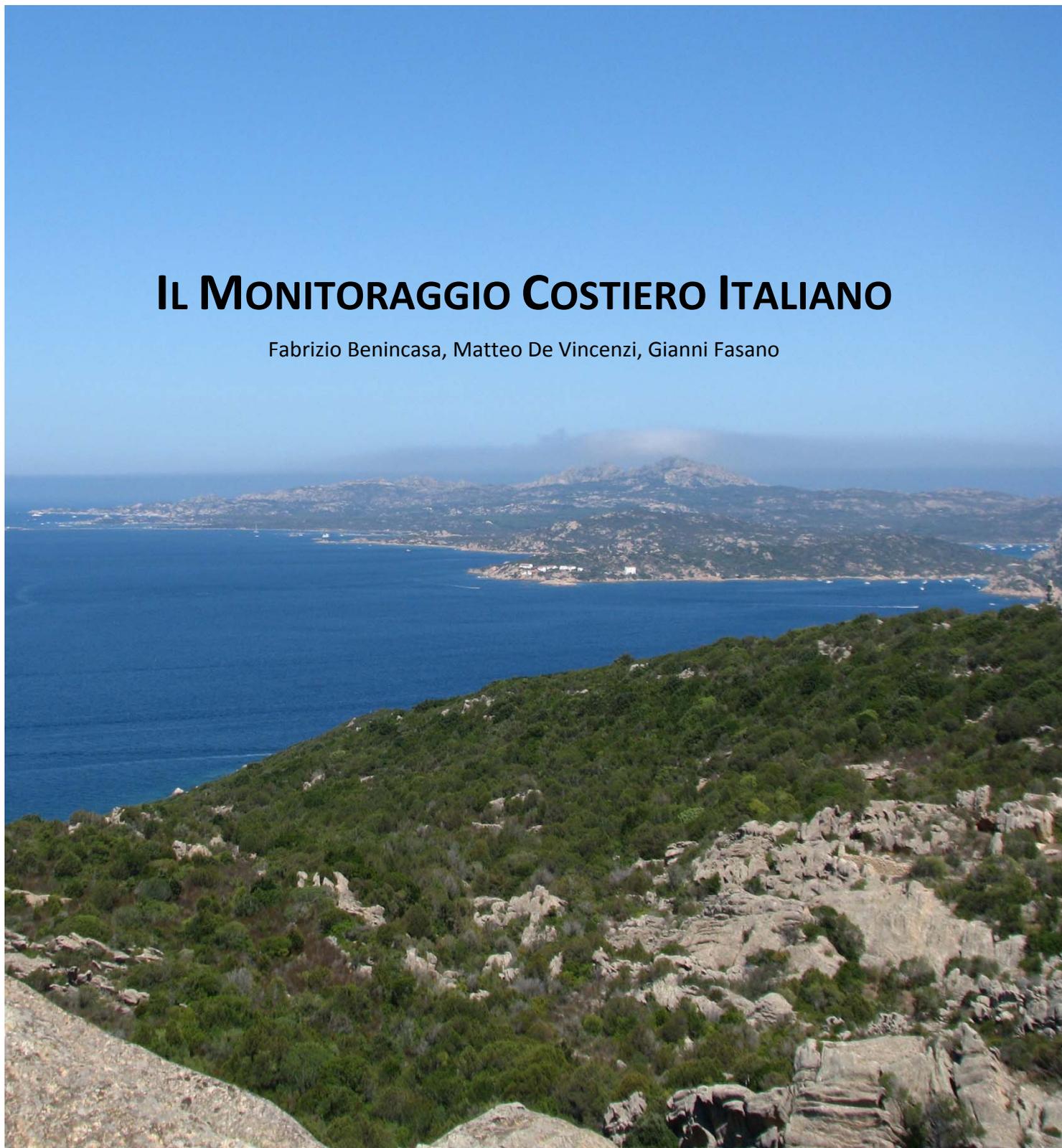




Consiglio Nazionale delle Ricerche
ISTITUTO DI BIOMETEOROLOGIA

IL MONITORAGGIO COSTIERO ITALIANO

Fabrizio Benincasa, Matteo De Vincenzi, Gianni Fasano



FONDAZIONE LEM

Livorno

Anno Scolastico 2015-2016

LEZIONI FONDAZIONE LEM

IL MONITORAGGIO COSTIERO ITALIANO

Fabrizio Benincasa, Matteo De Vincenzi, Gianni Fasano

Anno scolastico 2015/16

INDICE

| | | |
|--|----------------------------------|---------------|
| Il monitoraggio dell'ambiente costiero italiano | | pag. 3 |
| Il monitoraggio ambientale: concetti generali | | 3 |
| Il monitoraggio costiero | | 6 |
| I parametri rilevabili a terra | | 7 |
| I parametri rilevabili nell'acqua marina | | 17 |
| Metodi di misura e strumenti per il monitoraggio delle principali grandezze ambientali costiere, misurabili a terra | | 27 |
| 1 | Temperatura | 27 |
| 1.1 | Sensori | 27 |
| 1.1.1 | Termocoppie | 27 |
| 1.1.2 | Termoresistenze | 29 |
| 1.1.3 | Termistori | 29 |
| 1.1.4 | Termistori linearizzati | 30 |
| 1.1.5 | Sensori integrati | 30 |
| 1.1.6 | Sensori radiometrici | 30 |
| 1.2 | Temperatura dell'aria | 32 |
| 2 | Pressione atmosferica | 33 |
| 2.1 | Sensori | 33 |
| 2.1.1 | Trasduttori capacitivi | 34 |
| 2.1.2 | Trasduttori induttivi | 34 |
| 2.1.3 | Trasduttori potenziometrici | 34 |
| 2.1.4 | Trasduttori piezoresistivi | 34 |
| 3 | Vento | 35 |
| 3.1 | Intensità del vento | 35 |
| 3.1.1 | Anemometri a coppe | 36 |
| 3.1.2 | Anemometri ad elica | 37 |
| 3.1.3 | Anemometri a filo caldo | 37 |
| 3.1.4 | Anemometri a campo termico | 38 |
| 3.1.5 | Anemometri sonici | 39 |
| 3.2 | Direzione del vento | 40 |
| 4 | Umidità dell'aria | 41 |
| 4.1 | Sensori | 42 |
| 4.1.1 | Sensori igrometrici | 42 |
| 4.1.2 | Sensori psicrometrici | 43 |
| 4.1.3 | Sensori a temperatura di rugiada | 46 |
| 5 | Misura delle nubi | 46 |
| 6 | Misura della nebbia | 48 |
| 7 | Misura delle precipitazioni | 49 |
| 7.1 | La pioggia | 50 |
| 7.1.1 | Misura della quantità | 50 |
| 7.1.2 | Misura dell'intensità | 51 |
| 7.1.3 | Misura dell'energia | 52 |
| 7.1.4 | Misura della qualità | 52 |
| 7.2 | La neve, la grandine | 53 |
| 7.3 | La rugiada, la brina | 55 |
| 8 | Radiazione solare | 55 |
| 8.1 | Radiazione globale | 56 |
| 8.2 | Radiazione diffusa | 57 |
| 8.3 | Radiazione riflessa | 58 |

| | | |
|-----|--------------------|----|
| 8.4 | Radiazione diretta | 58 |
| 8.5 | Radiazione netta | 59 |
| 8.6 | Eliofania | 59 |

Metodi di misura e strumenti per il monitoraggio delle principali grandezze ambientali costiere, misurabili in acqua marina

| | | |
|------|--|-----------|
| | | 61 |
| 1 | Campioni d'acqua | 61 |
| 2 | Misure di salinità | 62 |
| 3 | Misure di conduttività | 63 |
| 4 | Misure di acidità | 66 |
| 5 | Misure di potenziale di ossido-riduzione | 67 |
| 6 | Misure di ossigeno disciolto | 68 |
| 7 | Misure di temperatura | 69 |
| 8 | Misure di radiazione solare | 71 |
| 9 | Misure di corrente | 72 |
| 9.1 | Misure di corrente con il metodo lagrangiano | 72 |
| 9.2 | Misure di corrente con il metodo euleriano | 75 |
| 10 | Misure batimetriche | 77 |
| 11 | Telerilevamento | 79 |
| 11.1 | Telerilevamento dei corpi idrici | 81 |
| 11.2 | Sensori remoti per misure oceanologiche | 83 |

Appendici

| | | |
|------|--|----|
| I) | Caratteristiche metrologiche e di impiego di uno strumento | 85 |
| 1 | Caratteristiche metrologiche | 85 |
| 1.1 | Soglia o Valore di inizio scala o Zero | 85 |
| 1.2 | Portata o Valore di fondo scala o Span | 85 |
| 1.3 | Gamma di misura o Range | 86 |
| 1.4 | Linearità | 86 |
| 1.5 | Isteresi | 87 |
| 1.6 | Sensibilità | 88 |
| 1.7 | Risoluzione - Errore di quantizzazione | 88 |
| 1.8 | Prontezza o Tempo di risposta - Costante di tempo | 89 |
| 1.9 | Stabilità – Deriva | 90 |
| 1.10 | Precisione – Classe di precisione | 90 |
| 1.11 | Accuratezza | 92 |
| 1.12 | Fedeltà o Ripetitività | 93 |
| 2 | Caratteristiche di impiego | 93 |
| 2.1 | Temperatura di immagazzinamento | 94 |
| 2.2 | Temperatura di impiego o di funzionamento | 94 |
| 2.3 | Coefficiente di temperatura | 94 |
| 2.4 | Impedenza di ingresso e Impedenza di uscita | 94 |
| 2.5 | Affidabilità | 95 |
| 2.6 | Tempo medio fra guasti (MTBF) | 96 |
| 2.7 | Disponibilità di un apparato | 97 |
| II) | Lo spettro della radiazione solare | 99 |

Bibliografia

103

IL MONITORAGGIO DELL'AMBIENTE COSTIERO ITALIANO

Il monitoraggio ambientale: concetti generali

Prima di parlare del monitoraggio delle coste, con particolare riferimento a quelle italiane, dobbiamo definire, in senso stretto, alcune parole e alcuni concetti.

La prima parola da definire è Monitoraggio: parola ormai tra le più usate, ma spesso a sproposito.

Monitoraggio: controllo sistematico dell'andamento spazio-temporale di un fenomeno (dal latino monitore derivato di monere: rammentare, ammonire).

Il termine, discendendo dal verbo ammonire, ha in sé il concetto di avvertimento: avvertire con autorità, imponendo il rispetto di regole e di atteggiamenti corretti.

Allora chi è preposto al monitoraggio ambientale, laddove le cose assumono derive pericolose, deve essere pronto ad ammonire chi queste derive provoca o favorisce.

Analizziamo adesso il seguente sillogismo:

le risorse si sfruttano, l'Ambiente è una risorsa, l'Ambiente si sfrutta!

Se questo, in riferimento a certe situazioni, è accettabile, non lo è, certamente, in tutte le situazioni. Chi fa perdere generalità al sillogismo è il verbo sfruttare che va sostituito con il verbo utilizzare. Lo *sfruttamento* è l'utilizzo estremo che porta all'annullamento del bene. Diverso è l'*uso*, ovvero l'utilizzo che prevede il mantenimento del bene.

Si sfrutta una miniera: si estrae il minerale fino al suo esaurimento e poi si abbandona la miniera. Non si può sfruttare una spiaggia: la spiaggia si usa, ovvero la si utilizza mantenendone inalterate le caratteristiche e la funzionalità. Si capisce allora che l'uso ha in sé il concetto di manutenzione, ovvero l'azione che si compie, contemporaneamente all'uso, per conservare inalterate le caratteristiche e la funzionalità del bene. Qui ritorna, allora, il Monitoraggio: controllo sistematico dell'andamento spazio-temporale, con conseguente ammonimento, ammonizione e auspicabile sanzione (disciplinare, amministrativa, penale).

Abbiamo accennato al monitoraggio in termini filologici, vediamo, adesso, in termini tecnologici. Spesso si usano i verbi misurare e monitorare come sinonimi: è sbagliato! La misura di una grandezza ci dice il suo valore in un determinato istante, in un determinato luogo. Il monitoraggio, della stessa grandezza, ci indica la sua evoluzione nel tempo e nello spazio. Nella misura l'informazione si trae dal valore della grandezza, nel monitoraggio dalle variazioni del valore.

Misuriamo le condizioni meteorologiche: temperatura elevata (misura = 27 °C), cielo limpido (solo tre ottavi di cielo coperto), pressione elevata (misura = 1005 mbar): *esco senza ombrello.*

Monitoriamo le condizioni meteorologiche nell'ora che precede la nostra uscita: temperatura elevata (ma passa da 32 °C a 27 °C), cielo limpido (ma passa da zero a tre ottavi di cielo coperto), pressione elevata (ma passa da 1020 mbar a 1005 mbar): *forse prendo l'ombrello.*

Il medico misura la temperatura del paziente, $39\text{ }^{\circ}\text{C}$, e può dire solamente: *sta male*. Rimisurandola dopo un certo tempo (sa lui dopo quanto) misura $41\text{ }^{\circ}\text{C}$: *il paziente sta peggiorando*; oppure misura $37\text{ }^{\circ}\text{C}$: *il paziente sta migliorando*. È il monitoraggio, ovvero la sequenza temporale delle misure, che consente la previsione.

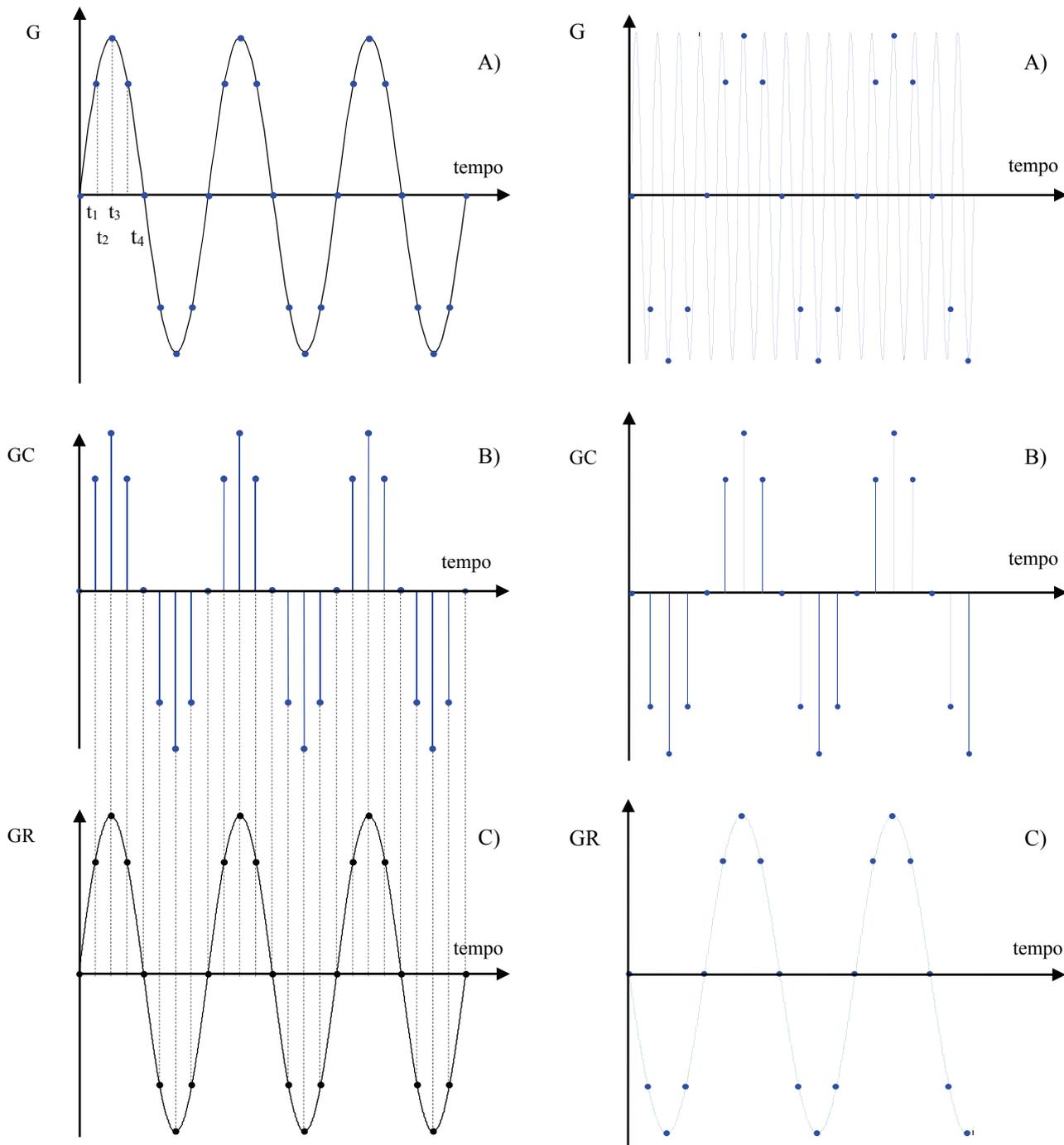


Figura 1 – A sinistra in A) l'andamento temporale di una grandezza G campionata negli istanti t_1, t_2, t_3, \dots **secondo il teorema del campionamento**. In B) i valori campionati. In C) la grandezza matematicamente ricostruita, tramite i valori campionati: **si osservi l'identità tra G e GR** .

A destra in A) l'andamento temporale di una grandezza G . In B) i valori campionati, **senza rispettare il teorema del campionamento**. In C) la grandezza matematicamente ricostruita, tramite i valori campionati: **GR non risulta uguale a G** .

Qui si pone un nuovo problema: *con quale cadenza temporale bisogna ripetere le misure per avere un monitoraggio significativo?* Nel caso del malato lo sa il medico, nel caso dell’Ambiente nessuno lo sa. I fenomeni ambientali possono essere estremamente rapidi (terremoti, cambiamento di direzione del vento, ecc.) o estremamente lenti (bradisismi, evaporazioni, ecc.). Fenomeni lenti possono, per concause, diventare estremamente rapidi (erosione di una costa rocciosa che si commuta in frana). Il monitoraggio ambientale richiede allora la registrazione continua dei fenomeni. La locuzione “registrazione continua” sembra sottintendere “senza soluzione di continuità”. Se ciò fosse, avremmo l’impossibilità di acquisire, immagazzinare e analizzare l’enorme mole di dati rilevati. Ci soccorre il Teorema di Campionamento¹, che consente di registrare con una scansione temporale predefinita, funzione della rapidità del fenomeno, solo alcuni valori della grandezza in esame e da questi ricostruire l’intero andamento temporale della grandezza stessa. Il mancato rispetto del succitato teorema può portare a risultati disastrosi. Quante volte, per ignoranza o per interesse, il tradimento si è consumato! Un disegno può chiarire il concetto senza ulteriori approfondimenti.

Nell’esempio in figura 1 il teorema del campionamento richiede che l’intervallo fra un campione e l’altro sia inferiore alla metà del periodo di oscillazione della grandezza G : a sinistra ciò è verificato a destra no.

Del *Monitoraggio*, inteso come *controllo sistematico dell’andamento spazio-temporale di una grandezza*, abbiamo accennato ai problemi legati all’andamento temporale, che condizionano la ripetizione, nel tempo, delle misure. Guardiamo ora i problemi legati all’andamento spaziale, che condizionano la distribuzione delle stazioni di misura. Sembrerebbe logico aspettarsi, da un aumento delle stazioni di misura, un migliore monitoraggio dell’Ambiente; ma aumentare le stazioni, come nel caso della scansione temporale, comporta l’aumento dei dati da gestire, l’aumento dei costi (sia di installazione sia di gestione), l’aumento degli interventi di manutenzione. Tutti questi aumenti, a meno che non siano giustificati da interessi particolari, possono essere evitati da una “cosciente” analisi sia dell’ambiente considerato sia delle grandezze implicate. Affrontiamo il problema in modo euristico, senza scomodare la matematica e la geostatistica.

Misuriamo la temperatura in un punto, nello stesso istante a quale distanza da questo dobbiamo misurare la temperatura per poter dire, senza tema di smentita, che stiamo monitorando correttamente quell’ambiente? Ogni misurazione porta con sé una incertezza, legata alla precisione² degli strumenti e alla accuratezza² della procedura; in quest’ultima possiamo includere la distanza fra misurando (cioè l’oggetto della misura) e strumento di misura.

È evidente che se vogliamo misurare la temperatura di un oggetto è bene che il termometro tocchi l’oggetto (a meno che non sia un termometro a raggi infrarossi, ma quanto segue vale per tutti gli strumenti e quindi anche per questi). In altre parole in punti distanti da quello di misura possiamo attribuire, alla grandezza monitorata, lo stesso valore misurato, con, però, una maggiore incertezza (la matematica e la metrologia ci indicano come calcolarla), figura 2. Quando l’allontanamento dal punto di misura produce una incertezza eccessiva sul dato (l’accettabilità dell’incertezza è legata all’uso che dobbiamo fare dei dati), dobbiamo, purtroppo, realizzare un nuovo punto di misura.

¹ Il teorema del campionamento è detto anche teorema di Shannon dal nome del suo autore (Claude Elwood Shannon 1916-2001). In una estrema sintesi, al limite della correttezza, possiamo dire che il tempo fra un campionamento e l’altro deve essere inferiore alla metà del periodo di variazione della grandezza.

² Usiamo queste due parole nel senso comune e non nel senso stretto che ad esse attribuisce la metrologia [vedi Appendice II].

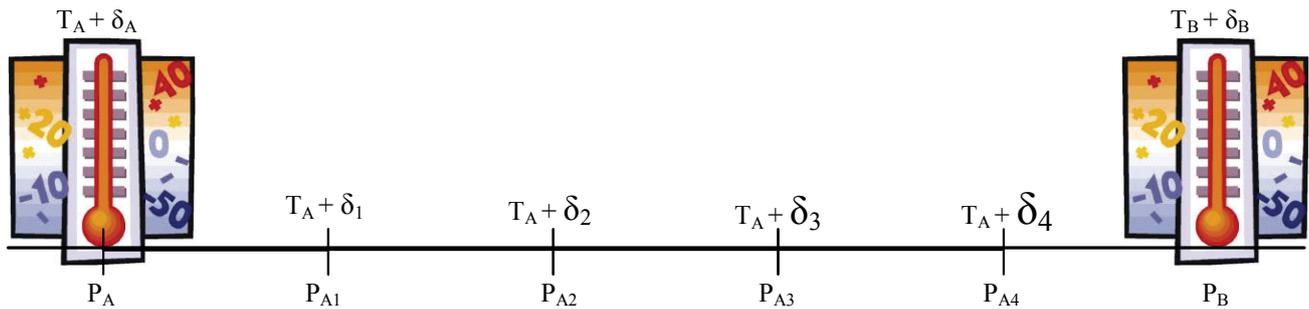


Figura 2 – Allontanandosi dal punto di misura, P_A , l'incertezza sulla temperatura T_A , originariamente δ_A , diventa sempre più grande ($\delta_1, \delta_2, \delta_3, \delta_4$); quando questa diventa eccessiva, per l'uso che faremo del dato, è necessario realizzare un nuovo punto di misura, P_B .

