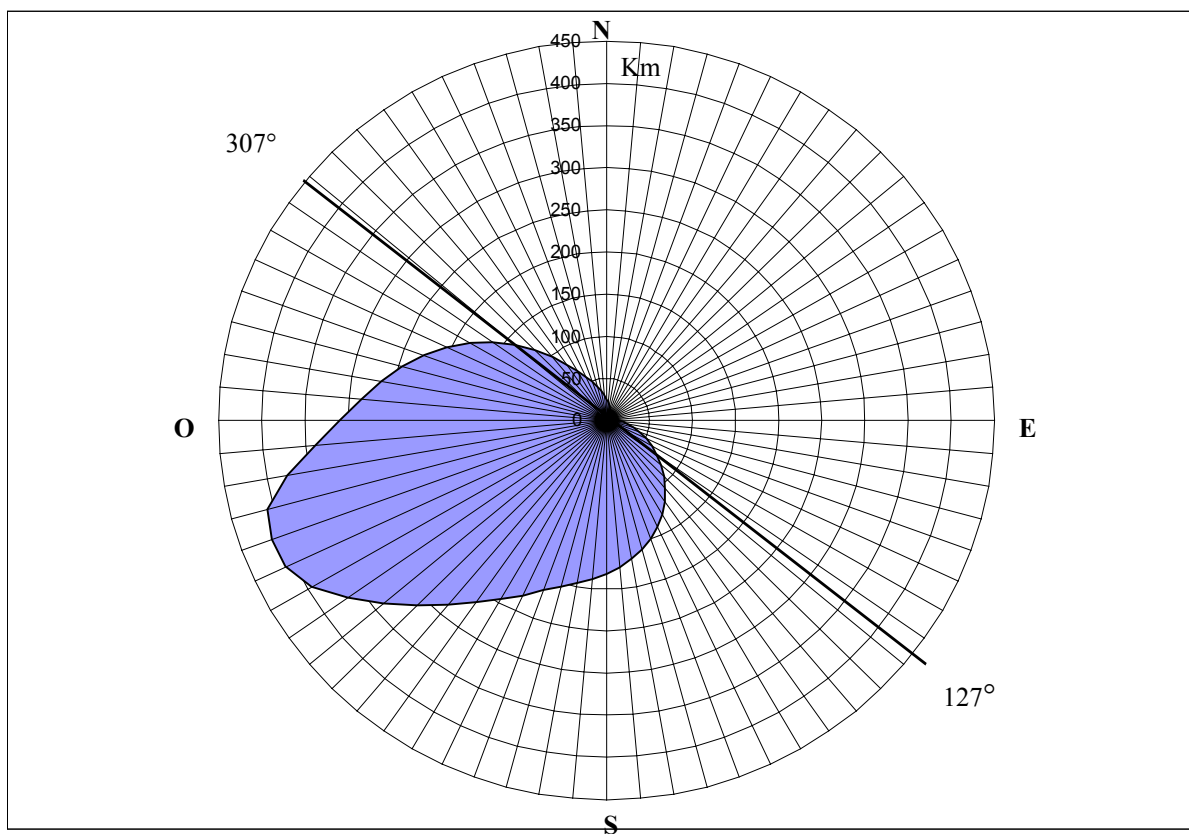


Figura 8.11. Andamento grafico del *fetch* effettivo per il paraggio di Punta Licosa (Sa).

Il calcolo del *fetch* è consistito in due differenti fasi: dapprima si è calcolato il *fetch* geografico (Figura 8.10); successivamente si è proceduto al calcolo del *fetch* effettivo (Figura 8.11).

Il *fetch* geografico è stato calcolato misurando le distanze “coast to coast” partendo dalla direzione Nord e procedendo in senso orario ad intervalli di 5°.

A Sud e Sud-Ovest di Punta Licoso il *fetch* geografico risulta limitato dalle coste siciliane ed africane, ad Ovest e Nord-Ovest dalla Sardegna e dalla Corsica.

Come si evince dal confronto tra le Figure 8.10 e 8.11, mentre il *fetch* geografico risulta pressoché nullo al di fuori del settore di traversia 127°-307°, il *fetch* effettivo risulta diverso da zero per il range angolare compreso tra le direzioni 0°-360°; questo tiene conto del fatto che il vento trasmette energia al mare, e quindi genera onde, anche quando soffia esternamente al settore di traversia geografico.