Ovviamente l'Ambiente, in questo contesto, è determinante: un conto è monitorare i parametri ambientali in una pianura desertica, sahariana o polare, che molto probabilmente si mantengono inalterati, in un certo istante, per chilometri, e un conto è monitorare gli stessi parametri in una regione collinare con boschi, colture agrarie, case, strade, ecc, in cui, nel giro di poche decine di metri alcuni parametri possono variare fortissimamente.

Quanto esemplificato vale per ogni grandezza fisica ambientale e quindi è su questi criteri che dobbiamo basarci per "spazializzare" le stazioni di monitoraggio.

Il monitoraggio costiero

Siamo così arrivati a parlare della specificità degli ambienti e quindi accenniamo ai problemi che pongono gli ambienti costieri. Il plurale non è casuale poiché non esiste un ambiente costiero ma ci sono vari tipi di coste: spiaggia sabbiosa, spiaggia rocciosa, falesia, costa antropizzata, ecc. Ciascuna tipologia ha commistioni con le altre e ha varianti in relazione sia all'interfaccia col mare (per esempio la rapidità con cui scende il fondale), sia all'interfaccia con l'entroterra (molto più articolato: porti, paesi, dune, boschi, monti, ecc.). Questa molteplicità di ambienti condiziona sia la scansione temporale delle grandezze e la spazializzazione delle stazioni di misura, sia quali grandezze misurare. Queste ultime sono condizionate anche dall'uso che viene fatto dei dati misurati.

Premesso che qualunque grandezza fisica e qualunque fenomeno, o processo, possono essere monitorati, ovvero osservati nella loro evoluzione temporale, parlando di Monitoraggio Costiero, nell'accezione più comune, si intende indicare il monitoraggio delle grandezze fisico-chimiche, atmosferiche, marine e terrestri, nel loro modificarsi nell'intorno della costa.

Così insieme al monitoraggio dei parametri classici della meteorologia, vengono rilevati anche dati riguardanti le correnti marine, il moto ondoso e la qualità chimico-biologica delle acque. I valori assunti da questi parametri, e il loro andamento temporale e spaziale, rappresentano la base conoscitiva indispensabile sia per la meteorologia previsionale (legata alla navigazione, alla pesca, alle attività portuali e a quelle turistiche), sia per la descrizione della qualità ambientale delle aree costiere (legata alla protezione del paesaggio, alla tutela di flora e fauna, e alle attività turistiche).

Nella descrizione delle coste, in relazione alle grandezze monitorate, possiamo allora distinguere due aspetti: quelli atmosferici che costituiscono la Climatologia costiera e quelli marini che costituiscono l'Oceanologia costiera. Si tratta, ovviamente, di una suddivisione assolutamente formale e di comodo poiché, nella realtà, fra le varie grandezze c'è un legame di causa ed effetto in un complesso intersecarsi di retroazioni.

Ciò che rende, nel bacino mediterraneo, le coste italiane particolarissime è il loro sviluppo lungo i meridiani. La costa tirrenica e quella adriatica, separate dalla catena appenninica, sono comprese, grosso modo, fra i paralleli da 44° 24' a 38° 7' (Genova - Reggio Calabria) la prima e fra i paralleli da 45° 40' a 39° 47' (Trieste - Leuca) la seconda. Questo forte sviluppo lungo i meridiani, con una chiusura del mare (poco profondo³) a oriente e un mare aperto (molto profondo⁴) a occidente, associato alla una marcata disuniformità della morfologia costiera, porta a condizioni meteo-climatiche, su meso e micro scala, assai differenziate, sia fra la costa tirrenica e quella adriatica, sia lungo una stessa costa.

In base ai dei protocolli, abbastanza consolidati internazionalmente, per la Climatologia costiera i rilevamenti vengono effettuati: a terra sulla costa e in mare sia a riva (di solito nei porti), sia a 500 m e a 3000 m dalla costa.

I parametri rilevabili a terra

Fra i parametri, rilevabili a terra, che possono indicare differenze climatologiche fra le coste italiane ricordiamo:

- *soleggiamento*,
- *pressione atmosferica*,
- *vento*,
- *precipitazioni*,
- *nuvolosità*,
- *umidità e temperatura dell'aria*.

Il *soleggiamento*⁵ delle coste è condizionato dalla disposizione della penisola il cui corpo è contenuto entro circa 3,5° di longitudine (distanza fra le coste) e fra i paralleli di 45,5° e 38°. Questa disposizione geografica porta, sulla costa adriatica e su quella tirrenica, a variazioni sia di inizio e fine del giorno, sia di durata del giorno.

Nella tabella 1 si indicano per tre paralleli (a nord, al centro e a sud della Penisola), nei giorni degli equinozi e dei solstizi, l'ora dei crepuscoli, la durata del giorno e la massima elevazione del Sole, in tre località della costa adriatica e nelle tre località, corrispondenti, della costa tirrenica.

In uno stesso giorno lo sfasamento temporale dei crepuscoli, lungo uno stesso parallelo, non altera la durata del giorno; questa è invece diversa nello stesso giorno su paralleli diversi, e durante l'anno sullo stesso parallelo. Si aggiunga, a ciò, la diversa morfologia della costa adriatica rispetto a quella tirrenica, e che per la prima il soleggiamento avviene prima sul mare e poi sulla terra, mentre avviene il contrario per la seconda. Tutto questo, inserito nella circolazione generale delle masse d'aria nel Mediterraneo, porta a condizioni termodinamiche, dell'atmosfera e dei mari, diverse sulle due coste e con queste a differenze in tutti i parametri climatici compreso il soleggiamento.

In figura 3 si riporta la mappa delle curve isoradiative medie annuali per le coste italiane. Si osservi che sulla costa tirrenica si ha, mediamente, un maggiore soleggiamento rispetto alla costa adriatica. Analogamente le due isole maggiori hanno le coste occidentali un po' più soleggiate delle coste orientali. Si può osservare, ancora, come il clima radiativo della Sardegna sia simile a quello toscano-laziale.

³ La profondità media dell'Adriatico è intorno ai 240 m, con un massimo di 1205 m.

⁴ La profondità media del Tirreno è intorno ai 1500 m, con un massimo di 3731 m.

⁵ Quantità di radiazione solare che raggiunge il suolo.

Tabella 1 – Crepuscoli e durata del giorno in tre località della costa adriatica e tre località, sugli stessi paralleli, della costa tirrenica.

| | latitudine | longitudine | località | alba* | tramonto* | durata* | h** |
|------------------------------|------------|-------------|---------------|-------|-----------|---------|-----|
| Solstizio d'inverno 22/12 | 44° | 12°34' | Rimini | 7.46 | 16.29 | 8.43 | 23° |
| | | 10°06' | Carrara | 7.56 | 16.39 | 8.43 | 23° |
| | 42° | 14°42' | Vasto | 7.31 | 16.28 | 8.57 | 25° |
| | | 11°48' | Civitavecchia | 7.42 | 16.39 | 8.57 | 25° |
| | 40° | 18°29' | Otranto | 7.09 | 16.19 | 9.10 | 27° |
| | | 15°38' | Sapri | 7.21 | 16.31 | 9.10 | 27° |
| Equinozi 21/3 23/9 | 44° | 12°34' | Rimini | 6.10 | 18.10 | 12.00 | 46° |
| | | 10°06' | Carrara | 6.20 | 18.20 | 12.00 | 46° |
| | 42° | 14°42' | Vasto | 6.01 | 18.01 | 12.00 | 48° |
| | | 11°48' | Civitavecchia | 6.13 | 18.13 | 12.00 | 48° |
| | 40° | 18°29' | Otranto | 5.46 | 17.46 | 12.00 | 50° |
| | | 15°38' | Sapri | 5.57 | 17.57 | 12.00 | 50° |
| Solstizio d'estate 21/6 | 44° | 12°34' | Rimini | 4.32 | 19.49 | 15.17 | 69° |
| | | 10°06' | Carrara | 4.42 | 19.59 | 15.17 | 69° |
| | 42° | 14°42' | Vasto | 4.31 | 19.34 | 15.03 | 71° |
| | | 11°48' | Civitavecchia | 4.42 | 19.45 | 15.03 | 71° |
| | 40° | 18°29' | Otranto | 4.22 | 19.12 | 14.50 | 73° |
| | | 15°38' | Sapri | 4.34 | 19.34 | 14.50 | 73° |

* ora solare espressa in ore e minuti;

** massima altezza del Sole.

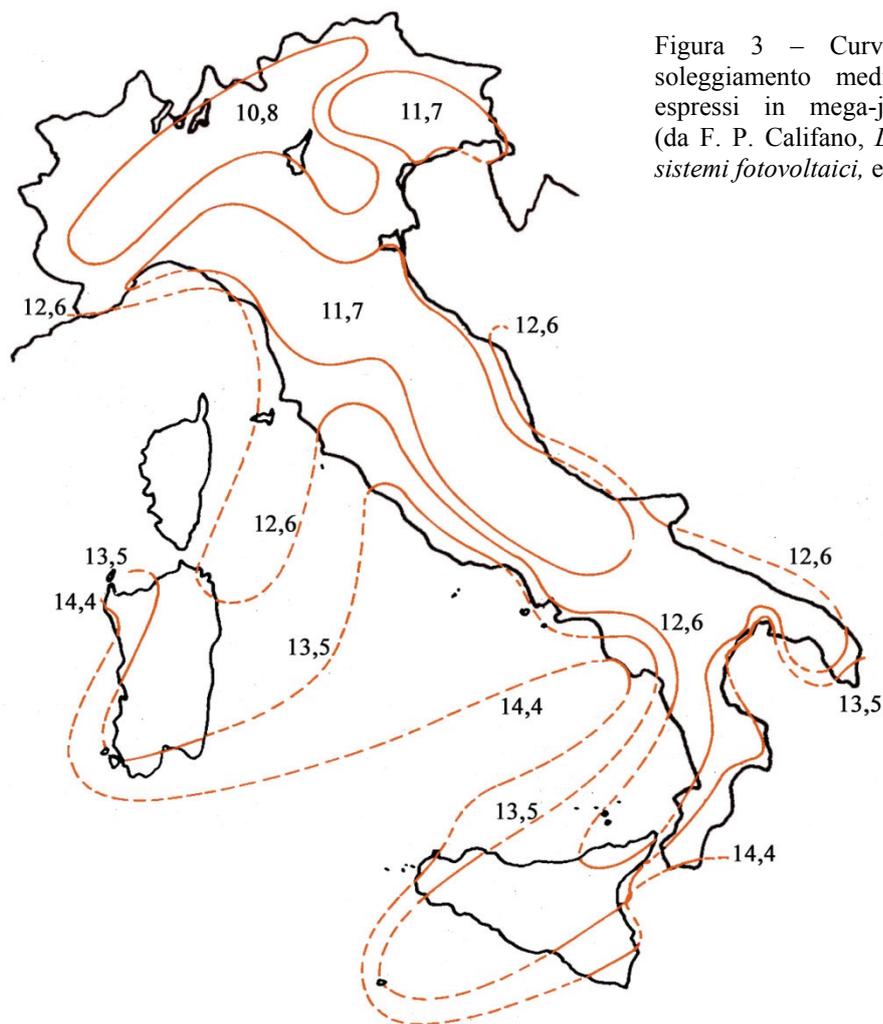


Figura 3 – Curve isoradiative del soleggiamento medio annuale; valori espressi in mega-joule m^{-2} giorno $^{-1}$ (da F. P. Califano, *La progettazione dei sistemi fotovoltaici*, ed. Liguori).

Le condizioni termiche generali del bacino Mediterraneo sono quelle che determinano la *pressione atmosferica*, dalla quale dipendono gli altri elementi meteorologici come i venti, la nuvolosità, le precipitazioni. Le catene montuose proteggono, specie il Mediterraneo occidentale, dai venti settentrionali, generalmente e notevolmente freddi, mentre sul bacino centrale e su quello orientale, per la mancanza di una barriera alle influenze africane, hanno libero corso i venti del sud, sensibilmente caldi.

D'inverno, la temperatura del mare si aggira intorno ai 13 °C sia in superficie sia negli strati profondi mentre sulle coste la temperatura dell'aria è contenuta tra 7 ÷ 8 °C a nord e tra 10 ÷ 12 °C a sud, per l'influenza di questi due fattori, la temperatura media dell'intero bacino è più alta di quella delle terre circostanti che si raffreddano ben più intensamente, ciò fa sì che esso divenga, d'inverno, una zona di basse pressioni relative. In gennaio, la situazione isobarica media, relativa all'Italia, è tale da produrre nel bacino centrale del Tirreno (gruppo insulare Sardo-Corso) dei minimi depressionari. Per l'esistenza di questa situazione e per il fatto che in tale stagione l'area di alta pressione oceanica delle Azzorre si ritira verso sud, i cicloni dell'Atlantico che pervengono sulle coste europee possono penetrare agevolmente nel Mediterraneo apportando precipitazioni e venti forti sulle zone costiere.

La situazione isobarica in primavera muta abbastanza significativamente in quanto le pressioni sono molto più livellate. In aprile, l'anticiclone delle Azzorre comincia ad elevarsi in latitudine e perciò le perturbazioni atlantiche non possono più giungere, a partire dal maggio, sul Mediterraneo. Viceversa l'anticiclone euro-asiatico, che durante l'inverno spinge frequentemente sul Mediterraneo propaggini di aria fredda, inizia a ritirarsi e perciò, per entrambe le ragioni, le piogge cominciano a scarseggiare.

D'estate la situazione isobarica media risulta molto differente da quella dei mesi precedenti, essendo più marcati gli effetti termici sul bacino orientale, a causa della maggiore estensione dei continenti circostanti sui quali si produce una situazione depressionaria. Il Mediterraneo, in estate, diviene dunque un'area anticiclonica.

In autunno inizia a formarsi la depressione del bacino occidentale, che si approfondisce ulteriormente nei mesi invernali. Intanto, a settembre l'anticiclone siberiano ricomincia ad estendersi verso l'occidente mentre prende a scadere in latitudine quello delle Azzorre, riaprendo così il varco alle depressioni e perturbazioni atlantiche: riappaiono perciò le piogge, dapprima più a nord e poi, man mano, anche a sud.

La situazione isobarica annua, media delle quattro precedenti, risulta complessivamente ben definita: la parte centrale del bacino figura come zona depressionaria, a contorno rotondeggiante, con valore intorno a 1014 mbar, e poco meno relativamente al bacino tirrenico. Sul Mar di Sardegna la pressione è contenuta tra 1014 e 1016 mbar, e così su tutto il bacino centrale a sud della Sicilia, lo Ionio, l'Adriatico; pressione alquanto più elevata (1016 mbar) si registra sull'Italia continentale.

Il *vento* è strettamente legato alle differenze di pressione atmosferica che si verificano da una zona all'altra, ovvero, per alcuni venti periodici (come le brezze) al diverso riscaldamento tra la terraferma e il mare. Il regime dei venti in Italia è piuttosto complesso, poiché agli effetti delle condizioni bariche si associano quelli dell'orografia. Tuttavia, nel suo complesso, l'Italia è sotto il dominio dei venti occidentali determinati, alle nostre latitudini, dalla circolazione generale dell'atmosfera. Per quanto riguarda le zone costiere, tenendo conto dell'influenza dell'orografia, si può giungere alla seguente distribuzione dei venti:

- *versante adriatico*: in inverno prevalgono i venti settentrionali e nord-orientali (bora, tramontana); in primavera i venti nord-occidentali; in estate ancora i venti nord-occidentali alternati a venti meridionali; in autunno i venti generalmente settentrionali;
- *versante tirrenico*: in inverno sono caratteristici i venti meridionali e occidentali; in primavera in genere i venti tra occidentali e nord-occidentali; in estate i venti nord-occidentali intervallati da periodi di calme o con brezze di terra e di mare; in autunno i venti meridionali o occidentali;
- *zone insulari*: prevalenza nelle diverse stagioni dei venti occidentali e meridionali.

Nella figura 4 si riportano le direzioni, le zone di influenza e l'andamento dei venti più caratteristici che spirano sull'Italia.

Non mancano, tuttavia, in Italia venti ben determinati e di qualche costanza che spirano su date zone o regioni in corrispondenza di particolari situazioni bariche, ovvero per il transito di ben definite perturbazioni atmosferiche. Tra questi ricordiamo:

- *tramontana*, tipico vento di nord-est apportatore per lo più di sereno e di aria secca, che interessa nei mesi invernali soprattutto l'Italia centrale (specie Toscana e Lazio);
- *bora*, vento discendente di nord-est, violento, freddo, che precipita dalle ultime propaggini delle Alpi orientali verso il golfo di Trieste dilagando poi sull'alto Adriatico (della bora si distinguono due tipi: *bora chiara* con cielo sereno, *bora scura* con nubi, pioggia e neve);
- *scirocco*, vento caldo e umido che si accompagna per lo più ai periodi piovosi autunnali e invernali (con lo spirare duraturo di questo vento si ha, quando si ingolfa nell'Adriatico, il fenomeno dell'*acqua alta* sulla Laguna Veneta);
- *libeccio*, vento violento meridionale che provoca le maggiori burrasche sul Tirreno e sulle coste sud-occidentali delle due isole maggiori;
- *mistral*, che dalla valle del Rodano scende freddo, asciutto, violento, sino alla Sardegna e talvolta sino alle coste toscane e laziali;
- *maestrale*, da non confondersi col mistral perché di diversa genesi, che nella stagione estiva spirava su tutta la costa tirrenica con la stessa direzione del mistral;
- *favonio*, vento occidentale forte, frequente sulla Penisola Salentina e sulla Basilicata, piuttosto caldo e umido nell'autunno e nell'inverno, mite nella primavera, caldo e asciutto nell'estate;
- *grecale*, vento forte di nord-est o est-nord-est del versante ionico che rende malsicuri i porti della Sicilia orientale, la maggior frequenza di questo vento è in gennaio e febbraio.

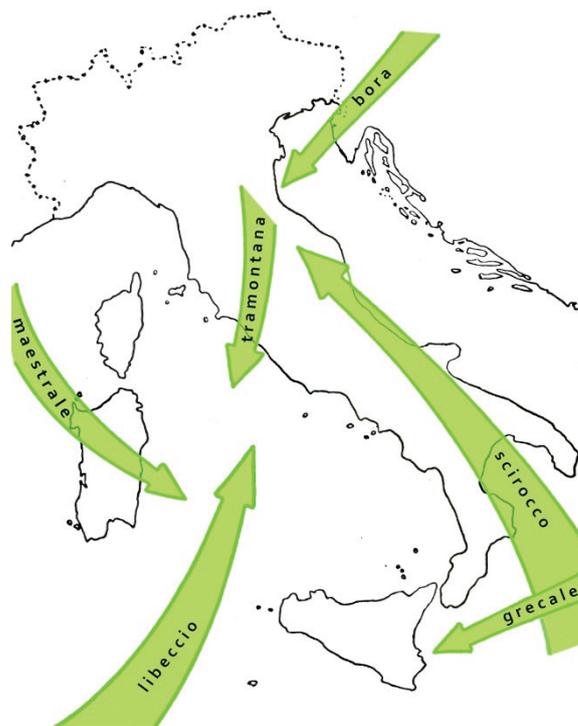


Figura 4 – Le direzioni, le zone di influenza e l'andamento dei venti più caratteristici che spirano sull'Italia (elaborazione da E. Bernacca *Il Clima d'Italia* Editrice La Scuola, Brescia).

I venti, che caratterizzano maggiormente le coste del nostro Paese, sono quelli di brezza che ovunque si fanno sentire soprattutto in primavera e in estate.

Il diverso riscaldamento della terra e del mare provoca, specie dove le coste sono basse e pianeggianti, una ristretta circolazione locale. Nelle giornate di calma atmosferica, in presenza di un forte soleggiamento, già prima del mezzogiorno, si ha il surriscaldamento della terraferma rispetto al mare. Questo squilibrio termico può innescare una corrente d'aria dal mare verso la terra, la cosiddetta *brezza di mare*. Viceversa intorno al tramonto la terraferma si raffredda più rapidamente del mare e ne consegue una corrente d'aria diretta verso il mare: *brezza di terra*.

Molto rilevante è l'influenza climatica della brezza di mare la quale, spirando sulla zona costiera nelle ore più calde del giorno attutisce gli effetti della calura e riduce le variazioni della temperatura dell'aria. Ove il retroterra sia pianeggiante, la brezza di mare può risultare ancora sensibile anche a 30 chilometri dalla costa. Le brezze di mare sono notevoli su tutti i litorali della Penisola Italiana, specie nel corso della stagione estiva. Uno sviluppo pressoché corrispondente hanno le brezze di terra, benché gli effetti siano meno avvertibili.

In sintesi la situazione dei venti stagionali, in relazione alle coste, e alle stagioni è quella indicata nella tabella 2.

Tabella 2 – Direzione prevalente del vento stagionale (al suolo) in alcune località costiere (da C. Mennella *Il Clima d'Italia*, ed. Fratelli Conte).

| Zone e versanti | Località | Inverno | Primavera | Estate | Autunno |
|---------------------------|-----------------|----------------|------------------|---------------|----------------|
| Versante Ligure | San Remo | N | NW | SW | NW |
| | Genova | N | NE | SE | N |
| | La Spezia | NW | W | SE | NW |
| Versante Tirreno - Jonico | Livorno | NE | W | W | NE |
| | Napoli | N | SW | SW | W |
| | Reggio Calabria | NE | N | NW | N |
| | Capo Colonne | W | W | NW | NW |
| Versante Adriatico | Lecce | NW | W | NW | NW |
| | Bari | W | W | NW | W |
| | Vieste | NW | W | NW | W |
| | Ancona | W | S | SE | SW |
| | Pesaro | NW | NE | E | W |
| | Venezia | N | E | SE | NE |
| Sardegna | Sassari | S | SW | W | SW |
| | Cagliari | NW | NW | W | NW |
| Sicilia | Palermo | SW | NW | NE | S |
| | Trapani | NE | NW | N | NE |
| | Agrigento | N | W | W | SW |
| | Siracusa | W | NW | NE | W |
| | Catania | NW | NE | E | NE |
| | Riposto | NW | SE | E | SE |
| | Messina | W | NW | N | W |

Le molte osservazioni, eseguite nelle stazioni pluviometriche, mostrano che in Italia le *precipitazioni* sono distribuite irregolarmente da regione a regione e da stagione a stagione. Sia la diversa topografia sia la diversa costituzione del terreno stanno alla base della variabilità delle precipitazioni.

In inverno i venti provenienti da ovest e da sud spostano masse d'aria umida che, giunte sulle coste tirreniche, iniziano a risalire gli Appennini scaricando, prevalentemente sotto forma di pioggia, la loro umidità. Le regioni più colpite sono la Liguria, l'alta Toscana e la Calabria.

In estate prendono consistenza masse d'aria, relativamente fredda, proveniente dall'Europa centrale; queste, scontrandosi con le Alpi, producono forti movimenti ascendenti e da qui le nubi e le piogge nelle zone alpine. Nello stesso periodo le correnti occidentali e meridionali si attenuano molto riducendo fortemente le piogge nel Mezzogiorno e nelle isole.

Le figure⁶ da 5 a 8 mostrano la distribuzione delle piogge nelle quattro stagioni; si può osservare che, in ogni periodo, le coste sono le zone meno piovose e che, in ogni caso, il versante tirrenico ha piogge più abbondanti di quello adriatico. In tabella 3 si riporta il numero medio dei giorni di pioggia in alcune località costiere italiane.

Sempre in relazione alle coste possiamo osservare che sul versante ligure si ha il minimo delle piogge in estate e i massimi in primavera e in autunno.

Sulla costa tirrenica settentrionale e centrale si ha un andamento simile alla costa ligure ma con un minimo attenuato a fine inverno e un massimo attenuato in primavera. Proseguendo verso sud il minimo invernale e il massimo primaverile scompaiono e si manifestano, principalmente in Calabria, un massimo invernale e un minimo prolungato in estate.

Regime analogo a quello calabro, ma con quantitativi di pioggia più modesti, si registra in Sicilia.

La Sardegna in massima parte ha un regime analogo alla costa tirrenica settentrionale, ma con settori, specie nelle zone orientali, con caratteri che ricordano la Sicilia.

⁶ Le figure da 5 a 8 sono tratte da: E. Bernacca, *Che tempo farà*, ed. Mondadori.

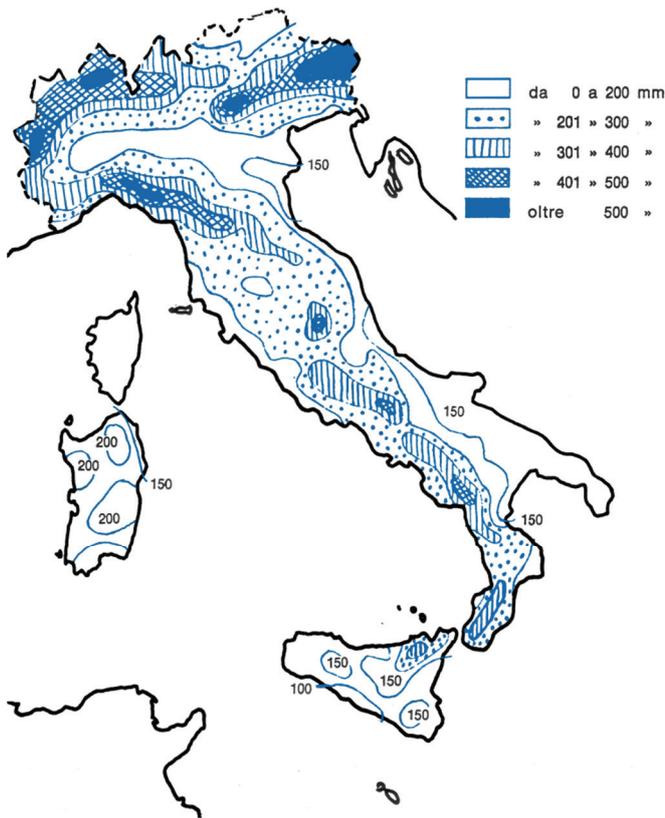


Figura 5 – Distribuzione delle piogge in primavera.



Figura 6 – Distribuzione delle piogge in estate.

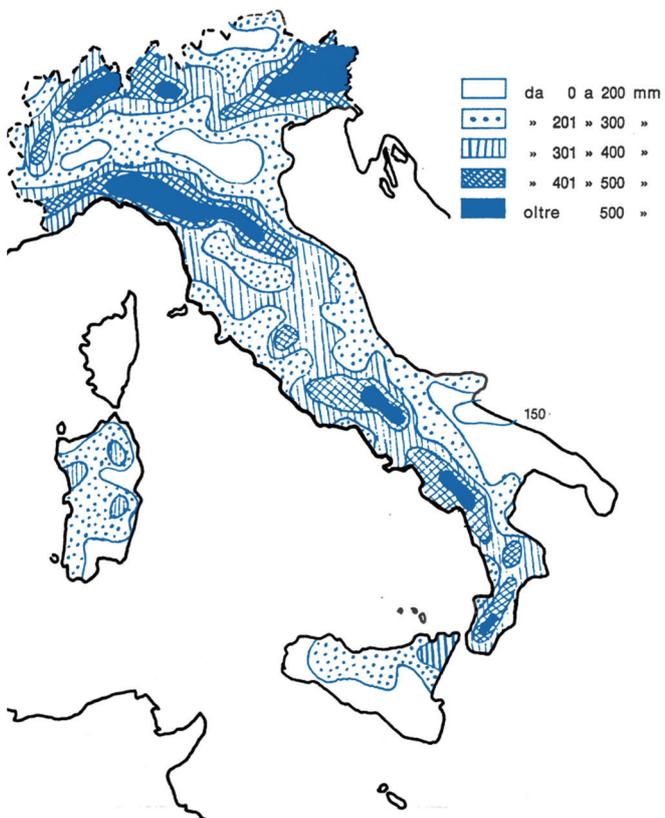


Figura 7 – Distribuzione delle piogge in autunno.

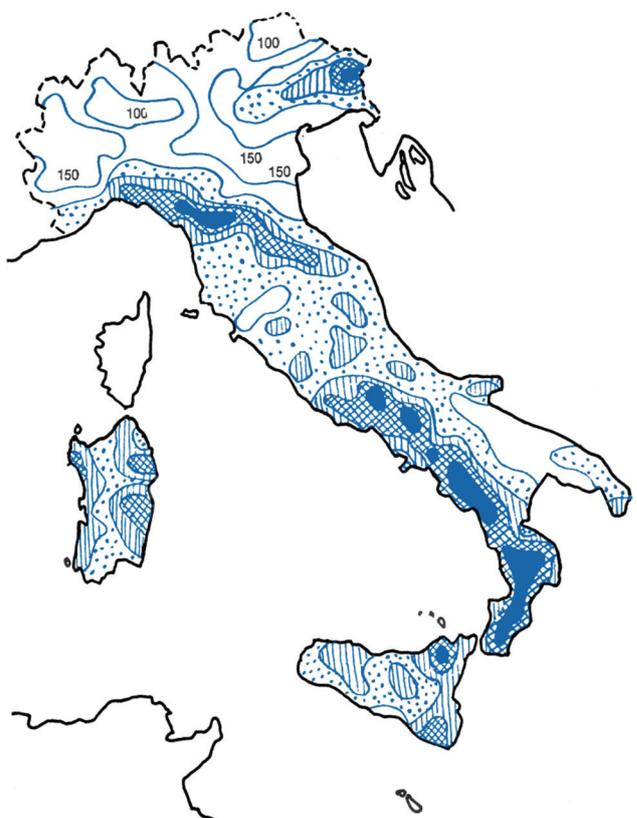


Figura 8 – Distribuzione delle piogge in inverno.

Tabella 3 – Numero medio di giorni con pioggia (elaborazione da E. Bernacca, *Che tempo farà*, ed. Mondadori).

| Zone e versanti | Località | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giu. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. | Anno |
|--------------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Versante Ligure | San Remo | 5 | 6 | 6 | 6 | 6 | 4 | 2 | 2 | 4 | 8 | 7 | 5 | 61 |
| | Genova | 9 | 9 | 11 | 12 | 12 | 9 | 6 | 6 | 9 | 13 | 12 | 11 | 119 |
| Versante Tirrenico | Livorno | 10 | 9 | 11 | 10 | 9 | 6 | 3 | 4 | 7 | 13 | 12 | 12 | 106 |
| | Napoli | 12 | 11 | 12 | 12 | 9 | 6 | 3 | 3 | 7 | 12 | 13 | 14 | 114 |
| Versante Adriatico | Bari | 12 | 11 | 10 | 11 | 8 | 5 | 3 | 4 | 6 | 10 | 11 | 13 | 104 |
| | Pescara | 8 | 6 | 6 | 6 | 6 | 4 | 3 | 4 | 7 | 9 | 8 | 7 | 74 |
| | Ancona | 9 | 8 | 9 | 9 | 9 | 8 | 4 | 5 | 7 | 11 | 10 | 9 | 98 |
| | Venezia | 6 | 6 | 9 | 9 | 11 | 10 | 7 | 6 | 7 | 10 | 9 | 8 | 98 |
| | Trieste | 7 | 7 | 7 | 8 | 10 | 9 | 8 | 6 | 7 | 10 | 9 | 9 | 97 |
| Sardegna | Alghero | 10 | 7 | 6 | 6 | 4 | 2 | 1 | 1 | 4 | 7 | 7 | 11 | 66 |
| | Sassari | 12 | 10 | 11 | 10 | 8 | 5 | 1 | 2 | 6 | 12 | 14 | 14 | 105 |
| | Cagliari | 9 | 9 | 11 | 10 | 7 | 5 | 1 | 1 | 4 | 8 | 11 | 12 | 88 |
| Sicilia | Palermo | 15 | 13 | 12 | 7 | 6 | 4 | 2 | 2 | 6 | 12 | 13 | 16 | 108 |
| | Catania | 8 | 7 | 6 | 6 | 4 | 1 | 1 | 1 | 4 | 6 | 8 | 9 | 61 |

Il regime pluviometrico del versante adriatico è molto più uniforme, rispetto a quello tirrenico, e mostra una certa piovosità primaverile e un minimo in inverno. In particolare la Puglia non solo ha la zona più estesa di bassa piovosità ma è anche la zona di minima precipitazione in Italia.

Per quanto riguarda l'attività temporalesca anche questa è analizzabile in relazione alle stagioni. In inverno la maggior frequenza di temporali si ha lungo le coste tirreniche e ioniche, con massimi nel Lazio e sullo stretto di Messina. In primavera i temporali si manifestano poco nelle coste, privilegiando la Calabria e la Sicilia, nell'intorno dello stretto di Messina. In estate e in autunno la massima frequenza temporalesca si ha nelle zone interne, mentre è modestissima sulle coste.

In generale si può affermare che l'attività temporalesca si esplica, sia sulle coste sia all'interno, prevalentemente nelle ore pomeridiane e serali.

Una correlazione, anche se non fortissima, fra precipitazione e *nuvolosità* è evidente. Le nubi rappresentano le formazioni più definite, vistose e comuni della condensazione del vapor acqueo nell'atmosfera.

La nuvolosità si misura come rapporto fra la parte del cielo coperto da nubi e la superficie totale del cielo visibile, e viene espressa in ottavi di cielo coperto. In tabella 4 la nuvolosità delle coste italiane, in cui si prescinde dal tipo di nubi. Di fatto il tipo, l'estensione e la frequenza delle nubi, nel cielo di una data località, costituiscono sia un elemento paesaggistico sia un elemento climatico. Mentre il primo elemento è immediatamente evidente, il secondo lo diventa tenendo conto che la nuvolosità influisce sulla radiazione solare che raggiunge il suolo e di conseguenza su tutti gli altri parametri climatologici che da essa sono condizionati.

Tabella 4 – Nuvolosità media mensile e annua, in ottavi di cielo coperto, in alcune località costiere italiane (elaborazione da C. Mennella, *Il Clima d'Italia*, ed. Fratelli Conte).

| Zone e versanti | Località | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giu. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. | Anno |
|---------------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Versante Ligure | Alassio | 3,4 | 3,4 | 3,7 | 3,8 | 3,4 | 3,1 | 2,2 | 2,2 | 2,8 | 3,5 | 3,6 | 3,7 | 3,2 |
| | Genova | 4,2 | 4,0 | 4,6 | 4,8 | 4,5 | 4,0 | 3,2 | 2,9 | 3,6 | 4,2 | 4,5 | 4,6 | 4,1 |
| Versante Tirreno - Jonico | Pisa | 4,1 | 4,1 | 4,2 | 4,3 | 3,7 | 3,0 | 2,2 | 2,0 | 3,1 | 3,9 | 4,3 | 4,6 | 3,6 |
| | Livorno | 4,0 | 3,8 | 4,1 | 4,2 | 3,5 | 2,9 | 2,3 | 2,2 | 3,0 | 3,8 | 4,2 | 4,4 | 3,5 |
| | Napoli | 4,3 | 4,5 | 4,2 | 4,3 | 3,7 | 3,0 | 1,9 | 1,9 | 3,0 | 3,8 | 4,6 | 4,8 | 3,7 |
| | Portici | 4,0 | 4,1 | 3,6 | 3,6 | 3,0 | 2,2 | 1,4 | 1,3 | 2,4 | 3,3 | 4,0 | 4,5 | 3,1 |
| | Taranto | 4,6 | 4,6 | 4,3 | 4,3 | 3,5 | 3,0 | 1,5 | 1,4 | 2,7 | 3,8 | 4,6 | 4,7 | 3,6 |
| Versante Adriatico | Lecce | 4,3 | 4,2 | 4,1 | 3,8 | 3,0 | 2,3 | 1,2 | 1,1 | 2,4 | 3,5 | 4,4 | 4,6 | 3,2 |
| | Bari | 4,6 | 4,6 | 4,3 | 4,2 | 3,4 | 2,7 | 1,6 | 1,6 | 3,0 | 4,0 | 4,9 | 4,9 | 3,7 |
| | Pesaro | 5,2 | 5,0 | 4,4 | 4,2 | 3,7 | 3,2 | 2,2 | 2,0 | 3,3 | 4,4 | 5,4 | 5,5 | 4,0 |
| | Ancona | 5,7 | 5,6 | 5,0 | 4,8 | 4,6 | 3,9 | 3,0 | 2,7 | 4,0 | 5,0 | 5,4 | 5,9 | 4,6 |
| Sardegna | Sassari | 5,4 | 5,4 | 5,2 | 5,0 | 4,4 | 3,7 | 2,2 | 2,2 | 4,0 | 4,8 | 5,4 | 5,7 | 4,4 |
| | Cagliari | 4,3 | 4,4 | 4,2 | 3,9 | 3,2 | 2,3 | 1,0 | 0,9 | 2,6 | 3,5 | 4,3 | 4,4 | 3,3 |
| Sicilia | Palermo | 5,2 | 5,1 | 4,6 | 4,3 | 3,7 | 2,6 | 1,3 | 1,4 | 3,0 | 4,2 | 4,9 | 5,2 | 3,8 |
| | Trapani | 5,1 | 5,1 | 4,5 | 4,4 | 3,7 | 2,9 | 1,4 | 1,4 | 3,0 | 4,2 | 5,0 | 5,1 | 3,8 |
| | Agrigento | 5,0 | 5,0 | 4,5 | 4,1 | 3,1 | 2,2 | 0,9 | 0,8 | 2,6 | 3,8 | 4,7 | 5,1 | 3,5 |
| | Siracusa | 4,8 | 4,7 | 4,4 | 4,2 | 3,6 | 2,6 | 1,3 | 1,4 | 3,2 | 4,3 | 5,0 | 4,6 | 3,7 |
| | Messina | 5,0 | 4,9 | 4,5 | 4,2 | 3,4 | 2,6 | 1,5 | 1,6 | 3,0 | 4,1 | 4,9 | 5,0 | 3,7 |

Un altro parametro fortemente caratterizzante il clima di una regione è legato, almeno in parte, alle precipitazioni e l'umidità dell'aria; cioè la quantità di vapore acqueo presente nell'atmosfera, che di norma si esprime in termini di umidità relativa percentuale. Nelle zone costiere l'umidità relativa è sempre abbastanza elevata (tabella 5) in conseguenza della presenza del mare e del regime termico. Si osservi inoltre che questo parametro è, in uno stesso sito costiero, praticamente costante nel tempo e relativamente simile in tutti siti costieri.

Tabella 5 – Andamento mensile e annuo di umidità relativa dell'aria, espressa in percentuale (elaborazione da C. Mennella, *Il Clima d'Italia*, ed. Fratelli Conte).

| Zone e versanti | Località | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giù. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. | Anno |
|--------------------|---------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Versante Ligure | Alassio | 64 | 65 | 67 | 66 | 69 | 71 | 66 | 67 | 67 | 67 | 67 | 66 | 67 |
| | Genova | 59 | 59 | 61 | 62 | 63 | 65 | 64 | 61 | 62 | 64 | 62 | 61 | 62 |
| | La Spezia | 71 | 65 | 66 | 64 | 63 | 65 | 62 | 60 | 66 | 72 | 72 | 72 | 67 |
| Versante Tirrenico | Pisa | 76 | 76 | 69 | 70 | 70 | 69 | 66 | 68 | 71 | 78 | 82 | 76 | 73 |
| | Livorno | 66 | 63 | 67 | 65 | 64 | 63 | 59 | 61 | 65 | 69 | 70 | 69 | 65 |
| | Orbetello | 70 | 69 | 68 | 70 | 75 | 70 | 66 | 69 | 69 | 71 | 72 | 71 | 70 |
| | Civitavecchia | 73 | 74 | 72 | 76 | 77 | 72 | 70 | 72 | 74 | 73 | 70 | 71 | 73 |
| | Gaeta | 54 | 54 | 56 | 59 | 62 | 64 | 66 | 65 | 65 | 62 | 59 | 55 | 60 |
| | Napoli Univ. | 66 | 64 | 62 | 61 | 58 | 56 | 52 | 54 | 58 | 63 | 68 | 67 | 61 |
| | Sorrento | 71 | 70 | 69 | 69 | 68 | 66 | 68 | 68 | 72 | 72 | 70 | 75 | 70 |
| Reggio Calabria | 68 | 71 | 70 | 76 | 71 | 70 | 70 | 74 | 73 | 78 | 76 | 75 | 73 | |
| Versante Jonico | Crotone | 77 | 75 | 73 | 70 | 70 | 63 | 62 | 66 | 68 | 74 | 77 | 78 | 71 |
| | Taranto | 76 | 71 | 66 | 62 | 62 | 55 | 54 | 54 | 59 | 69 | 73 | 75 | 65 |
| | Gallipoli | 79 | 79 | 75 | 78 | 75 | 72 | 64 | 65 | 67 | 75 | 77 | 78 | 74 |
| Versante Adriatico | Brindisi | 75 | 74 | 73 | 74 | 74 | 70 | 70 | 68 | 73 | 75 | 77 | 77 | 73 |
| | Bari | 73 | 70 | 67 | 66 | 65 | 62 | 59 | 59 | 64 | 69 | 72 | 74 | 67 |
| | Pescara | 80 | 73 | 73 | 74 | 80 | 71 | 71 | 70 | 72 | 77 | 77 | 78 | 75 |
| | Ancona | 78 | 74 | 71 | 70 | 67 | 64 | 58 | 60 | 66 | 72 | 76 | 77 | 69 |
| | Rimini | 84 | 79 | 71 | 71 | 74 | 65 | 68 | 67 | 74 | 82 | 85 | 81 | 75 |
| | Ravenna | 84 | 76 | 75 | 71 | 69 | 68 | 66 | 67 | 74 | 80 | 84 | 85 | 75 |
| | Venezia | 78 | 79 | 75 | 74 | 71 | 68 | 66 | 68 | 73 | 79 | 80 | 79 | 74 |
| Trieste | 69 | 67 | 66 | 64 | 64 | 64 | 61 | 62 | 65 | 70 | 70 | 69 | 66 | |
| Sardegna | Alghero | 80 | 79 | 78 | 78 | 81 | 70 | 68 | 70 | 72 | 76 | 79 | 80 | 76 |
| | Oristano | 78 | 76 | 74 | 71 | 73 | 65 | 62 | 60 | 65 | 72 | 75 | 77 | 71 |
| | Cagliari | 80 | 80 | 77 | 77 | 78 | 71 | 71 | 72 | 74 | 79 | 78 | 81 | 77 |
| | Olbia | 79 | 74 | 76 | 75 | 77 | 70 | 68 | 72 | 76 | 78 | 75 | 78 | 75 |
| Sicilia | Palermo | 75 | 72 | 69 | 69 | 66 | 66 | 64 | 64 | 68 | 73 | 74 | 77 | 70 |
| | Trapani | 69 | 68 | 69 | 70 | 70 | 71 | 70 | 68 | 67 | 70 | 71 | 72 | 70 |
| | Siracusa | 67 | 67 | 69 | 69 | 69 | 70 | 67 | 67 | 69 | 71 | 71 | 69 | 69 |
| | Catania | 66 | 64 | 64 | 62 | 55 | 53 | 51 | 54 | 61 | 67 | 70 | 69 | 61 |
| | Messina | 68 | 68 | 66 | 65 | 62 | 62 | 59 | 60 | 63 | 69 | 70 | 70 | 65 |

Nelle figure⁷ 9 e 10 si riportano le isoterme medie per i mesi di gennaio e di luglio che rappresentano, dal punto di vista della *temperatura dell'aria*, i mesi di maggiore interesse perché centrali dell'inverno e dell'estate. Da notare come in inverno la fascia costiera tirrenica sia più temperata della fascia adriatica, differenza che si attenua in estate.

Riferendosi alle condizioni termiche medie annuali (tabella 6), per quanto concerne il bacino ligure-tirrenico, il confronto può stabilirsi tra Genova (temperatura media 15,4 °C) e Palermo (media 17,3 °C); la differenza di latitudine è di 6° 18' e quella tra le medie termiche di 1,9 °C, ovvero una variazione di 0,3 °C per ogni grado di latitudine. Lo stesso confronto per il bacino dell'Adriatico può stabilirsi fra Trieste (temperatura media 13,7 °C) e Bari (media 15,9 °C); la differenza di latitudine tra queste due città è di 4° 31' mentre la differenza termica risulta di 2,2 °C: dunque si rileva una variazione di circa 0,5 °C nella temperatura per ogni grado di latitudine.

Il confronto fra i due bacini, in termini di gradiente termico per ogni grado di latitudine, evidenzia una maggiore azione termostatica del mar Tirreno rispetto al mare Adriatico; da qui lo spiccato carattere di continentalità che mostra il bacino orientale.

⁷ Le figure 9 e 10 sono tratte da: E. Bernacca, *Che tempo farà*, ed. A. Mondadori.



Figura 9 – Isotherme medie di gennaio.



Figura 10 – Isotherme medie di luglio.

Tabella 6 – Temperature medie mensili e annuali dell'aria, in gradi centigradi (da C. Mennella, *Il Clima d'Italia*, ed. Fratelli Conte).

| Zone e versanti | Stazione | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giù. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. | Anno |
|--------------------|-----------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Versante Ligure | Alassio | 9,1 | 9,9 | 11,8 | 14,7 | 18,0 | 22,1 | 25,0 | 25,4 | 22,8 | 18,0 | 13,1 | 10,2 | 16,7 |
| | Genova | 7,5 | 8,4 | 10,6 | 13,7 | 17,4 | 21,1 | 23,7 | 23,9 | 21,1 | 16,6 | 11,8 | 9,0 | 15,4 |
| | La Spezia | 7,5 | 8,4 | 10,5 | 14,0 | 17,6 | 21,3 | 23,7 | 23,5 | 20,8 | 16,3 | 11,7 | 8,2 | 15,3 |
| Versante Tirrenico | Livorno | 7,3 | 8,2 | 10,7 | 13,8 | 17,6 | 21,6 | 24,2 | 24,0 | 21,0 | 16,4 | 11,9 | 8,8 | 15,5 |
| | Caserta | 8,0 | 8,7 | 11,0 | 13,9 | 18,2 | 21,9 | 24,7 | 24,5 | 21,3 | 17,1 | 12,7 | 9,6 | 16,0 |
| | Napoli | 8,3 | 8,8 | 10,9 | 13,6 | 17,8 | 21,3 | 24,0 | 24,0 | 21,3 | 17,3 | 13,1 | 10,0 | 15,9 |
| | Tropea | 11,0 | 11,4 | 12,7 | 14,6 | 18,5 | 22,2 | 25,2 | 25,3 | 23,1 | 19,7 | 16,9 | 12,4 | 17,8 |
| Reggio Calabria | 11,5 | 11,8 | 13,0 | 15,2 | 18,0 | 21,5 | 24,5 | 25,1 | 23,5 | 20,0 | 16,0 | 13,0 | 17,8 | |
| Versante Jonico | Crotone | 9,4 | 8,9 | 11,2 | 15,2 | 18,0 | 22,2 | 25,8 | 25,9 | 23,5 | 19,5 | 15,6 | 11,4 | 17,2 |
| | Taranto | 8,8 | 9,7 | 11,0 | 14,5 | 18,6 | 23,0 | 25,9 | 26,5 | 23,2 | 18,5 | 14,2 | 10,9 | 17,1 |
| | Gallipoli | 10,1 | 10,7 | 12,1 | 14,8 | 18,1 | 22,2 | 25,1 | 25,3 | 23,0 | 19,3 | 14,7 | 11,5 | 17,2 |
| Versante Adriatico | Lecce | 8,9 | 9,3 | 11,5 | 14,3 | 18,3 | 22,4 | 25,1 | 25,0 | 22,2 | 18,1 | 13,7 | 10,5 | 16,6 |
| | Bari | 8,0 | 8,3 | 11,0 | 13,5 | 17,2 | 21,4 | 24,2 | 24,1 | 21,3 | 17,6 | 13,2 | 11,2 | 15,9 |
| | Pescara | 6,1 | 7,2 | 9,4 | 13,0 | 17,4 | 21,6 | 24,4 | 24,0 | 19,9 | 16,3 | 11,5 | 7,6 | 14,9 |
| | Ancona | 5,5 | 7,2 | 9,8 | 13,8 | 18,1 | 22,6 | 25,6 | 24,9 | 21,6 | 16,5 | 11,2 | 7,2 | 15,3 |
| | Pesaro | 3,5 | 4,8 | 8,4 | 12,1 | 16,6 | 20,7 | 23,5 | 22,9 | 19,4 | 14,7 | 9,5 | 5,6 | 13,5 |
| | Ravenna | 2,1 | 4,6 | 8,4 | 12,8 | 17,1 | 21,1 | 23,9 | 23,2 | 19,8 | 14,6 | 8,4 | 3,2 | 13,3 |
| | Venezia | 2,8 | 4,6 | 8,3 | 13,0 | 17,8 | 21,6 | 24,3 | 23,5 | 19,7 | 14,4 | 8,5 | 4,5 | 13,6 |
| Trieste | 4,3 | 5,2 | 8,2 | 12,5 | 17,3 | 20,8 | 23,4 | 22,9 | 19,3 | 14,5 | 9,6 | 6,4 | 13,7 | |
| Sardegna | Sassari | 8,1 | 8,7 | 10,9 | 13,5 | 17,8 | 21,5 | 24,1 | 24,1 | 21,0 | 17,4 | 13,4 | 10,1 | 15,9 |
| | Cagliari | 9,3 | 10,0 | 11,8 | 14,1 | 17,7 | 21,7 | 24,4 | 24,6 | 22,3 | 18,3 | 14,2 | 10,9 | 16,6 |
| Sicilia | Palermo | 10,2 | 10,8 | 12,6 | 15,0 | 18,1 | 21,8 | 24,7 | 25,0 | 22,9 | 19,4 | 15,3 | 11,9 | 17,3 |
| | Trapani | 12,4 | 12,8 | 14,1 | 16,4 | 19,1 | 22,5 | 25,1 | 25,9 | 24,6 | 21,1 | 16,8 | 13,9 | 18,7 |
| | Agrigento | 9,2 | 9,9 | 11,6 | 13,9 | 18,2 | 22,3 | 25,4 | 25,0 | 22,6 | 18,5 | 14,0 | 10,9 | 16,8 |
| | Siracusa | 10,6 | 10,9 | 12,5 | 14,8 | 18,0 | 22,2 | 25,4 | 25,8 | 23,5 | 19,6 | 15,4 | 12,4 | 17,6 |
| | Catania | 10,2 | 10,7 | 12,6 | 15,2 | 19,0 | 23,3 | 26,1 | 26,5 | 23,9 | 19,9 | 15,3 | 11,9 | 17,9 |
| | Riposto | 11,3 | 11,9 | 13,5 | 15,7 | 19,0 | 22,8 | 25,9 | 26,4 | 24,1 | 20,1 | 16,9 | 12,7 | 18,4 |
| Messina | 11,6 | 11,9 | 13,3 | 15,5 | 18,9 | 22,7 | 25,8 | 26,3 | 24,1 | 20,3 | 16,1 | 13,1 | 18,3 | |

Le diverse condizioni termiche possono essere evidenziate anche attraverso la media dei giorni con temperatura minima uguale o al di sotto a zero gradi centigradi: *giorni di gelo*. In Italia si va dalle Alpi dove, intorno ai 1200 m di quota, si hanno circa 180 giorni di gelo all'anno, alle località costiere più meridionali, dove il gelo si ha, in media, solo qualche giorno all'anno.

In riferimento alle coste, la tabella 7 mostra una sensibile differenza fra il versante ligure-tirrenico e quello adriatico, che presenta valori più marcati.

Tabella 7 – Numero medio di giorni con gelo o con temperatura inferiore a 0 °C (elaborazione da: E. Bernacca, *Che tempo farà*, ed. A. Mondadori).

| Zone e versanti | Località | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giu. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. | Anno |
|--------------------|----------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Versante Ligure | San Remo | < 1 | < 1 | < 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 3 |
| | Genova | 4 | 2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 | 7 |
| Versante Tirrenico | Livorno | 2 | 1 | < 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | < 1 | 5 |
| | Napoli | 2 | 1 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 | 5 |
| Versante Adriatico | Bari | 3 | 1 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | < 1 | 6 |
| | Pescara | 7 | 4 | 4 | - | - | - | - | - | - | - | 1 | 4 | 20 |
| | Ancona | 3 | 3 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | 2 | 9 |
| | Venezia | 14 | 8 | 1 | - | - | - | - | - | - | < 1 | < 1 | 9 | 34 |
| | Trieste | 6 | 3 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | 1 | 2 | 13 |
| Sardegna | Alghero | 1 | 1 | < 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | < 1 | 4 |
| | Sassari | - | < 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1 |
| | Cagliari | 2 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | < 1 | 4 |
| Sicilia | Palermo | - | < 1 | < 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2 |
| | Catania | 1 | 1 | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | < 1 | 4 |

I parametri rilevabili nell'acqua marina

I principali rilevamenti a mare riguardano le caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua, gli idrodinamismi, l'inquinamento. Fra le caratteristiche fisico-chimiche sono irrinunciabili le misure periodiche, decadiche, dei parametri che qui descriviamo brevemente.

- *salinità*
- *temperatura*
- *ossigeno disciolto*
- *acidità*
- *trasparenza*
- *corrente*
- *moto ondoso*
- *livello marino*
- *qualità dell'acqua*

La *salinità* del Mediterraneo, un po' più alta di quella degli altri mari, ha un valor medio di 37,8 g/kg. La variabilità di questo parametro è legata con la profondità e con la vicinanza alle foci di grandi fiumi, quali Arno e Tevere. Ancora più evidente è l'effetto del Po che influisce fortemente su questo parametro anche a distanze rilevanti dalla costa. Un tipico andamento della salinità, riscontrabile su tutte le coste italiane, è quello indicato in figura⁸ 11.

Anche per la *temperatura dell'acqua* si parla di valore medio poiché anche questa varia con la profondità. Le variazioni annuali di questo parametro, su tutte le coste italiane, hanno il tipico andamento che segue il ciclo delle stagioni, figura 12, tabella 8. Le fluttuazioni, che si manifestano nella piccola scala temporale, possono essere ricondotte a fattori quali le acque dolci fluviali, il moto ondoso e le masse d'acqua più fredde, provenienti dal largo o dagli strati più profondi.

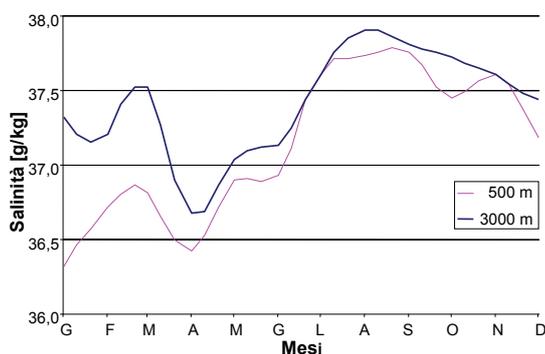


Figura 11– Andamento delle medie mensili della salinità superficiale a 500 m e a 3000 m dalla costa toscana. Andamento simile in tutte le coste della Penisola.

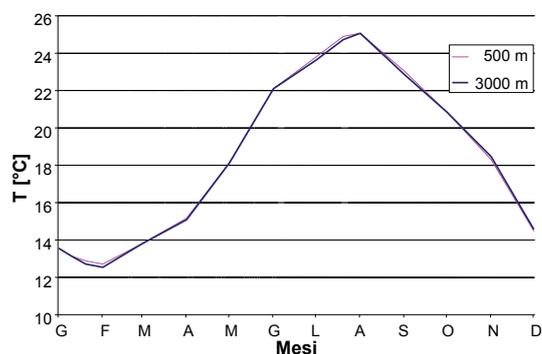


Figura 12 – Andamento medio mensile della temperatura superficiale dell'acqua a 500 m e a 3000 m dalla costa toscana. Andamento simile in tutte le coste della Penisola.

⁸ Le figure 11, 12, 13, 14 sono tratte da: Autori Vari, *Qualità degli ambienti marini costieri italiani*, ed. Ministero dell'Ambiente-Servizio Difesa Mare in collaborazione con ICRAM.

Tabella 8 – Temperature medie mensili e annue dell'acqua in superficie per alcune zone dei mari italiani, in gradi centigradi (elaborazione da C. Mennella, *Il Clima d'Italia*, ed. Fratelli Conte).

| Zone | Gen. | Feb. | Mar. | Apr. | Mag. | Giu. | Lug. | Ago. | Sett. | Ott. | Nov. | Dic. | Anno |
|-----------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|------|------|------|------|
| Coste Riv. di Ponente | 12,7 | 12,2 | 12,7 | 13,7 | 16,2 | 19,7 | 22,0 | 23,2 | 21,2 | 18,8 | 16,0 | 14,2 | 16,9 |
| Centro Mar Ligure | 13,0 | 12,5 | 12,9 | 13,8 | 16,4 | 20,0 | 22,8 | 23,0 | 21,5 | 19,0 | 16,5 | 14,3 | 17,1 |
| Coste Riv. di Levante | 13,2 | 12,7 | 12,9 | 14,2 | 16,2 | 20,2 | 23,2 | 23,7 | 21,7 | 19,2 | 16,8 | 14,5 | 17,4 |
| Alto Tirreno | 13,3 | 12,8 | 13,0 | 14,0 | 16,5 | 20,2 | 23,0 | 23,5 | 22,0 | 19,5 | 17,2 | 14,7 | 17,5 |
| Medio Tirreno | 13,5 | 13,2 | 13,5 | 14,5 | 17,3 | 20,8 | 24,0 | 24,5 | 23,5 | 20,7 | 18,0 | 15,5 | 18,3 |
| Acque Laziali | 13,7 | 13,0 | 13,4 | 14,3 | 17,0 | 20,7 | 23,4 | 24,0 | 22,5 | 20,0 | 17,2 | 15,0 | 17,9 |
| Acque Campane | 14,0 | 13,3 | 13,7 | 14,7 | 17,5 | 21,5 | 24,0 | 24,8 | 23,5 | 20,5 | 17,8 | 15,5 | 18,4 |
| Basso Tirreno | 14,3 | 13,7 | 13,8 | 14,9 | 17,6 | 21,6 | 24,3 | 25,4 | 23,9 | 21,3 | 18,5 | 16,0 | 18,8 |
| Basso Jonio | 15,0 | 14,5 | 14,8 | 15,8 | 18,3 | 22,0 | 25,0 | 26,0 | 24,5 | 22,5 | 20,0 | 17,5 | 19,7 |
| Medio Jonio | 14,0 | 13,8 | 14,0 | 15,3 | 18,0 | 21,8 | 24,0 | 25,5 | 24,0 | 21,5 | 18,5 | 16,5 | 18,9 |
| Golfo di Taranto | 13,2 | 13,8 | 14,0 | 14,8 | 18,2 | 21,8 | 24,0 | 25,3 | 23,8 | 21,0 | 18,0 | 15,5 | 18,6 |
| Canale d'Otranto | 14,0 | 13,2 | 14,0 | 15,0 | 17,8 | 21,0 | 23,8 | 24,8 | 23,2 | 20,5 | 17,2 | 15,0 | 18,3 |
| Basso Adriatico | 13,5 | 13,0 | 13,8 | 14,8 | 17,8 | 21,3 | 24,0 | 24,3 | 23,0 | 19,7 | 16,8 | 14,0 | 18,0 |
| Medio Adriatico | 13,2 | 12,3 | 12,5 | 14,5 | 17,5 | 20,7 | 24,0 | 24,0 | 22,0 | 19,0 | 16,5 | 14,5 | 17,6 |
| Alto Adriatico | 11,0 | 10,0 | 11,2 | 13,8 | 17,0 | 20,5 | 23,8 | 23,5 | 22,0 | 18,5 | 16,0 | 13,5 | 16,7 |
| Golfo di Venezia | 10,0 | 9,5 | 10,5 | 13,6 | 16,8 | 20,5 | 23,8 | 23,8 | 22,0 | 18,3 | 16,0 | 12,8 | 16,5 |
| Golfo di Trieste | 10,5 | 10,2 | 10,0 | 13,4 | 16,8 | 20,8 | 23,8 | 23,5 | 22,0 | 18,2 | 16,0 | 13,0 | 16,5 |
| Coste Occ. Sardegna | 13,8 | 13,0 | 13,7 | 14,7 | 16,8 | 20,3 | 23,5 | 24,0 | 22,8 | 20,2 | 17,5 | 15,0 | 17,9 |
| Canale di Sicilia | 14,7 | 14,2 | 14,4 | 15,3 | 17,2 | 20,5 | 23,5 | 25,0 | 24,0 | 21,8 | 18,8 | 16,3 | 18,8 |

L'ossigeno disciolto nell'acqua rappresenta la fonte primaria per la sopravvivenza delle specie marine vegetali e animali. La superficie del Mediterraneo è generalmente ben ossigenata, i massimi valori si riscontrano in prossimità delle coste, dove la presenza di vegetali e l'influenza del moto ondoso sono più evidenti. Il tipico andamento stagionale del valore medio di questo parametro è mostrato nella figura 13. I massimi di ossigeno disciolto si raggiungono nei mesi primaverili quando oltre alla bassa temperatura e alla bassa salinità dell'acqua, che favoriscono la solubilizzazione dei gas, si ha la ripresa dei cicli vegetativi, figura 14.

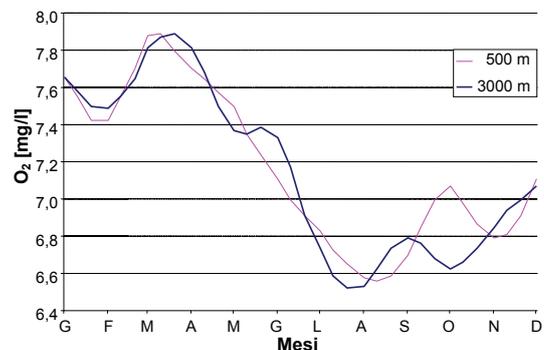


Figura 13 – Andamento medio mensile dell'ossigeno disciolto a 500 m e a 3000 m dalla costa toscana. Andamento simile in tutte le coste della Penisola.



Figura 14 – Un metro quadrato di *Posidonia Oceanica* arriva a produrre giornalmente fino a 20 g di ossigeno (foto Gianni Fasano, CNR-IBIMET Sassari).

L'acidità dell'acqua marina regola i processi biologici e la dissoluzione o la precipitazione dei carbonati; essa è il fattore principale che equilibra la quantità di anidride carbonica sottratta dal mare all'atmosfera. Il valore medio di acidità del Mediterraneo varia fra 7,95 e 8,13 ed è nelle acque costiere che si registrano le sue variazioni più marcate, fino a valori che indicano inequivocabilmente condizioni di inquinamento.

La trasparenza delle acque costiere è legata a vari fattori quali la vicinanza alle foci dei fiumi, la natura del sedimento e le fioriture algali. La figura 15 mostra un tipico andamento stagionale della trasparenza delle acque costiere, che, in condizioni normali, è più o meno riferibile a tutte le coste italiane.

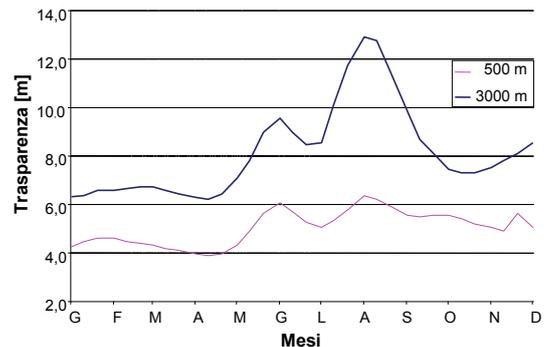


Figura 15 – Andamento medio mensile della trasparenza delle acque a 500 m e a 3000 m dalla costa toscana. Andamento simile in tutte le coste della Penisola.

CURIOSITÀ: è noto che la radiazione solare viene filtrata e attenuata dalla colonna d'acqua marina e che, praticamente, oltre i 500 m di profondità regna il buio assoluto. Le lunghezze d'onda*, comprese nella radiazione solare, che vengono maggiormente attenuate sono quelle nella banda del rosso-arancio, radiazione che viene assorbita quasi completamente nei primi metri provocando il riscaldamento degli strati superficiali dell'acqua. In conseguenza di ciò, i pesci che in luce solare sono di colore rosso-arancio, in acqua, sotto agli 8 ÷ 10 m, quindi con radiazione rosso-arancio assai ridotta, all'occhio umano appaiono di un grigio sempre più scuro con la profondità.



* Vedi Appendice II



(foto Gianni Fasano, CNR-IBIMET Sassari)

Altre misure marine fondamentali sono relative ai movimenti delle acque, che vanno monitorati in continuo.

Le *correnti marine* interessano tutti i corpi d'acqua sia in superficie sia in profondità. Questi movimenti, essenziali per il mescolamento delle acque e la conseguente distribuzione della salinità e della temperatura, provvedono alla distribuzione del materiale sedimentario accumulato alla foce dei fiumi. Essi, nel tempo, con la loro azione, modificano profondamente il profilo delle coste, erodendone alcune (anche drammaticamente) o ripascendone altre. L'acqua marina è in perenne rimescolamento, con lo sprofondare dell'acqua di superficie e con la risalita di quella di fondo, prima o poi, le sostanze inquinanti che abbiamo creduto di eliminare gettandole nel mare, tornano in superficie manifestando tutta la loro pericolosità.

Il monitoraggio del *moto ondoso*, in certe situazioni, è di vitale importanza per le popolazioni costiere che devono affrontare mareggiate, maremoti, tsunami, ecc. Di norma, nei nostri mari, i dati vengono acquisiti in continuo per 30 minuti ogni tre ore, questo intervallo di ripetizione viene ridotto in caso di mareggiate. Gli strumenti, installati su boe, rilevano diversi parametri che vengono spediti a terra, via radio, e qui vengono elaborati, in tempo reale, per stabilire l'entità del moto ondoso. In caso di mareggiate particolarmente intense, con altezza dell'onda superiore a una soglia prefissata, l'acquisizione dei dati avviene, automaticamente, in continuo. Ovviamente detto livello di allarme non può essere uguale per ogni condizione costiera e quindi, ad esempio, viene posto a 3,0 m per Ancona, Pescara, Monopoli, Crotone e Catania, 4,5 m per La Spezia, Ponza, Cetraro e Mazzara del Vallo, mentre le onde sono considerate significativamente allarmanti se superano i 5,0 m ad Alghero (figura 16).



Figura 16 – Rete Ondametrica Nazionale - Boa di Alghero:
latitudine 40° 33' 11,99" N; longitudine 08° 07' 0,01" E,
altezza di soglia 5 m (da <http://www.telemisura.it/>).



Le grandezze rilevate in mare, viste fin qui, non caratterizzano le coste di ciascuna Regione italiana, dove, con piccole fluttuazioni, alle distanze canoniche, si registrano ovunque gli stessi valori; con qualche scostamento più marcato, in vicinanza alle foci dei fiumi.

Più evidenti possono risultare le differenze lungo le coste per quanto attiene il *livello marino* e la *qualità delle acque* di balneazione.

Per il Mediterraneo non si può parlare di un unico *livello marino*, sia pur medio, infatti il livello zero⁹ dell'Adriatico settentrionale è più elevato di quello del bacino meridionale e, più in generale, il livello medio dell'Adriatico è più alto di quello del Tirreno.

Maree, correnti e moto ondoso, provocano un continuo cambiamento del livello del mare, ma il suo livello medio rimane costante anche per molti anni. Le maree del Mediterraneo sono, in genere, semi-diurne o miste (due alte e due basse) e hanno comportamento diverso nei diversi bacini e all'interno di uno stesso bacino. Nell'Adriatico l'ora della marea varia in modo rotatorio da una costa all'altra, nel Tirreno, invece, le maree sono praticamente simultanee. Lungo tutte le coste italiane si possono sviluppare sesse¹⁰, più o meno importanti, provocate dal vento o da transiti depressionari e/o perturbazioni atmosferiche.

Nell'Adriatico, talvolta, il periodo di oscillazione delle sesse può eguagliare quello delle oscillazioni di marea e le ampiezze delle prime possono eguagliare le ampiezze delle seconde. In questi casi, in relazione alla fase delle due oscillazioni, il dislivello prodotto dalla marea può risultare quasi raddoppiato o annullato. Contro zone costiere che “chiudono” il mare, possono verificarsi a opera del vento “ingorghi” d'acqua. Ciò è particolarmente evidente nell'Adriatico settentrionale dove, per l'azione dei venti di Scirocco, si possono avere sollevamenti di livello anche molto superiori al metro: un esempio è il fenomeno dell'acqua alta a Venezia che il 4 novembre 1966 raggiunse 1,94 m.

Nel Tirreno il fenomeno delle sesse è meno marcato ma pur sempre presente. Nel canale di Sicilia è nota, e assai frequente, una sessa, Marrobbio, con periodo di 10 ÷ 20 minuti e ampiezza che nella costa sud-occidentale, tra Mazara del Vallo e Marsala, può arrivare a 0,5 m, cioè ben maggiore all'ampiezza della marea. Il fenomeno si ripresenta, di solito, ogni qual volta che il cielo è nuvoloso e prossimo a un cambiamento di tempo, ovvero nel momento in cui il vento inverte la sua direzione (es. da Scirocco passa a Maestrale, cioè passa da aria calda ad aria fredda). Risalendo il Tirreno si registra un'altra sessa, meno evidente ma ugualmente importante, sulle coste labroniche: l'Empifondo, causata dai venti di Libeccio che spesso, e impetuosamente, spazzano Livorno e la sua costa.

⁹ Livello medio intorno al quale avvengono le oscillazioni della superficie marine dovute a: moto ondoso, maree, correnti, variazioni termiche, ecc.

¹⁰ Sessa: oscillazione periodica del livello degli specchi d'acqua, dovuta a cause atmosferiche; dal franco-romando *seiche*, con cui sono indicate le oscillazioni del lago di Ginevra.

L'Italia è situata in un'area geologicamente attiva dove i vari movimenti della crosta terrestre e l'innalzamento del livello assoluto dei mari, oggi di 1,6 mm/anno, mettono a rischio di allagamento le coste (figura 17). Tale rischio è amplificato dalla presenza di un certo numero di aree costiere depresse, cioè già oggi sotto il livello del mare.



Figura 17 – Aree a rischio di inondazione marina nel prossimo futuro (da Antonioli Leoni *Pianure costiere italiane a rischio di allagamento del mare* ed. Ministero Ambiente 2001) in base alla presenza di aree comprese tra -3 e 1 m sul livello del mare.

L'incremento di volume dell'acqua marina dovuto sia al riscaldamento del Clima (iniziato dopo l'ultima glaciazione) sia allo scioglimento dei ghiacciai (conseguente al suddetto riscaldamento), associato all'abbassamento delle coste (anche questo correlato allo scioglimento dei ghiacciai), ha prodotto e ancora produce, una risalita relativa dei mari, con tassi diversi, in genere crescente da nord verso sud, dell'ordine di $0,2 \div 1$ mm/anno.

In zone geologicamente attive, come è il bacino del Mediterraneo, si instaurano anche dei movimenti tettonici di sollevamento o abbassamento di circa 1 mm/anno.

A questi movimenti associati alla fisica ambientale si aggiungono movimenti del suolo connessi alle attività antropiche: emungimenti (di acqua, petrolio, gas), compattamenti del suolo legati alle bonifiche, escavazioni, ecc.

Riferendoci alle coste italiane possiamo considerare la risalita dell'acqua marina, per riscaldamento del Clima e scioglimento dei ghiacciai, di circa 1 mm/anno. Per quanto riguarda l'abbassamento delle coste questo è diverso da nord a sud e tra Adriatico e Tirreno ed è compreso fra $0,2 \div 0,8$ mm/anno. Ancora differenziato è il contributo tettonico che può provocare sprofondamenti fino a 1,2 mm/anno a fronte di sollevamenti che possono raggiungere 2,4 mm/anno. Vi sono, infine, zone dell'Adriatico settentrionale (tra Cesenatico e Venezia) in cui a causa di estrazioni di gas e petrolio, si sono avuti abbassamenti della costa dell'ordine di qualche decina di millimetri all'anno, fino a 70 mm/anno nei dintorni di Ravenna. Attualmente questi fenomeni sono in attenuazione perché da una trentina di anni l'attività estrattiva è stata fortemente limitata.

Nel passato, in vicinanza dei grandi fiumi (Po, Tevere, Arno, ecc.), la riduzione delle spiagge dovuta al sollevamento del livello del mare è stata praticamente annullata dai sedimenti portati dai fiumi. Questi sedimenti coadiuvati dalle sabbie eoliche, accumulate nelle dune costiere, e con l'aiuto delle correnti marine, ridistribuivano il materiale sabbioso e ricostituivano così un sistema costiero sempre in equilibrio con il livello del mare. Purtroppo la distruzione delle dune costiere e l'escavazione degli alvei, di quasi tutti i fiumi italiani, hanno prodotto e accelerato, tutti quei processi di erosione che oggi vediamo sulle nostre coste.

Un rapporto del Ministero del Lavoro, della Salute e delle Politiche Sociali del 2008 informa che la *qualità delle acque* viene rilevata ogni 2 km, lungo tutte le coste italiane, per sei mesi all'anno. Nel 2006-2007, per i 7375 km di costa italiana, la condizione delle acque, in riferimento alla balneazione, è stata quella riportata in tabella 9 (<http://www.portaleacque.salute.gov.it/PortaleAcquePubblico/homeBalneazione.do>).

La figura 18 mostra la distribuzione della balneabilità per le regioni italiane. Nel sito del Ministero (sopra riportato) il dato è descritto anche per province, e si evidenzia che: nella metà delle province costiere controllate il 100 % della costa è balneabile, in ben quaranta province la balneabilità è superiore alla media nazionale del 96,2 %. Soltanto in cinque province la media è inferiore al 90 %, pari a circa 94 km di costa inquinata; di questi 28,7 km sono in provincia di Caserta.

L'inquinamento delle acque di balneazione italiane è in larghissima parte dovuto a inquinanti biologici come rappresentato nella figura 19 dove si evidenzia che i coliformi (totali e fecali), gli streptococchi e le salmonelle motivano l'84 % delle interdizioni alla balneazione, mentre la restante parte è dovuta a inquinamento chimico o fisico.

Tabella 9 – Percentuale di balneabilità delle coste italiane (da *Rapporto delle acque di balneazione 2008*, a cura del Ministero del Lavoro, della Salute e delle Politiche Sociali).

| | 2006 | | 2007 | |
|---|---------------|-------------|---------------|-------------|
| | km | % | km | % |
| Lunghezza totale costa | 7375,3 | 100 | 7375,3 | 100 |
| Costa non controllabile | 1072,2 | 14,5 | 1071,4 | 14,5 |
| Costa insufficientemente campionata | 10,0 | 0,1 | 3,7 | 0,0 |
| Costa permanentemente vietata per motivi indipendenti da inquinamento | 882,8 | 12,0 | 890,1 | 12,1 |
| Costa permanentemente vietata per inquinamento | 247,3 | 3,4 | 244,9 | 3,3 |
| Costa temporaneamente non idonea alla balneazione per inquinamento | 221,6 | 3,0 | 195,0 | 2,7 |
| Costa Balneabile | 4941,4 | 67,0 | 4970,2 | 67,4 |

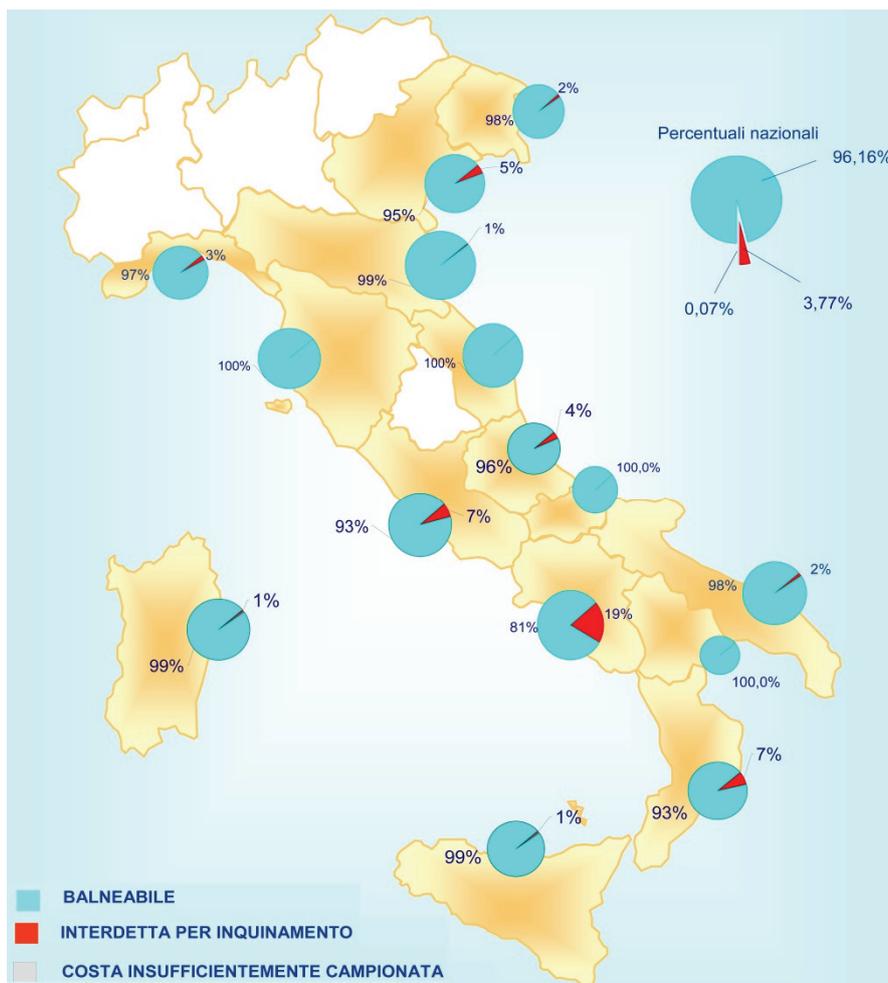


Figura 18 – Sintesi dei risultati sulla balneazione delle acque marine nell’anno 2007 (da *Rapporto delle acque di balneazione 2008*, a cura del Ministero del Lavoro, della Salute e delle Politiche Sociali).

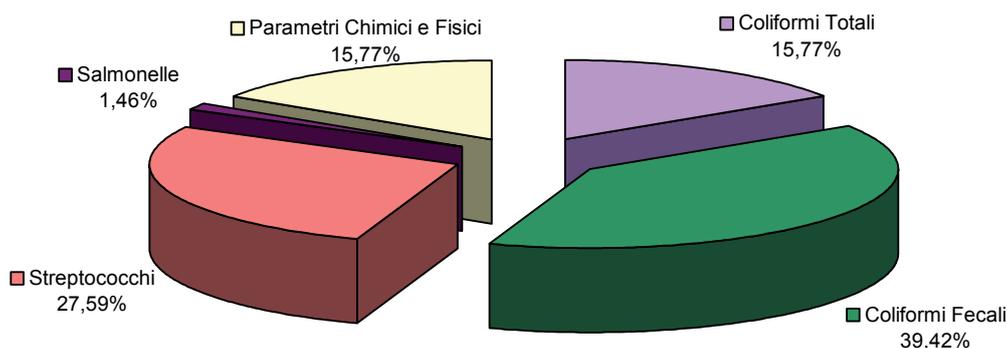


Figura 19 – L’inquinamento biologico è l’84 % dell’inquinamento totale, il 16 % è inquinamento fisico-chimico (da *Rapporto delle acque di balneazione 2008*, a cura del Ministero del Lavoro, della Salute e delle Politiche Sociali).

Bisogna tener conto che per inquinamento dell’acqua marina si intende la presenza consistente, in essa, di batteri fecali, di alterazione dei suoi parametri fisici (quali trasparenza, colore e acidità), di presenza di sostanze chimiche (quali oli minerali, tensioattivi e fenoli). La presenza di materiali galleggianti (quali buste di plastica, bottiglie, alghe ecc.), che talvolta si riscontra sulle nostre spiagge, non rappresenta necessariamente un indicatore di inquinamento di quelle acque e spesso è conseguenza diretta proprio dell’affollamento estivo di quei siti.

CURIOSITÀ: una nave da crociera ospita, mediamente tremila persone fra passeggeri ed equipaggio; essa è una piccola città galleggiante dove i pavimenti vengono puliti, le lenzuola sono lavate, i vestiti smacchiati, gli sciacquoni sono scaricati nei WC e gli avanzi di cibo vengono gettati. Tutto ciò va ad aggiungersi a una impensabile quantità di acqua lurida, di immondizia, di gasolio e di scarichi industriali che vengono sversati direttamente e tramite i fiumi in mare.

- Più di 100000 litri di acque luride sono riversate in mare ogni giorno, da una nave di media grandezza con a bordo tremila persone. Per le leggi vigenti una volta che la nave è fuori dalle acque territoriali, le acque luride possono essere scaricate in mare senza alcun trattamento di bonifica.
- Ogni giorno, la suddetta nave, produce circa un milione di litri di acqua inquinata derivante da: docce, lavelli e lavandini, lavastoviglie, lavanderie, tintorie. Tutta acqua che viene riversata direttamente in mare.
- Circa 27000 litri di acqua oleosa sono giornalmente rilasciati in mare dalla sentina.
- La nave da crociera necessita dell'equivalente di circa 30 autocisterne di acqua marina di zavorra che preleva in certe zone, comprese piante e animali, e poi rilascia in altre zone¹¹. L'acqua di zavorra può trasportare anche agenti patogeni per l'uomo, ad esempio il colera, che poi vengono scaricati nei porti.
- Una nave da crociera, di medie dimensioni, produce ogni giorno circa sette tonnellate di immondizia e rifiuti solidi.

Tutto questo va moltiplicato per il numero di navi da crociera che viaggiano giornalmente.

(elaborazione da Autori Vari *Needless: Cruise Pollution*, <http://www.oceana.org>)

Le cose sembrano un po' migliorate con le ultime integrazioni alla Convenzione MARPOL (*Marine Pollution*) 73/78 firmata dagli stati che rappresentano il 50 % del tonnellaggio mercantile mondiale [Legge 29 settembre 1980 n. 662, G.U. suppl n.292 del 23/10/80]

Esiste una elevata percezione della popolazione sui rischi per la salute da acque inquinate: la semplice idea che nell'acqua ci siano germi rilevabili motiva logicamente queste preoccupazioni.

Numerosi sono gli studi eseguiti anche in Italia sull'incidenza di infezioni acute associabili al bagno di mare; in particolare in anni recentissimi è stato completato il progetto Prisma, del CNR, che ha studiato un notevole numero di coste italiane e delle relative popolazioni di bagnanti. I risultati di questo studio, coerenti con buona parte della letteratura scientifica internazionale, non mostrano una relazione tra bagno di mare e infezione, mentre indicano un lieve eccesso di infezioni congiuntivali e cutanee tra la popolazione che affolla le spiagge.

Abbiamo iniziato evidenziando che lo sviluppo lungo i meridiani della Penisola italiana e la disuniformità della morfologia delle sue coste, ha prodotto condizioni meteo-climatiche, su meso e micro scala, differenziate. Vogliamo concludere accennando al fatto che le differenze climatiche, come influiscono su flora e fauna, influiscono sulle persone sia direttamente sia indirettamente, appunto tramite piante e animali. In altre parole vogliamo accennare (lasciando il compito di analizzare e spiegare ad antropologi culturali, demografi e sociologi) al fatto che le differenze climatiche delle coste italiane hanno influito profondamente sul "modo di essere" delle popolazioni che "da sempre" hanno abitato la Penisola. Differenze che si sono manifestate in vari modi:

- nella struttura delle abitazioni, costruite in modo diverso, nelle diverse zone, per massimizzare i vantaggi dei diversi climi e minimizzarne gli svantaggi;
- nella struttura dei paesi;
- nelle attività agro-pastorali, ad esempio sulla costa tirrenica la zona di coltivazione dell'olivo scende dalla Liguria (figura 20) alla Toscana, riprende in Calabria e in Basilicata, e risale sulla costa adriatica lungo la Puglia dove, grosso modo, si arresta;
- negli alimenti, nel modo di produrre tessuti e nel modo di vestire (figura 21).

¹¹ Negli ultimi anni le navi che dal mar Rosso, attraverso il Canale di Suez, sono entrate nel Mediterraneo hanno favorito l'arrivo, nel nostro mare, dell'alga *Caulerpa Racemosa* (che va in competizione territoriale con la *Posidonia Oceanica* delle nostre coste) e di altre 250 specie di pesci e invertebrati tropicali (di cui non sappiamo ancora quale effetto possono avere sulle specie autoctone). Rarissime sono invece le specie mediterranee che sono riuscite a compiere il percorso inverso.

Tutte queste differenze, unite alle differenze “importate” dai diversi luoghi d’origine, hanno prodotto anche lessici e linguaggi diversi, a cominciare dagli oggetti e dai prodotti del lavoro.

CURIOSITÀ: accanto ai nomi italiani del pesce *Scomber Scombrus*: Lacerto, Maccarello, Scombro, Sgombro, girando intorno alle coste italiane troviamo anche:

| | | | |
|-----------|--|-----------|-------------------------------|
| Liguria: | ariolo, aurion, lajertu | Lazio: | sgombero |
| Campania: | surtone, tenna, sgummore | Sardegna: | cavaglia, pilaru, pisaru |
| Calabria: | palamitu, strummu | Sicilia: | scarmu, sgambirri, strumbu |
| Puglia: | naccarijello, scocchiariello, scummaru | Abruzzo: | sgummero |
| Veneto: | ganzariol, scampieri, lanzardo | Friuli: | ganzariol, macarelo, gasarizo |

ed è solo uno dei mille esempi possibili (elaborazione da A. Palombi, M. Santarelli *Gli animali commestibili dei mari d’Italia*, ed. Hoepli).



Figura 20 – Liguria: coltivazioni su terrazzamenti a Corniglia, l’agricoltura si è adattata al territorio (da <http://www.alpter.net/>).



Figura 21 – Campania: pescatore in costume, tessuti e vestito lo caratterizzano (da: <http://web.tiscali.it/museodelmare/>).

Certamente tutte queste differenze, fra i cui elementi di base abbiamo posto il clima, hanno portato a sviluppi storici, civici e culturali (figura 22) assai differenziati che, in qualche modo, hanno complicato la storia del nostro Paese ma che, innegabilmente, hanno prodotto un caleidoscopio ammirato da tutti e invidiato da molti.



Figura 22 – Lungo le coste si ravvisano sviluppi storici, civici e culturali assai diversi. A sinistra la Cattedrale di Trani (da <http://www.trani.bz>), a destra quella di Venezia (da <http://img358.imageshack.us/img358/1317/dscn00042jm.jpg>).

Metodi di misura e strumenti per il monitoraggio delle principali grandezze ambientali costiere, misurabili a terra

1 Temperatura

La temperatura di un corpo dà indicazioni sul suo stato termico in riferimento alla sua capacità di comunicare "calore" ad altri corpi; in altre parole è una misura dell'energia cinetica delle molecole che costituiscono il corpo.

Il Sistema Internazionale delle unità di misura impone di utilizzare la scala di temperatura assoluta cioè i gradi kelvin:

- gradi kelvin (K): alla pressione di 1013 mbar si attribuiscono al ghiaccio fondente (punto triplo dell'acqua) 273,16 K e al punto di ebollizione 373,16 K;

ma, soprattutto in meteorologia, si utilizzano ancora:

- gradi celsius (°C): si stabilisce zero gradi la temperatura del ghiaccio fondente e 100 °C la temperatura di ebollizione dell'acqua¹²;
- gradi fahrenheit (°F): si considera il ghiaccio fondente a 32 °F e il punto di ebollizione dell'acqua a 212 °F

1.1 Sensori

In commercio è disponibile una grande varietà di sensori per misure di temperatura basati su principi molto diversi l'uno dall'altro. Ciascun tipo di sensore ha caratteristiche che lo fanno preferire agli altri in un certo campo di misure, determinato oltre che dall'intervallo di temperatura anche dalla natura fisica e geometrica del mezzo di cui vogliamo conoscere la temperatura.

Nella scelta dei sensori vanno fatte alcune considerazioni sulla loro intercambiabilità, linearità, stabilità, maneggevolezza, costo, reperibilità e facilità di interfacciamento con strumenti per la registrazione dei dati.

I sensori più diffusi nei termometri per la meteorologia sono:

- Termocoppie
- Termoresistenze
- Termistori
- Termistori linearizzati
- Sensori integrati
- Sensori radiometrici

Da questi sensori si può ricavare una grandezza elettrica (tensione, corrente o resistenza) che varia in maniera proporzionale alla temperatura. La variazione di questa grandezza elettrica per 1 °C di variazione di temperatura è detta coefficiente di temperatura e rappresenta la "sensibilità" del sensore.

1.1.1 Termocoppie

Una termocoppia (Fig. 23) consiste di una coppia di fili di diverso metallo, a e b, saldati insieme agli estremi. Una saldatura viene mantenuta a una temperatura nota e costante (giunto di riferimento), e l'altra alla temperatura da misurare (giunto sensibile). Uno strumento misuratore di

¹² Questa scala, come la scala assoluta, stabilisce 100 gradi fra la temperatura del ghiaccio fondente e quella del punto di ebollizione dell'acqua, ed è pertanto detta anche scala centigrada.

tensione collegato ai due estremi della termocoppia rivela una differenza di potenziale ogni volta che la temperatura del giunto sensibile è diversa da quella del riferimento (effetto Seebeck).

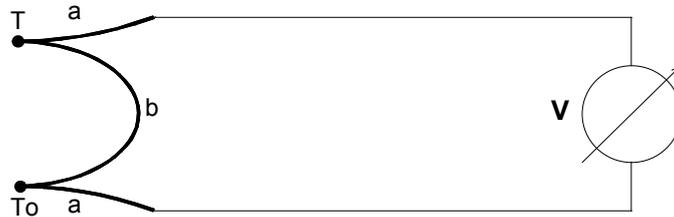


Figura 23 - Termocoppia: T, temperatura del giunto sensibile; T₀, temperatura del giunto di riferimento; a e b, fili di materiali diversi (es. rame e costantana); V, strumento di misura (voltmetro).

Il valore della tensione prodotta dipende sì dalla differenza di temperatura fra i due giunti ma dipende anche dai materiali usati per realizzare la coppia: in generale e con buona approssimazione, questa tensione può essere espressa nella forma:

$$V = K (T - T_0)$$

dove:

V = differenza di potenziale prodotta

T = temperatura del giunto sensibile

T₀ = temperatura del giunto di riferimento

K = coefficiente, diverso per ogni coppia usata, che prende il nome di potere termoelettrico della coppia.

Le coppie più usate sono rame-costantana, ferro-costantana, chromel-costantana.

La costantana è una lega costituita dal 55 % di rame e 45 % di nichel; il cromel è una lega al 90 % di nichel e 10 % di cromo.

I potenziali termoelettrici che si possono ottenere sono di qualche decina microvolt per grado centigrado.

Nell'intervallo delle temperature ambientali le termocoppie presentano una sufficiente linearità (cioè il potere termoelettrico è abbastanza costante con la temperatura) per le precisioni richieste in questo tipo di misure, e offrono il vantaggio di essere direttamente collegabili a diversi sistemi di acquisizione dati (come registratori e data logger) senza necessità di interfaccia e di termostatazione del giunto di riferimento, in quanto questi strumenti hanno un "riferimento di temperatura" elettrico¹³ che compensa automaticamente le variazioni di temperatura del giunto di riferimento.

Per misure a temperature prossime a quella ambiente il segnale è fornito prevalentemente dal riferimento e avrà la precisione di quest'ultimo, i riferimenti elettrici posti in commercio presentano errori superiori a 0,5 °C.

Un'altra limitazione delle termocoppie è il fatto che non possono essere impiegate a distanze superiori a qualche metro dal sistema di acquisizione dati; infatti lungo i cavi delle termocoppie, se questi attraversano zone a temperature diverse, si generano dei gradienti di temperatura che producono delle tensioni (effetto Thomson) che vanno a sommarsi a quella prodotta dalle termocoppie per effetto Seebeck. Inoltre i cavi sono piuttosto costosi, in particolare per termocoppie "nobili" come quelle al platino-platino iridio. Questo problema può essere in parte risolto utilizzando cavi compensati (cioè cavi che hanno quasi lo stesso potere termoelettrico della termocoppia ma sono meno costosi); ovviamente le inevitabili disuguaglianze fra cavi di compensazione e cavi della termocoppia portano a errori di misura.

¹³ Il riferimento elettrico è un generatore di tensione che fornisce una differenza di potenziale proporzionale alla temperatura ambiente pari a quella che fornirebbe una termocoppia (del tipo previsto per quel riferimento) avente una giunzione alla temperatura ambiente e una a zero gradi centigradi. Questa tensione va a sommarsi a quella prodotta dalla termocoppia utilizzata come sensore.

1.1.2 Termoresistenze

I materiali conduttori variano la propria resistenza elettrica in funzione della temperatura, con una legge che può essere considerata lineare in un ampio intervallo di temperature:

$$R_T = R_0 + \alpha T$$

dove:

R_T = valore in Ω della resistenza alla temperatura T in $^{\circ}\text{C}$

R_0 = valore in Ω della resistenza alla temperatura T_0 in $^{\circ}\text{C}$, detta di riferimento (di solito 0°C)

α = coefficiente di temperatura (o più propriamente sensibilità), che dipende dal materiale e da R_0 ($\Omega^{\circ}\text{C}^{-1}$).

Si capisce allora come dalla misura della resistenza di un filo conduttore, di cui siano note R_0 e α , si può risalire al valore della temperatura del filo. Le termoresistenze più comuni sono realizzate con filo di platino e normalmente hanno $R_0 = 100 \Omega$ (a 0°C) e $\alpha = 0.385 \Omega / ^{\circ}\text{C}$ e sono poste in commercio col nome di PT100.

Neppure questi sensori sono a rigore intercambiabili perché si possono avere scostamenti, dai valori nominali, di 0,1 % sul valore di R_0 e di 1,3 % sul valore di α , con un errore in termini di temperatura di $0,9^{\circ}\text{C}$ a $+50^{\circ}\text{C}$.

Per quanto riguarda la registrazione dei dati le PT100 sono di immediato impiego poiché molti degli attuali sistemi di acquisizione possiedono ingressi per sonde di questo tipo e consentono la visualizzazione e la registrazione del dato direttamente in gradi centigradi.

Le sonde al platino non possono essere competitive con i termistori e con le termocoppie solo in quelle applicazioni in cui vengono richieste dimensioni ridottissime (sebbene in commercio si trovino PT100 con dimensioni di pochi millimetri). Un inconveniente di questi sensori è la scarsa sensibilità e il basso valore di R_0 , quest'ultima caratteristica fa sì che essi siano influenzati dalla lunghezza dei cavi di collegamento. Per ovviare a questo inconveniente vanno impiegate PT100 a tre o meglio a quattro fili.

1.1.3 Termistori

I termistori appartengono alla classe dei solidi conosciuti come semiconduttori, cioè hanno una conduttività elettrica di valore compreso fra quella dei conduttori e quella degli isolanti.

Il nome inglese Thermistor deriva da *thermally sensitive resistor* in quanto la loro resistenza elettrica varia con la temperatura.

La relazione fra resistenza e temperatura è non lineare e si esprime con:

$$R_T = R_0 \exp \left[B \left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right) \right]$$

dove:

R_0 = valore in ohm (Ω) della resistenza alla temperatura di riferimento in gradi kelvin (solitamente $T_0 = 298.16 \text{ K}$)

R_T = resistenza in Ω del termistore alla temperatura T in gradi kelvin

B = costante, nel range di funzionamento previsto per quel termistore, fornita dal costruttore.

Ovviamente andando a lavorare in un opportuno tratto della curva di risposta del termistore e prendendo solo un piccolo intervallo di temperatura, si potrà trascurare la non linearità.

Considerando l'intervallo delle temperature ambientali ($-10^{\circ}\text{C} \div +40^{\circ}\text{C}$) la risposta non può essere ritenuta lineare e quindi è necessario inserire il termistore in una rete di linearizzazione.

Pregi dei termistori sono la grande sensibilità, che può superare $100 \Omega / ^\circ\text{C}$, e le ridottissime dimensioni che possono avere (fino a 0,1 mm); mentre il loro inconveniente maggiore è la non intercambiabilità; infatti si incontrano forti scostamenti fra le curve di calibrazione di termistori dello stesso tipo e aventi la stessa resistenza nominale R_0 .

Solamente per i termistori più costosi i costruttori garantiscono che gli elementi della stessa serie non si discostano dai valori nominale più dello 0,5 %, che in termini di temperatura comporta errori di intercambiabilità che non superano $0,1 ^\circ\text{C}$.

1.1.4 Termistori linearizzati

Questi sensori sono costituiti da due o tre termistori, in un unico involucro, collegati fra loro; associando a questi delle resistenze di valore stabilito, si possono ottenere, a seconda dei valori delle resistenze aggiunte, quattro gamme principali di temperatura: $-2 \div 38 ^\circ\text{C}$, $-5 \div 45 ^\circ\text{C}$, $0 \div 100 ^\circ\text{C}$ e $-30 \div 50 ^\circ\text{C}$.

La sensibilità dei termistori linearizzati è di qualche ohm per grado centigrado. In questi sensori, che seguono l'equazione delle termoresistenze, lo scostamento dalla linearità, per le misure di nostro interesse, è sicuramente trascurabile e l'errore di intercambiabilità non supera $0,2 ^\circ\text{C}$ a $+100 ^\circ\text{C}$.

1.1.5 Sensori Integrati

Sono dei trasduttori, a semiconduttore, che necessitano di alimentazione esterna (qualche volt in corrente continua) e forniscono un segnale elettrico (tensione, corrente, frequenza, digitale) proporzionale alla temperatura.

Il campo di lavoro di questi sensori è intorno a $-40 ^\circ\text{C} \div +100$.

La precisione è di circa $1 ^\circ\text{C}$ alla temperatura ambiente e di circa $1,5 ^\circ\text{C}$ agli estremi del range.

1.1.6 Sensori radiometrici

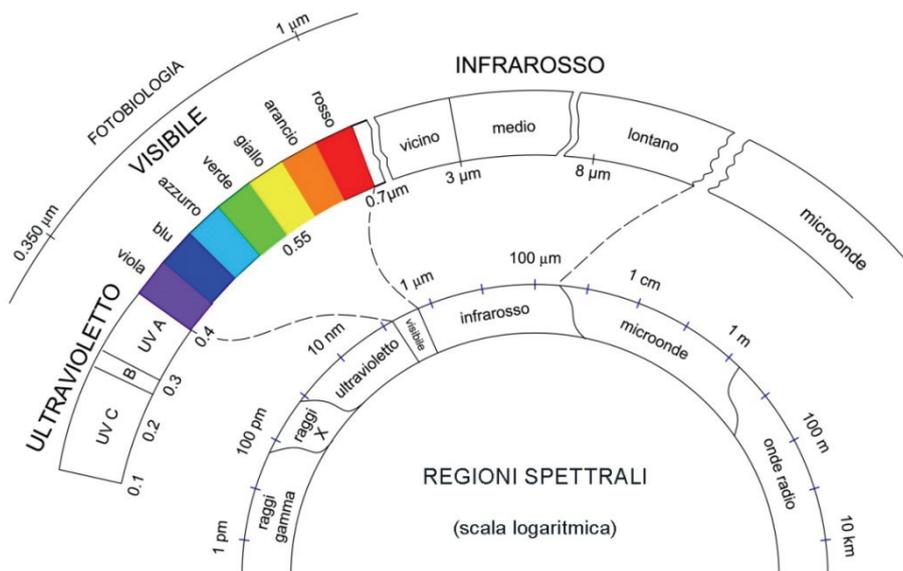
Si basano sul principio che i corpi naturali, essendo a temperatura maggiore dello zero assoluto, emettono radiazione elettromagnetica (figura 24A). Per un corpo ideale perfettamente assorbente (corpo nero), la distribuzione spettrale dell'energia è definita dalla legge di Planck.

In natura non esistono corpi neri, ma la legge di Planck può essere ancora utilizzata introducendo un fattore di correzione detto emissività.

Nel campo delle temperature ambientali, $280 \div 300 \text{ K}$, la curva di Planck per un corpo nero ha un massimo intorno a $8 \div 14 \mu\text{m}$ (figura 24B). Questo intervallo di lunghezze d'onda, detto appunto infrarosso termico, risulta particolarmente utile per misurare a distanza la temperatura superficiale di un oggetto, poiché in questa gamma l'effetto dell'atmosfera interposta è trascurabile.

Un sensore all'infrarosso converte la radiazione ricevuta in un segnale elettrico; se il corpo osservato è "nero", cioè assorbe tutta la radiazione che lo colpisce riemettendola alla propria temperatura, dalla misura della radiazione ricevuta dal sensore si può risalire direttamente alla temperatura del corpo.

Per corpi "non neri", questo può essere fatto solo se si conosce l'emissività del corpo. Poiché l'acqua ha un assorbimento molto elevato nella banda dell'I.R. termico, l'emissività dell'acqua o di terreni coperti da vegetazione è molto vicina a 1 e non varia molto con le condizioni fisiche. Tuttavia l'incertezza sull'emissività può portare facilmente a errori, anche di qualche grado, sulla temperatura.



Leggi della emissività

Legge di Plank

$$E_{\lambda,T} = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{e^{\frac{C_2}{\lambda T}} - 1} \quad \text{in } [\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1}]$$

Legge di Wien

$$\lambda_{\text{max}} = \frac{2895}{T} \quad \text{in } [\mu\text{m}]$$

Legge di Stefan-Boltzmann

$$E = \epsilon \sigma T^4 \quad \text{in } [\text{W m}^{-2}]$$

dove

T = temperatura in [K]

λ = lunghezza d'onda in [μm]

$C_1 = 3,741 \cdot 10^8 \text{ W m}^{-2} \mu\text{m}^4$

$C_2 = 1,439 \cdot 10^4 \text{ K } \mu\text{m}$

ϵ = emissività

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$

Figura 24 A – Spettro elettromagnetico¹⁴. Si osservi che la scala logaritmica è riferita all'arco più interno; questo argomento è ripreso e ampliato nell'Appendice II.

Per la legge di Plank, nota la temperatura di un corpo, è possibile calcolare la quantità di energia emessa da detto corpo per ciascuna lunghezza d'onda, in tal modo si può costruire un diagramma dell'emittanza, cioè l'emissione di energia, come quello riportato in figura 24 B che rappresenta lo spettro di emissione della Terra a 300 K.

La legge di Wien permette di calcolare la lunghezza d'onda a cui è massima l'emissione di un corpo; ad esempio poiché la temperatura media terrestre è circa di 300 K la lunghezza d'onda a cui è massima l'emissione è circa 10 μm .

La legge di Stefan-Boltzmann stabilisce che per ciascun corpo l'emittanza è proporzionale alla quarta potenza della propria temperatura. Per questa legge ogni corpo che abbia temperatura superiore allo zero assoluto emette radiazioni.

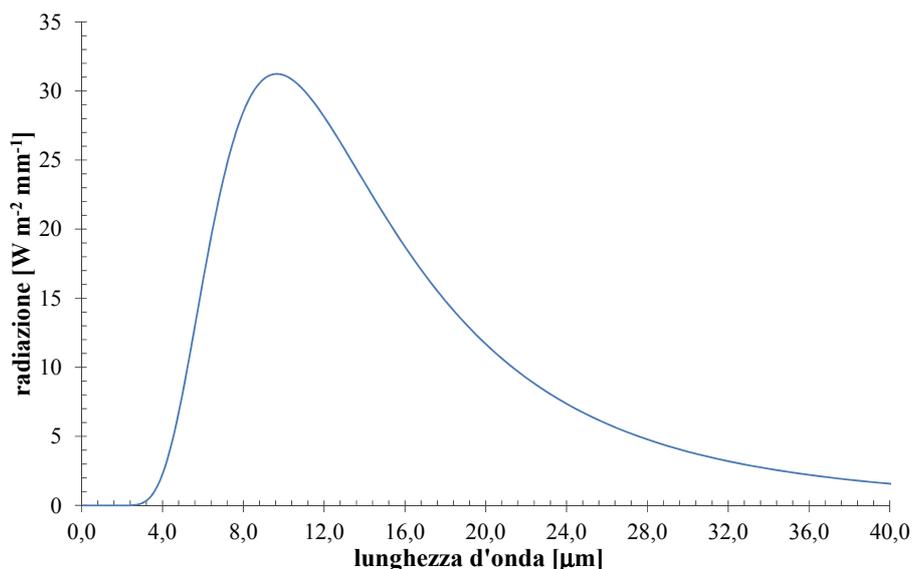


Figura 24 B – Distribuzione spettrale della radiazione della Terra, secondo la legge di Plank. Si osservi il massimo di emissione della Terra è intorno a 10 μm (legge di Wien).

¹⁴ Nella figura 24A le lunghezze d'onda più piccole sono espresse in pico-metri (pm) bilionesima parte del metro, nano-metri (nm) miliardesima parte del metro, micro-metri (μm) milionesima parte del metro.

Una classificazione dei termometri a radiazione infrarossa (detti anche pirometri) posti in commercio può essere fatta in base al principio di funzionamento del sensore; si avranno perciò radiometri di tipo bolometrico e radiometri di tipo piroelettrico.

Nei primi l'elemento sensibile è una superficie annerita su cui è applicato un sensore di temperatura. La temperatura dell'oggetto osservato è determinata dall'aumento di temperatura dell'elemento sensibile esposto alla sua radiazione.

Nei secondi l'elemento sensibile è un materiale ceramico ferroelettrico in cui l'effetto piroelettrico è particolarmente marcato. I materiali piroelettrici sono dei materiali che presentano una spiccata polarizzazione elettrica con la temperatura.

L'energia all'infrarosso assorbita dal sensore costituito da tale materiale ne aumenta la temperatura e quindi produce un cambiamento della sua polarizzazione elettrica.

La scelta di un termometro all'infrarosso va basata sull'intervallo di temperature d'impiego, sull'ampiezza delle superfici da osservare, sulla distanza dell'oggetto osservato e sulla conoscenza della sua emissività.

Le gamme di temperatura possibili vanno da $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+60\text{ }^{\circ}\text{C}$ (intervallo biologico) fino a intervalli da $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $2000\text{ }^{\circ}\text{C}$ (controllo di processi industriali).

Le dimensioni minime dell'oggetto osservabile possono essere di 2,5 mm di diametro, il che richiede di non superare i 25 mm di distanza, fino ad arrivare a superfici che risulteranno tanto più ampie quanto più distante è posizionato lo strumento.

L'emissività delle superfici varia apprezzabilmente a seconda della loro natura e delle loro condizioni fisiche. Se l'emissività è nota la temperatura può essere ottenuta direttamente impostando il valore di emissività sullo strumento.

La precisione è solitamente 1 % del fondo scala e il tempo di risposta 1 secondo.

L'errore sulle misure di temperatura dipende soprattutto dall'incertezza sul valore dell'emissività dell'oggetto osservato, e dalla sua variazione con le condizioni fisiche. Ad esempio l'emissività di una superficie coperta da vegetazione può variare con il movimento della copertura e con l'angolo di osservazione.

1.2 Temperatura dell'aria

L'indicazione di un termometro può essere influenzata sia dalla radiazione solare sia dalla radiazione a onde lunghe (infrarosso termico) delle nuvole, del terreno o di qualsiasi altro corpo che si trovi nelle vicinanze del sensore. Si evitano queste interferenze nella misura, schermando lo strumento con un doppio schermo di geometria tale da non ostacolare la naturale convezione dell'aria. Questo schermo protegge inoltre il sensore dalla pioggia, che potrebbe falsare la misura e da azioni meccaniche che potrebbero danneggiarlo. La doppia schermatura consente di ridurre al minimo la radiazione termica dello schermo verso il sensore. È importante inoltre che non si creino ponti termici fra il bulbo termometrico e gli schermi, e che all'interno di questi la temperatura sia omogeneizzata da una libera circolazione dell'aria. Laddove la naturale convezione non sia sufficiente è opportuno produrre una convezione forzata tramite ventilatori elettrici. Il senso di rotazione di questi dovrà essere tale da aspirare l'aria intorno al bulbo con una velocità compresa tra $2,5$ e 10 m s^{-1} . È opportuno che il ventilatore non "soffi" aria sul sensore poiché questa potrebbe essere stata riscaldata dal motore e dal moto delle pale.

La temperatura dell'aria va misurata a quote diverse a seconda dell'utilizzo che si farà del dato. In agrometeorologia e meteorologia previsionale l'altezza dal suolo è compresa tra 1,25 m e 2,00 m. Lo strumento non va messo in vicinanza di alberi o fabbricati né va posto su pendii scoscesi o depressioni; a meno che non interessi proprio la temperatura dell'aria in tali luoghi.

Nel caso di misure di temperatura dell'aria in luoghi coperti da manto nevoso, di spessore variabile nel tempo, l'altezza del termometro deve essere variata per mantenerlo alla quota standard rispetto allo strato superiore del manto.

Lo schermo deve essere mantenuto sempre ben pulito in modo che rifletta la maggior parte della radiazione incidente. Nonostante ciò in caso di forte insolazione, con calma di vento, può essere misurata una temperatura maggiore di quella reale dell'aria. Al contrario in notti con cielo particolarmente sereno, sempre con calma di vento, è possibile misurare temperature più basse di quella reale dell'aria.

Altri errori possono derivare dal raffreddamento dello schermo per effetto dell'evaporazione dell'acqua piovana depositata su di esso.

Le temperature dell'aria misurate in certe ore del giorno consentono la stima di quella che sarà la temperatura minima notturna: parametro particolarmente utile in agrometeorologia per la previsione delle gelate.

Esistono alcuni modelli semiempirici che consentono la stima del valore minimo notturno della temperatura ma richiedono dati, spesso, non disponibili o non facilmente misurabili né reperibili come ad esempio la conducibilità e la diffusività termiche del suolo. Recentemente è stata messa a punto una rete neurale che dalla misura di: temperatura massima giornaliera dell'aria, temperatura dell'aria al tramonto, temperatura del suolo al tramonto, temperatura di corpo nero al tramonto, umidità relativa dell'aria al tramonto, nuvolosità al tramonto, valuta la temperatura minima notturna con errore assoluto ed errore standard della stima entrambi nell'intorno di $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ valori decisamente migliori di quelli forniti dal modello di Brünt che dà, nella stessa situazione un errore assoluto di poco inferiore a $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ e un errore standard della stima di poco inferiore a $4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Lo stesso lavoro citato descrive una rete neurale per la previsione dei profili di temperatura dell'atmosfera fra 100 e 700 m di quota, utilizzando come dati di ingresso tre valori di temperatura alle ore $k-1$, $k-2$, $k-3$ e fornendo in uscita la temperatura all'ora k .

2 Pressione atmosferica

Per la misura della pressione, che è definita come la forza esercitata sull'unità di superficie, l'SI come unità di misura prescrive l'utilizzazione del pascal, che è definito come la forza di 1 newton agente su 1 m^2 ($1\text{ Pa} = 1\text{ N m}^{-2}$). In meteorologia è ancora usato il millibar, unità "accettata" dall'SI perché corrisponde all'ettopascal; non sono però più utilizzabili né il bar né i millimetri di mercurio (mm Hg).

2.1 Sensori

In generale in tutti i dispositivi per misure di pressione atmosferica, anche quelli che forniscono un segnale elettrico, la parte fondamentale del trasduttore è un elemento elastico che chiude una capsula con un gas a una pressione di riferimento (1013.25 mbar), P_1 in figura 25. Sull'elemento elastico agisce anche la forza peso della colonna d'aria sovrastante, P_2 in figura 25. Quando le due pressioni sono uguali l'elemento elastico non subisce alcuna deformazione. Se la pressione atmosferica varia rispetto a quella di riferimento l'elemento elastico si deforma e questa deformazione viene convertita in un segnale elettrico.

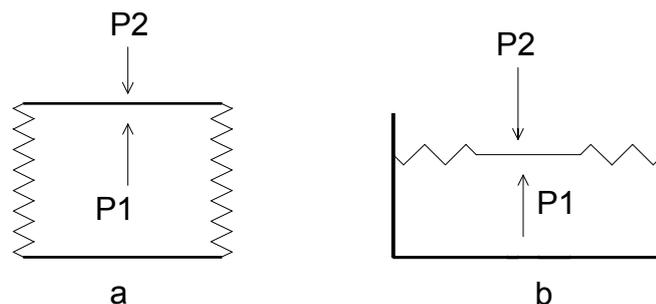


Figura 25 - Elemento elastico del trasduttore di pressione: a, capsula corrugata; b, capsula con membrana. All'interno della capsula c'è un gas con pressione di riferimento costante P_1 , all'esterno l'atmosfera con pressione variabile P_2 .

I sensori di pressione sono fra i maggiormente influenzati dalla temperatura ambiente. Varie sono le tecniche di compensazione termica usate dai costruttori; quando si debba impiegare il sensore in ambienti in cui le variazioni di temperatura possono essere notevoli è importante verificare che il loro coefficiente di temperatura sia compatibile con le esigenze della misura.

I trasduttori deformazione – segnale elettrico, funzionanti nel range barometrico, 800 ÷ 1100 mbar, possono essere di tipo:

- Capacitivo
- Induttivo
- Potenzimetrico
- Piezoresistivo

2.1.1 Trasduttori capacitivi

La membrana elastica (Fig. 25b) costituisce un'armatura di un condensatore; questa deformandosi varia la sua distanza rispetto a una armatura fissa. Con la distanza varia la capacità del condensatore. L'elettronica associata al trasduttore, dalla misura della capacità, fornisce il valore di pressione.

Questi sensori possono funzionare nella gamma di temperature da $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ a $+80\text{ }^{\circ}\text{C}$. Le loro caratteristiche metrologiche principali, all'interno del range di misura, sono: coefficiente di temperatura di circa $\pm 0,002\text{ \% }^{\circ}\text{C}^{-1}$; accuratezza (comprensiva di non linearità e isteresi) migliore di $\pm 0,05\text{ \%}$ e fedeltà migliore di $0,01\text{ \%}$.

2.1.2 Trasduttori induttivi

Il trasduttore è una bobina la cui induttanza viene variata dalla pressione che fa cambiare la posizione della membrana (di materiale ferromagnetico) posta in prossimità dell'avvolgimento stesso. In altri casi la membrana sposta un nucleo ferromagnetico posto all'interno dell'avvolgimento. Altri tipi utilizzano la variazione di riluttanza di un circuito magnetico che accoppia due avvolgimenti.

Questi trasduttori sono raramente utilizzati nel range barometrico.

2.1.3 Trasduttori potenziometrici

In questi dispositivi il movimento dell'elemento elastico (Fig. 25a), va ad agire su un potenziometro (il potenziometro è una resistenza elettrica variabile meccanicamente tramite un contatto strisciante detto cursore) e, se questo è alimentato, si ottiene una variazione di tensione proporzionale alla pressione.

Per la complessità della loro struttura e le loro modeste caratteristiche metrologiche questi trasduttori sono ormai scarsamente utilizzati.

2.1.4 Trasduttori piezoresistivi

Alcuni materiali, come il silicio, cambiano la loro resistenza elettrica quando sono sottoposti a una deformazione meccanica, effetto piezoresistivo, equazione seguente:

$$\Delta R = R \cdot G \cdot F$$

dove:

ΔR = variazione di resistenza elettrica del materiale

R = resistenza elettrica del materiale non sottoposto a deformazione

F = forza agente sul materiale

G = fattore caratteristico della natura e della geometria del materiale

Nei trasduttori piezoresistivi l'elemento elastico (Fig. 25b) è realizzato con una sottile lamina di silicio che subisce le variazioni di pressione e con esse presenta una variazione di resistenza. Normalmente nel sensore è integrata anche l'elettronica di alimentazione, compensazione termica e condizionamento del segnale.

Attualmente, nelle misure barometriche, questi sono i sensori più diffusi, e ne esistono con le caratteristiche metrologiche più diverse e di conseguenza dei più diversi prezzi.

Un sensore di pressione atmosferica, di media qualità e medio prezzo, ha le seguenti caratteristiche metrologiche relative al range di misura: precisione ± 1 mbar, isteresi 0,05 %, linearità $\pm 0,2$ %, coefficiente di temperatura 0,4 % nella gamma di temperatura da -20 °C a $+ 80$ °C.

3 Vento

La velocità è una quantità vettoriale e di conseguenza richiede di essere individuata sia in intensità sia in direzione. Per quanto riguarda l'intensità l'unità di misura da preferirsi è il metro/secondo, ma alcuni costruttori di strumenti continuano a usare il kilometro/ora o il nodo (un nodo = $0,5145$ m s⁻¹).

3.1 Intensità del vento

Si rammenta inoltre che alcuni strumenti forniscono come indicazione il cosiddetto "vento sfilato", cioè lo spazio percorso dalla massa d'aria in un determinato intervallo di tempo.

La misura dell'intensità del vento è data, normalmente dalla misura dell'intensità della sola componente orizzontale del moto dell'aria, le cui variazioni sono molto irregolari e interessano la velocità sia in intensità sia in direzione. Queste fluttuazioni, quasi istantanee, hanno costretto a definire come misura standard, la media su 10 minuti di dati rilevati a 10 m di altezza dal suolo per la meteorologia, e a 2 m per l'agrometeorologia.

Per quanto riguarda l'ubicazione degli anemometri si deve tener presente che gli eventuali ostacoli dovranno trovarsi a una distanza pari a dieci volte la propria altezza. Nel caso in cui ciò non sia possibile, bisognerà posizionare lo strumento in modo da minimizzare l'effetto degli ostacoli.

Cause che possono portare a eventuali errori sono dovute a deposito di polveri, ghiaccio o neve sulle parti mobili dello strumento, a usura delle parti in movimento o a inconvenienti specifici in relazione alle caratteristiche costruttive.

Gli strumenti per la misura dell'intensità del vento si possono dividere, secondo il principio di funzionamento, in:

- Anemometri in cui il sensore utilizza l'energia cinetica dell'aria (anemometri a coppe, a elica);
- Anemometri termici, che utilizzano la variazione, dovuta all'aria in movimento, degli scambi termici di un corpo riscaldato (anemometri a filo caldo, a campo termico).
- Anemometri sonici

Esistono vari altri tipi di anemometri ma, per il principio di trasduzione su cui si basano, sono poco adatti per rilievi in continuo in pieno campo.

3.1.1 Anemometri a coppe

Sono mulinelli a coppe la cui velocità di rotazione è proporzionale all'intensità della velocità dell'aria (Fig. 26). La rotazione del mulinello produce un segnale elettrico che può essere trasmesso a distanza e acquisito da un sistema di registrazione.

In commercio esistono modelli diversi per forma e dimensione delle coppe. Numerosi studi hanno dimostrato che il numero ottimale delle coppe è tre e il rapporto tra la lunghezza dei bracci delle coppe (distanza del centro della coppa dall'asse di rotazione) e il raggio delle coppe stesse deve essere compreso tra 2 e 2,5.



Figura 26 - Anemometro a coppe.

Per quanto riguarda la trasduzione rotazione–segnale elettrico i dispositivi impiegati sono soprattutto di due tipi: dinamotachimetrici e optoelettronici.

I primi offrono il vantaggio di una maggiore affidabilità e semplicità di funzionamento: in essi il rotore è direttamente calettato sull'albero della dinamo che produce una tensione continua proporzionale al numero dei giri nell'unità di tempo. La soglia di questo tipo di anemometri va da 0,15 a 0,25 m s⁻¹.

Negli anemometri optoelettronici il rotore aziona direttamente un disco leggerissimo su cui si trova una serie di fessure che consentono a un fascio luminoso di raggiungere una cella fotoelettrica. Per mezzo di una circuiteria elettronica, gli impulsi di luce vengono trasformati in una tensione continua proporzionale alla intensità della velocità del vento. I sistemi optoelettronici permettono di realizzare anemometri con soglia di avviamento compresa fra 0,1 e 0,2 m s⁻¹.

La gamma di misura degli anemometri a coppe va in genere da 0 a 50 m s⁻¹ in una gamma di impiego fino a 60 m s⁻¹; questi strumenti possono funzionare a temperature comprese fra +50 °C e -25 °C purché sul rotore non si formi il ghiaccio che tenderebbe a rallentarlo o addirittura a bloccarlo. La precisione è in genere compresa fra 0,5 e 1 m s⁻¹.

Gli anemometri sono calibrati dal costruttore in una galleria del vento in corrente unidimensionale quasi laminare; per contro in condizioni naturali gli strumenti sono sottoposti a correnti tridimensionali turbolente. La velocità media indicata dallo strumento è spesso diversa dalla velocità media reale del vento, dal momento che non sempre le variazioni della velocità, che si verificano nelle tre direzioni dello spazio, possono essere rilevate con accuratezza dallo strumento. In particolare si danno i seguenti tre casi.

- Fluttuazioni longitudinali dell'intensità

Gli anemometri a coppe presentano una certa inerzia ed è necessario che il vento percorra una determinata distanza perché il sensore indichi l'intensità reale. Per uno stesso mulinello questa distanza risulta costante e indipendente dall'intensità del vento.

La "costante di distanza" viene definita come la distanza che deve percorrere il vento, dopo aver colpito il mulinello, prima che la variazione della velocità del mulinello stesso raggiunga il

63 % della variazione della velocità del vento. Per un buon anemometro il valore della costante di distanza deve essere compreso tra 2 e 5 m.

- Fluttuazioni laterali della velocità

L'orientamento del vettore vento, in regime turbolento, cambia continuamente sul piano orizzontale; gli anemometri a coppe avendo il mulinello su questo piano non risentono di tali fluttuazioni.

- Fluttuazioni verticali della velocità

La risposta di un buon anemometro rimane praticamente costante ($\pm 5\%$) allorché l'inclinazione del vettore vento sul piano orizzontale varia tra 0° e $\pm 50^\circ$. Al di là di tali inclinazioni la risposta dei sensori diminuisce molto rapidamente.

3.1.2 Anemometri ad elica

Un'elica, con asse di rotazione orizzontale, viene dal vento costantemente orientata nella direzione del vento stesso ed è da questo posta in rotazione (Fig. 27).

Il sistema di trasduzione rotazione – segnale elettrico è analogo a quello descritto per gli anemometri a coppe. Alcune realizzazioni di questi strumenti possono essere utilizzate per velocità fino a 60 m s^{-1} , ma la loro peculiarità sta nella gamma di impiego che può raggiungere i 100 m s^{-1} .

Questi strumenti con l'indicazione dell'intensità forniscono anche la direzione della velocità del vento (vedi nel paragrafo 3.2).

In generale le principali caratteristiche metrologiche di questi strumenti possono essere riassunte come in tabella.

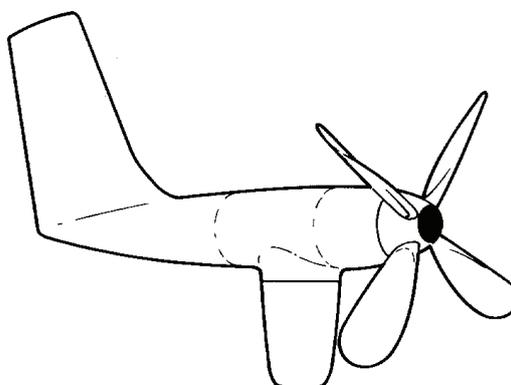


Figura 27- Anemometro ad elica.

Principali caratteristiche metrologiche degli anemometri ad elica.

| Velocità del vento | | Direzione del vento | |
|----------------------|----------------------------|--------------------------|------------------------|
| Range di misura | 60 m s^{-1} | Range di misura | 355° |
| Precisione | $\pm 0,3 \text{ m s}^{-1}$ | Precisione | $\pm 3^\circ$ |
| Soglia | 1 m s^{-1} | Soglia | $0,9 \text{ m s}^{-1}$ |
| Costante di distanza | 2,7 m | Rapporto di smorzamento* | 0,25 |

* Questa caratteristica verrà definita nel paragrafo 3.2

3.1.3 Anemometri a filo caldo

L'interesse per questi strumenti deriva dalla facilità di realizzare un montaggio secondo i tre assi cartesiani e dal fatto che si possono effettuare misure molto fini sulla turbolenza, al limite anche all'interno di una copertura vegetale.

Il principio di funzionamento è il seguente: un filamento metallico viene riscaldato, tramite una corrente elettrica, a una temperatura superiore a quella dell'aria; supponendo costante la temperatura dell'aria, il flusso di calore scambiato fra filamento e aria in movimento è funzione della velocità di questa.

In genere la gamma di misura degli anemometri a filo caldo è più limitata rispetto a quella degli anemometri a coppe, infatti va da 0 a $15 \div 20 \text{ m s}^{-1}$, con una precisione di $\pm 4 \%$, una soglia di $0,01 \text{ m s}^{-1}$ e un tempo di risposta di circa un secondo.

In commercio si trovano due tipi di realizzazione del filo caldo.

- *Montaggio a intensità di corrente costante*

La temperatura del filo caldo varia al variare dell'intensità del vento: variano allora la resistenza del filo e la tensione risultante ai suoi capi; la variazione della tensione potrebbe essere presa come segnale di uscita dal trasduttore. Così facendo però non sarebbe possibile isolare le variazioni del segnale dovuto alla velocità del vento da quelle dovute alla temperatura dell'aria, per fare questo il filo dovrebbe avere una temperatura molto alta ma ciò provocherebbe una forte convezione termica.

Si ovvia a questo inconveniente ponendo al centro del filo caldo il giunto di una termocoppia che ha l'altro giunto in aria; la differenza di potenziale generata dalla termocoppia costituisce il segnale.

- *Montaggio a temperatura o a resistenza costante*

L'intensità della corrente di riscaldamento viene variata in modo da mantenere costante la temperatura del filo caldo in ogni situazione di vento. In questo caso è la variazione di corrente che viene presa come segnale del sensore. Questo tipo di montaggio permette di meglio isolare gli effetti delle fluttuazioni della velocità del vento da quelli della temperatura dell'aria.

3.1.4 Anemometri a campo termico

Un piccolo cilindro (diametro di circa 20 mm) disposto con l'asse verticale, ha al suo interno una resistenza elettrica che lo riscalda mantenendolo a temperatura costante, più elevata della temperatura dell'aria. Quando soffia il vento l'incremento di energia elettrica necessaria a mantenere il cilindro alla temperatura prestabilita è proporzionale all'intensità della velocità del vento stesso.

In assenza di vento intorno al cilindro si crea un campo termico a simmetria circolare e i mini-sensori di temperatura che lo circondano indicano tutti lo stesso valore (Fig. 28a). Col vento questa simmetria si altera come schematicamente indicato in figura 28b e il campo termico assume forma parabolica. Il microprocessore che gestisce il sistema determina il punto in cui si ha il maggior raffreddamento (vertice della parabola) che indica la direzione di provenienza del vento.

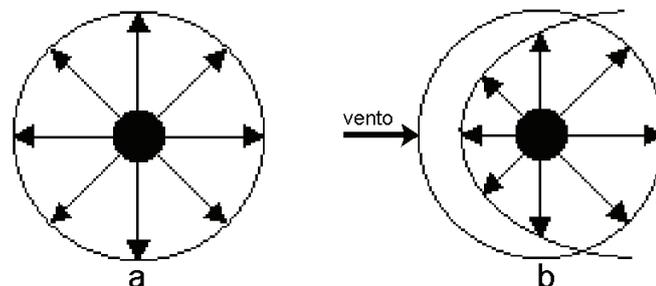


Figura 28 - Andamento del campo termico intorno al sensore anemometrico: a, in assenza di vento; b, in presenza di vento.

Il microprocessore provvede anche alla correzione del dato di intensità del vento in funzione della temperatura e della densità dell'aria.

Nella tabella sono riportate le principali caratteristiche metrologiche e di impiego di un anemometro a campo termico.

Principali caratteristiche metrologiche degli anemometri a campo termico.

| Velocità del vento | | Direzione del vento | |
|--|--|---------------------|-----------|
| Range | 0 ÷ 70 m s ⁻¹ | Range | 0° ÷ 360° |
| Precisione | ± 0,1 m s ⁻¹ da 0 a 3 m s ⁻¹ ± 0,5 m s ⁻¹ da 3 a 6 m s ⁻¹ ± 0,5 m s ⁻¹ ±5 % oltre 6 m s ⁻¹ | Precisione | ± 3° |
| Risoluzione | 0,1 m s ⁻¹ | Risoluzione | 1° |
| Temperatura d'impiego da -40 °C a +70 °C Pressione d'impiego da 600 a 1100 mbar | | | |

3.1.5 Anemometri sonici

La velocità di trasmissione del suono in aria è condizionata dalla velocità del vento: aumenta se il suono muove nella direzione del vento, diminuisce se il suono muove nella direzione opposta; sfruttando questo fenomeno è possibile costruire strumenti in grado di misurare l'intensità e la direzione del vento.

Generalmente questi strumenti sono costituiti da tre trasduttori, posti ai vertici di un triangolo equilatero orizzontale, in grado sia di trasmettere sia di ricevere un impulso ultrasonico. Per ogni misura di intensità e direzione della velocità del vento lo strumento esegue sei misure di tempo, misurando il tempo di transito di un impulso ultrasonico che va da un trasduttore a quello contiguo, nelle due direzioni.

I tempi di transito dell'impulso fra due trasduttori, in un verso e nell'altro, se misurati in sequenza tanto rapida da poter considerare inalterate la velocità del vento e la termodinamica dell'atmosfera, sono:

$$t_{12} = d/(v + u') \quad t_{21} = d/(v - u')$$

dove:

d = distanza trasduttori 1 e 2

u' = velocità del vento fra i trasduttori 1 e 2

v = velocità del suono in aria ferma

da cui:

$$u' = \frac{d}{2} \left(\frac{1}{t_{12}} - \frac{1}{t_{21}} \right)$$

che risulta indipendente dalla velocità del suono ovvero da temperatura, umidità e pressione dell'aria. Analogamente per u'' e u''' rispettivamente velocità del vento fra i trasduttori 1 - 3 e 2 - 3.

Poiché le tre coppie di misure del tempo di transito dell'ultrasuono avvengono in soli 0.2 s la velocità del vento può ritenersi inalterata, il microprocessore, che gestisce il sistema, può calcolare le tre componenti u', u'', u''' e da queste l'intensità e la direzione del vento sul piano orizzontale.

La frequenza ultrasonica dell'impulso è compresa fra 50 kHz e 100 kHz.

Con alcuni modelli di anemometro sonico, disponendo essi di una seconda terna di trasduttori opportunamente disposta rispetto alla prima, è possibile determinare intensità e direzione del vettore vento nello spazio.

Nella tabella sono riportate le principali caratteristiche metrologiche e di impiego di un anemometro sonico.

Principali caratteristiche metrologiche degli anemometri sonici.

| Velocità del vento | | Direzione del vento | |
|--|---|---------------------|-----------|
| Range | 0 ÷ 65 m s ⁻¹ | Range | 0° ÷ 360° |
| Precisione | 3 % della lettura fino a 50 m s ⁻¹ 5 % della lettura oltre 50 m s ⁻¹ | Precisione | ± 2° |
| Risoluzione | 0,1 m s ⁻¹ | Risoluzione | 1° |
| Temperatura d'impiego da -40 °C a +50 °C Tempo di risposta 0,35 s Intervallo minimo fra due misure 1 s | | | |

3.2 Direzione del vento

Nei paragrafi 3.1.2, 3.1.4 e 3.1.5 si sono visti degli strumenti che forniscono la velocità del vento in termini di intensità e direzione. Qui di seguito parleremo di dispositivi che trasducono la sola direzione del vento e che trovano applicazione anche negli anemometri ad elica (paragrafo 3.1.2).

- *Gonioanemometri*

In questo caso lo strumento di misura è costituito da una banderuola ad asse verticale, che viene orientata nella direzione in cui si muove la massa d'aria, e da un sistema di trasduzione che fornisce la posizione angolare della banderuola rispetto a una direzione di riferimento; l'insieme viene chiamato gonioanemometro o anemoscopio (Fig. 29).

La risposta dello strumento a un improvviso cambiamento nella direzione del vento è caratterizzata da oscillazioni, di ampiezza decrescente in maniera esponenziale, intorno alla giusta posizione.

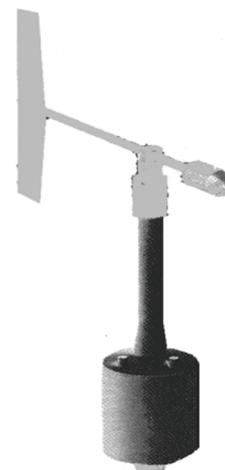


Figura 29- Gonioanemometro.

Due parametri vengono usati per definire questa risposta: la lunghezza d'onda, che rappresenta la distanza temporale fra i massimi di due oscillazioni consecutive, e il rapporto di smorzamento inteso come il rapporto tra l'ampiezza di un'oscillazione e quella dell'oscillazione immediatamente precedente (rapporto ottimale da 0,3 a 0,7).

Per l'installazione dei gonioanemometri valgono le stesse regole indicate per gli anemometri, rimarcando però che questi strumenti devono essere posizionati in modo che lo zero in uscita si ottenga quando la banderuola è verso Nord e che l'Est si trovi a 90° in senso orario rispetto al Nord.

Vista la forte variabilità di questa grandezza è sufficiente una risoluzione angolare di 10°. In base a ciò si realizzano sia sensori che forniscono risposte continue con l'angolo (potenziometrici), sia sensori che danno risposte a gradino. In questo secondo caso la risoluzione del sensore è ridotta ma sono ridotte anche le fluttuazioni che lo rendono di difficile interpretazione.

I sensori potenziometrici sono formati da un potenziometro circolare in cui fra l'inizio e la fine dell'elemento resistivo, per evitare cortocircuiti, si mantiene una zona non conduttiva ampia da 1° a 10° (zona morta) in cui il contatto mobile non fornisce alcun segnale in uscita. In questi sensori è importante assicurarsi che non sia stato invertito il collegamento dei fili, perché si invertirebbero le indicazioni Est e Ovest o peggio si potrebbe danneggiare il sensore.

In altri tipi di goniometro la banderuola fa ruotare un disco su cui è riportata una barretta magnetica che aziona dei relé reed¹⁵ disposti su una circonferenza distanziati, di solito, di 10° l'uno dall'altro. Alimentando il sensore si ottiene un segnale di tensione che aumenta di ampiezza a gradini, passando da 0° a 360°. Anche per questi sensori occorre avere le stesse attenzioni indicate per i potenziometrici.

Un segnale digitale viene invece fornito dalle banderuole che fanno ruotare un encoder. Questo è costituito da un disco opaco opportunamente fessurato e da un dispositivo emettitore – ricevitore ottico. La radiazione dell'emettitore che attraversa le fessure, produce tramite il ricevitore una parola che codifica in binario la posizione angolare.

Come per gli anemometri, particolare attenzione va posta nella pulizia dello strumento, onde evitare che corpi estranei vadano ad aumentare l'attrito dell'equipaggio mobile o ne causino, addirittura, il bloccaggio.

Essendo la direzione del vento una grandezza fortemente variabile, istante per istante, per avere la direzione prevalente è necessario eseguire la media di un elevato numero di valori istantanei. A questo proposito conviene rammentare che per direzioni oscillanti intorno a Nord (0° o 360°) la semplice media aritmetica può portare a risultati errati e privi di senso come accadrebbe nel caso si mediassero due valori tipo 10° e 350°: la direzione prevalente del vento è indubbiamente Nord ma la media aritmetica darebbe 180°, quindi Sud. Pertanto, nel fare la media, se capitano dei valori del quarto quadrante, cioè compresi tra 270° e 360°, va preso il loro esplementare cambiato di segno. In riferimento all'esempio precedente siccome 350° casca nel quarto quadrante va preso (360° - 350°) = -10° che mediato con l'altro valore dato, +10°, dà giustamente 0°.

4 Umidità dell'aria

L'umidità dell'aria è, per definizione, la quantità di vapore d'acqua in essa presente; questa quantità può essere espressa come massa di vapore nell'unità di volume di aria (=umidità assoluta) o come massa di vapore per unità di massa di aria secca (=rapporto di mescolanza) o in altri modi ancora. I sistemi biologici evitano il surriscaldamento facendo evaporare dell'acqua in modo che con la sottrazione di calore latente¹⁶ di vaporizzazione si abbia una riduzione della temperatura della superficie da cui avviene l'evaporazione.

La quantità d'acqua che può evaporare è legata alla quantità d'acqua già presente nell'aria e alla temperatura della miscela; in altre parole è legata all'umidità relativa, U_r , che è definita come rapporto tra la tensione reale del vapore, $e(T)$, e la tensione di saturazione del vapore stesso alla temperatura T dell'aria, $e_s(T)$:

$$U_r = \frac{e(T)}{e_s(T)}$$

Per la definizione data l'umidità relativa è un numero puro (adimensionale) compreso fra 0, aria secca, e 1, aria contenente vapore saturo. È uso comune esprimere l'umidità relativa in percentuale:

$$U_{r\%} = \frac{e(T)}{e_s(T)} 100$$

¹⁵ Sono dei relé molto piccoli, contenuti in un tubicino di vetro, il cui contatto si apre o si chiude avvicinando o allontanando un piccolo magnete.

¹⁶ Il calore latente L varia con la temperatura T alla quale si ha il cambiamento di stato secondo la relazione $L = 2504,5 - 2,441 T$ con T in gradi centigradi e L in joule per grammo ($J g^{-1}$).

A questo proposito una fonte di equivoci può essere l'interpretazione della precisione; ad esempio: dicendo che l'umidità relativa è del $60\% \pm 1\%$, quello 1% non è un errore relativo sul 60% ma è un errore assoluto ($\%$ va interpretato come unità di misura dell'umidità) quindi l'umidità "vera" è compresa fra 59% e 61% (e non: $60 \cdot 1\% = 0,6$ che porta a dire erroneamente che l'umidità "vera" è compresa fra $59,4\%$ e $60,6\%$).

4.1 Sensori

In commercio esistono vari sensori basati sui principi fisici più diversi e si distinguono in sensori per misure di routine da quelli per misure estemporanee per scopi specifici. Così insieme ai sensori più tradizionali e maggiormente usati in meteorologia, di cui parleremo nel seguito:

- Igrometrici
- Psicrometrici
- A temperatura di rugiada

si trovano sensori come ad esempio quelli a trasmittanza di un raggio ultravioletto, che rilevano con ottima precisione ($0,2\%$) e ridottissimo tempo di risposta (10 ms) le variazioni di umidità assoluta ma sono scarsamente accurati nella misura del valore di umidità.

4.1.1 Sensori igrometrici

A loro volta possono essere:

- Dielettrici
- Dielettrici-Resistivi

- Dielettrici

Alcuni polimeri hanno la caratteristica di cambiare la loro permittività dielettrica al cambiare della pressione parziale del vapor d'acqua contenuto nel gas in cui sono immersi.

Si possono allora realizzare condensatori (di superficie inferiore a un centimetro quadrato) che hanno fra le armature questo dielettrico, ottenendo così sensori di umidità di tipo capacitivo.

La precisione di questi sensori è di $\pm 1,5\% U_r$ nell'intervallo di umidità $10 \div 90\% U_r$ e di $\pm 2,5\% U_r$ per umidità relativa fuori dal range indicato alla temperatura di $23\text{ }^\circ\text{C}$.

Il coefficiente di temperatura è di circa $0,05\% U_r/^\circ\text{C}$ riferito a $23\text{ }^\circ\text{C}$, ciò significa che se leggiamo l'umidità relativa X di un ambiente avente temperatura di $+33\text{ }^\circ\text{C}$ occorre correggere il valore di umidità letto di:

$$(33 - 23) 0,05\% = 0,5\% U_r$$

e il valore reale di umidità sarà perciò $(X + 0,5)\%$.

Il tempo di risposta è di circa 1 s per sentire, a $23\text{ }^\circ\text{C}$, il 90% della variazione totale di umidità. L'isteresi e la linearità sono di circa $\pm 1\% U_r$ per escursioni di umidità nell'intero range di misura.

- Dielettrici-Resistivi

L'ossido di alluminio, o di tantalio, ottenuto per anodizzazione, presenta una struttura porosa: se questo viene interposto fra due elettrodi (solitamente costituiti uno dallo stesso alluminio su cui si è prodotto lo strato di ossido e l'altro da un sottilissimo strato d'oro) è possibile misurare le variazioni della sua resistenza elettrica e della sua permittività dielettrica, prodotte dal variare della

pressione parziale del vapor d'acqua (in quanto cambia il numero di molecole d'acqua assorbite dall'ossido).

I trasduttori a ossido di alluminio offrono migliori caratteristiche di quelli dielettrici: essi raramente vengono attaccati dagli agenti atmosferici (ancora più resistenti anche se meno precisi sono i sensori a ossido di tantalio), hanno una maggiore stabilità specialmente se, prima della calibrazione e dell'uso, subiscono una "stagionatura" di due o tre mesi, presentano un minor coefficiente di temperatura e di pressione, non hanno praticamente isteresi. Per contro questi sensori per il loro funzionamento richiedono circuiti più complessi: alimentazione in corrente alternata a circa 20 kHz, reti di linearizzazione, ecc. Per questi motivi essi sono posti in commercio già dotati di elettronica.

L'impedenza equivalente del sensore è una funzione empirica della temperatura di rugiada¹⁷ che può essere misurata, nel campo $-100 \div +20$ °C, con una precisione che può raggiungere $\pm 0,5$ °C. Traducendo questi valori in termini di umidità relativa si ha che la precisione, per temperature di 20 °C è compresa fra 0,5 % Ur (per Ur = 10 %) e 1,5 % Ur (per Ur = 90 %).

Per quanto riguarda il campo di impiego la limitazione è data dal "+20 °C" perché questo significa che il sensore sente umidità relative comprese fra lo 0 % e il 100 % fino a temperature di +20 °C, mentre per temperature maggiori il limite superiore di umidità si abbassa fino a essere intorno al 50 % Ur a 32 °C. Ovviamente se sono sufficienti precisioni minori (± 3 % Ur) il limite superiore di temperatura può essere alzato.

4.1.2 Sensori psicrometrici

In questi strumenti l'umidità relativa viene ricavata da due misure di temperatura dell'aria; si usano due termometri, uno col bulbo asciutto e l'altro col bulbo umidificato mediante una garza che pesca in un serbatoio d'acqua; i due sensori sono normalmente protetti dalla radiazione solare con un doppio schermo. Un ventilatore aspira l'aria all'interno del doppio schermo per mettere i sensori in un più intimo contatto con l'aria stessa e per facilitare l'evaporazione dell'acqua dal bulbo umido (Fig. 30).

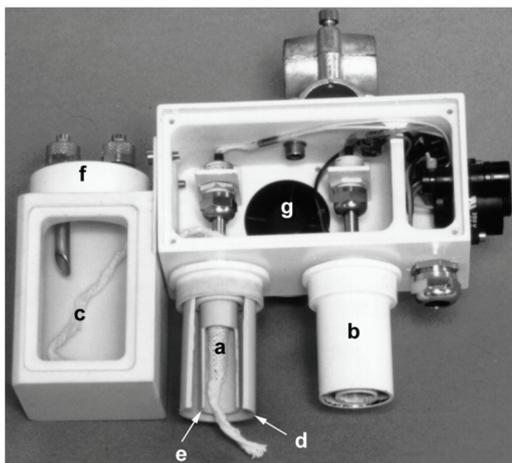


Figura 30 - Psicrometro (sezione verticale): a, bulbo termometrico umido coperto dalla calza; b, bulbo asciutto all'interno del doppio schermo; c, calza all'interno del serbatoio; d, schermo esterno; e, schermo interno; f, serbatoio; g, ventilatore.

Diamo alcune avvertenze sull'impiego degli psicrometri.

Nel caso di installazioni ad alta quota si può risentire l'effetto della diminuzione della densità dell'aria e quindi va aumentata la velocità di ventilazione dei bulbi termometrici. Per quanto riguarda le sonde di temperatura si rimanda ai paragrafi 1.1 e 1.2. Errori specifici degli psicrometri, a parte quelli dei sensori, possono derivare da una insufficiente ventilazione, dall'impiego di acqua

¹⁷ Nel paragrafo 4.2.3 verrà definita questa grandezza.

non pura, da scarsa pulizia della garza. Il serbatoio dell'acqua e la calza devono assicurare una bagnatura costante del bulbo umido. Lo strumento va piazzato a un'altezza compresa fra 1,25 e 2 m dal suolo. L'equazione della pressione di saturazione e il diagramma psicrometrico, in caso di formazione di ghiaccio sul bulbo umido sono diversi da quelli di seguito indicati.

Come abbiamo visto l'umidità relativa è data dal rapporto fra $e(T)$ ed $e_s(T)$.

- *Calcolo di $e(T)$*

Si utilizza l'equazione psicrometrica (o di Regnault) che lega $e(T)$ alla temperatura di bulbo umido e a quella di bulbo asciutto:

$$e(T) = e_s(T_u) - \gamma (T - T_u)$$

dove:

$e(T)$ = pressione del vapor d'acqua nella massa gassosa alla temperatura T

$e_s(T_u)$ = pressione del vapor d'acqua all'interfaccia aria-acqua, è pertanto la tensione di vapor saturo alla temperatura di bulbo umido

T_u = temperatura di bulbo umido

T = temperatura di bulbo asciutto o semplicemente temperatura dell'aria

γ = coefficiente psicrometrico

Il coefficiente psicrometrico alla pressione atmosferica di 1013,25 mbar e con velocità dell'aria sul bulbo umido compresa fra 3 e 8 m s⁻¹ può essere considerato una costante pari a 0,66 mbar/°C. Se però la pressione è diversa da quella indicata, per esempio in misure eseguite in montagna, il valore di γ va modificato moltiplicandolo per $P/1013,25$ dove P è la reale pressione atmosferica in millibar. La mancata correzione di γ può portare a errori di circa 1 % Ur.

Se la velocità dell'aria non è compresa nell'intervallo dato è necessaria una determinazione sperimentale di γ , cioè lo strumento va calibrato per quella velocità.

Nell'equazione sopraindicata T e T_u sono noti perché misurati con i due bulbi termometrici, γ è nota, ed $e_s(T_u)$ può essere ricavata o da tabelle o tramite le equazioni empiriche che legano la pressione di saturazione del vapore d'acqua alla sua temperatura, in questo caso la temperatura di bulbo umido; una delle equazioni più usate nella gamma delle temperature ambientali è:

$$e_s(T_u) = 6,1078 \exp\left(\frac{17,269 \cdot T_u}{237,3 + T_u}\right)$$

dove la temperatura va espressa in gradi centigradi e la pressione si ottiene in millibar.

- *Calcolo di $e_s(T)$*

Trattandosi ancora di una pressione di saturazione possiamo calcolarla utilizzando di nuovo l'equazione precedente in cui si introduce la temperatura di bulbo asciutto:

$$e_s(T) = 6,1078 \exp\left(\frac{17,269 \cdot T}{237,3 + T}\right)$$

Metodo grafico

Non volendo seguire il metodo analitico su indicato è possibile utilizzare dei diagrammi (diagramma di Mollier, diagramma psicrometrico, ecc.) di rapida consultazione anche se di minore precisione. La figura 31 è un diagramma psicrometrico; in ascisse si riportano le temperature: dal punto individuato per T_u si innalza la verticale fino a incontrare la curva del vapor saturo

($U_r = 100\%$), poi si scende lungo la isoentalpica¹⁸ passante per questo punto fino a incontrare la verticale innalzata dal punto che sulle ascisse individua T . La curva passante dal punto così trovato fornisce, sul bordo destro del grafico, il valore di U_r . Nel grafico, in ordinate a sinistra, è riportata l'umidità assoluta definita come la massa di vapor d'acqua contenuta nell'unità di volume di aria umida (g m^{-3}) chiamata anche densità di vapore:

$$\chi = \frac{m}{V}$$

Esempio:

Siano:

$T_u = 20\text{ }^\circ\text{C}$ e

$T = 28\text{ }^\circ\text{C}$

dal grafico (costruzione in neretto) si ottiene:

$U_r = 0.5$

ovvero

$U_r = 50\%$

$\chi = 13\text{ g m}^{-3}$

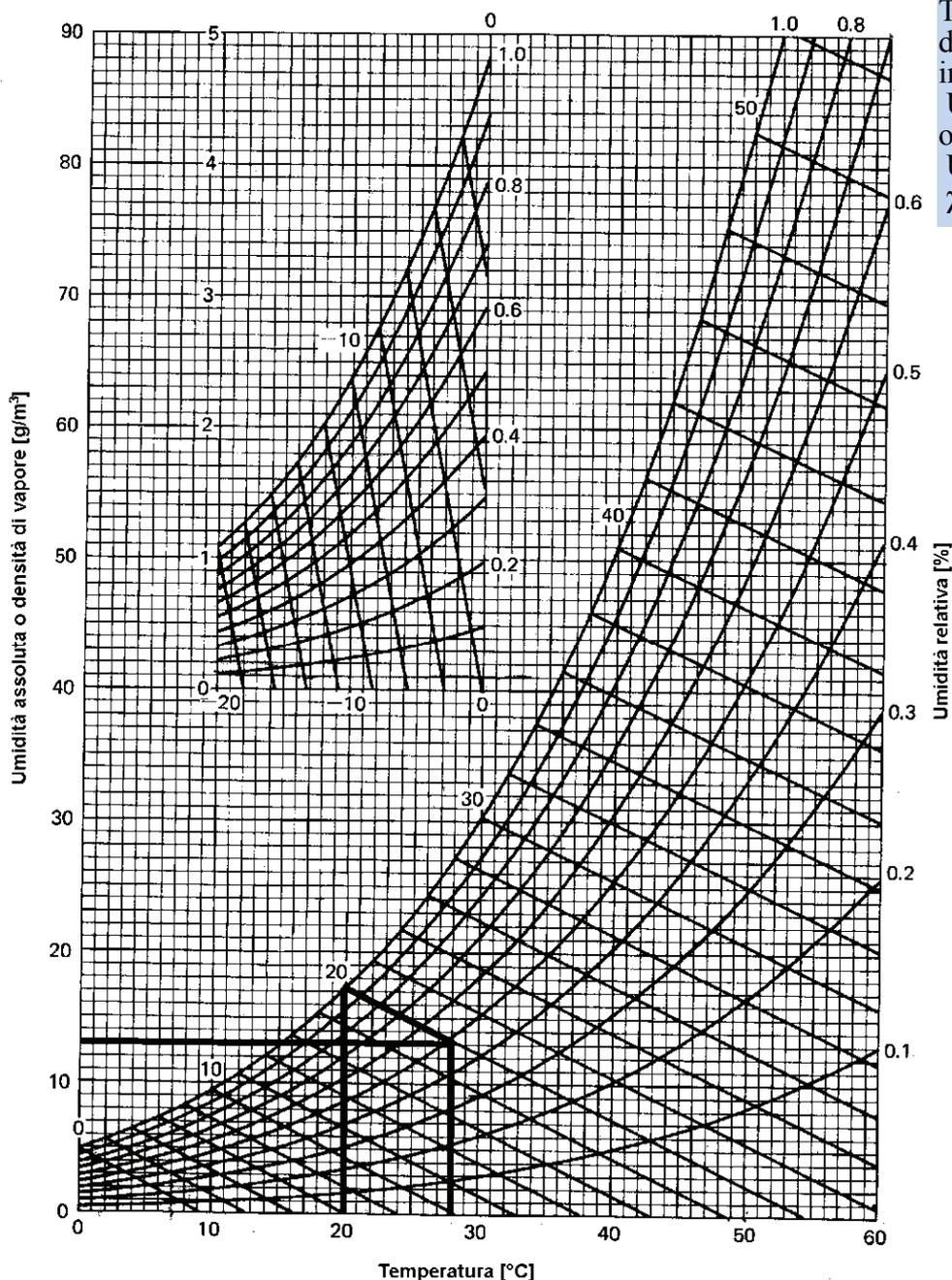


Figura 31 - Diagramma psicrometrico riferito a 1013 mbar. In ascisse la temperatura, in ordinate l'umidità assoluta o densità di vapore, le curve indicano l'umidità relativa, mentre le rette oblique sono quasi isoentalpiche. Il particolare si riferisce alle temperature negative.

¹⁸ L'evaporazione dell'acqua dalla garza del bulbo umido può essere considerata una trasformazione isoentalpica in quanto avviene senza apporto di calore dall'esterno e praticamente a pressione costante.

4.1.3 Sensori a temperatura di rugiada

Se raffreddassimo l'aria dell'ambiente considerato, a pressione costante (come avviene negli ambienti naturali), fino alla saturazione del vapore presente (temperatura di rugiada T_r) eseguiremmo una trasformazione termodinamica a umidità assoluta costante. Tracciando sul diagramma psicrometrico la curva a χ costante (cioè una parallela alle ascisse) dal punto di temperatura T e umidità relativa U_r , che definisce la situazione igrometrica dell'aria, fino a incontrare la curva del vapor saturo e poi abbassando da questo punto la verticale fino alle ascisse, si individua la temperatura di rugiada.

Nell'esempio proposto nel precedente paragrafo: $T_r = 15\text{ °C}$

Viceversa note T_r e T possiamo ricavare U_r , infatti si riportano queste temperature sulle ascisse e si innalza la verticale da T_r fino a incontrare la curva del vapor saturo. Da questo punto si segue la linea a χ costante (poiché non c'è evaporazione di liquido l'umidità assoluta non cambia) fino a incontrare la verticale innalzata da T . La curva U_r passante per il punto così individuato fornisce il valore di U_r ¹⁹. Sempre con riferimento all'esempio precedente:

con $T_r = 15\text{ °C}$ e $T = 28\text{ °C}$ dalla figura 31 si ottiene $U_r = 50\%$

Per determinare la temperatura di rugiada in un dato ambiente si misura la temperatura di una superficie fredda, affacciata nell'ambiente, al momento in cui su di essa, per effetto dell'abbassamento della temperatura, si forma una goccia d'acqua. L'elemento refrigerante può essere ad esempio una cella peltier²⁰.

La parte più complicata di questi strumenti è quella preposta all'individuazione dell'istante in cui si forma la goccia d'acqua per fare in modo che la temperatura della superficie, una volta raggiunta la temperatura di rugiada si mantenga a questo valore.

Un primo sistema può essere quello di far depositare acqua su una resistenza igroscopica che varia il proprio valore nel momento in cui su di essa si forma la rugiada, ottenendo così un segnale elettrico che può essere utilizzato dal controllo che pilota il dispositivo di refrigerazione.

Un secondo sistema, fotoelettrico, consiste nell'illuminare perpendicolarmente una superficie speculare su cui si formerà la goccia; nel momento in cui questa si forma la luce verrà diffusa e andrà a colpire una cella fotosensibile che produrrà il segnale elettrico. Questi sensori per la misura della temperatura di rugiada sono privi di isteresi poiché la T_r viene raggiunta sempre per valori di temperatura decrescenti.

Sensori di temperatura di rugiada si possono realizzare anche basandosi su altri principi fisici (vedi ad esempio il paragrafo 4.1.1 alla voce Dielettrici-Resistivi) ma allo stato attuale le misure più precise di T_r e quindi di umidità relativa, si eseguono con gli strumenti basati sul rivelatore fotoelettrico. Con essi l'errore sulla misura di T_r può essere ridotto a $0,1\text{ °C}$ che tradotto in termini di umidità relativa, per temperature intorno ai 20 °C , dà errori che sono compresi fra $0,2\%$ (per $U_r = 10\%$) e 1% (per $U_r = 90\%$). Questi strumenti, molto costosi, non sono idonei per misure in campo.

5 Misura delle nubi

Nel caso delle nubi, salvo che per alcuni parametri, più che di misure si deve parlare di osservazioni. Le principali osservazioni e misure sono qui di seguito riportate.

¹⁹ Come si vede noti due parametri qualsiasi dello stato igrometrico dell'aria in esame, tramite il diagramma psicrometrico possiamo rilevare, con buona approssimazione, tutti gli altri.

²⁰ L'effetto Peltier è il complementare dell'effetto Seebeck (vedi paragrafo 1.1.1): se in una termocoppia viene fatta circolare una corrente continua, una saldatura si scalda mentre l'altra si raffredda; invertendo il verso della corrente si inverte il riscaldamento-raffreddamento delle saldature.

Nuvolosità totale: esprime la frazione di volta celeste, espressa di solito in ottavi di cielo coperto, occupata dall'insieme di tutte le nubi visibili indipendentemente dalla loro distribuzione in altezza. Questa rilevazione viene fatta quasi esclusivamente a occhio nudo: l'operatore immagina nel punto di zenit l'incrocio di due rette ortogonali che dividono il cielo, appunto dallo zenit all'orizzonte, in quattro settori (quadranti). Ogni quadrante viene considerato diviso dalla bisettrice ottenendo così la suddivisione della volta celeste in ottavi. Esistono delle apparecchiature in grado di effettuare una misura strumentale della copertura nuvolosa ma per la loro complessità e per la precisione ottenibile, che non supera di molto quella di un osservatore ben allenato, non hanno trovato larga diffusione.

Nuvolosità parziale: esprime, almeno nei bollettini sinottici, la frazione di volta celeste occultata da nubi basse, da nubi medie, da nubi alte; esprime cioè la copertura del cielo in relazione all'altezza delle nubi. Nelle zone temperate si chiamano, normalmente, nubi alte quelle la cui base si trova a una quota superiore a 6 km; si definiscono nubi medie quelle con la base a una quota compresa fra 2 e 6 km; si definiscono nubi basse quelle con la base al di sotto dei 2 km. Anche la nuvolosità parziale viene rilevata a occhio nudo.

Tipo di nubi: le nubi vengono distinte, da un osservatore esperto secondo la classificazione riportata nella tabella. Il tipo di nube è condizionato anche dalla quota a cui la nube localizza la propria base.

Classificazione delle nubi.

| | Denominazione | Abbreviazione | Altitudine |
|------------------------------|--|----------------------|-------------------------------------|
| Nubi di alta quota | Cirri Cirrocumuli Cirrostrati | Ci Cc Cs | Oltre i 6000 m |
| Nubi di media quota | Alto cumuli Altostrati Nembostrati | Ac As Ns | fra i 2000 e 6000 m |
| Nubi di bassa quota | Strato cumuli Strati Cumuli | Sc St Cu | dal livello del mare a 2000 m |
| Nubi a sviluppo verticale | Cumulonembi | Cb | da pochi metri a sopra i 10000 m |

Moto delle nubi: comprende sia la misura della direzione di spostamento sia quella della velocità relativa, da cui si ricava quella vera quando sia nota l'altezza della nube rispetto al suolo. Anche per questo parametro si possono fare osservazioni a occhi nudo oppure strumentali; in questi secondo caso si utilizzano i nefoscopi che consentono di rilevare sia la direzione sia la velocità apparente. Questi strumenti, sia nel tipo a visione diretta sia nel tipo a riflessione, non consentono una misura automatica ma richiedono la presenza di un operatore. In linea generale si misura il tempo necessario a un punto di riferimento individuato sulla nube per passare tra due traguardi, definiti sullo strumento, a distanza nota.

Altezza della base delle nubi: la maggior parte delle nubi ha la base irregolare e sfumata; proprio per questa caratteristica è difficile definire in modo univoco l'altezza, dal suolo, a cui è posta la loro base. L'Organizzazione Meteorologica Mondiale ha dato una definizione di altezza della base delle nubi, legata al contrasto di luminosità fra queste e il cielo di sfondo. Tale definizione non ha però raccolto consensi unanimi. L'altezza delle nubi è, quasi sempre, stimata a vista e un osservatore esperto riconoscendo il tipo di nube è in grado di stabilirne, in zone pianeggianti, con precisione adeguata alle esigenze sinottiche, anche l'altezza. Ad esempio:

- strati: da 0 a 1000 m;
- strati e cumuli (di cattivo tempo): da 0 a 1000 m;

- cumuli e cumulonembi: da 500 a 1500 m;
- nembostrati (con leggere precipitazioni): inizialmente intorno di 2000 m, quindi la base si abbassa ma raramente scende sotto i 500 m;
- stratocumuli: da 1000 a 1500 m;
- rimanenti tipi: oltre 1000 m.

In zone montane la stima viene facilitata dal confronto con riferimenti di altezza nota (picchi, vette, ecc.).

Per le esigenze aeroportuali la stima a vista è troppo grossolana; fortunatamente per la determinazione della quota a cui si trova la base delle nubi sono stati realizzati diversi strumenti di misura; i più utilizzati sono:

- *Proiettore a fascio luminoso*: è costituito da una sorgente luminosa a fascio verticale (rivolta cioè verso lo zenit); questo ristretto fascio, colpendo la base inferiore di una nube, tratterà in essa un cerchio luminoso. L'osservatore, posto a una distanza prestabilita dal proiettore (in genere 300 m) misurerà dal suo punto l'angolo di elevazione per collimare il cerchio luminoso sulla nube. Dal valore di questo angolo e dalla distanza dell'osservatore dalla sorgente si può calcolare l'altezza della base della nube in esame. Questo metodo di determinazione è abbastanza accurato nelle osservazioni notturne (nubitelemetro notturno). Lo strumento può essere a fascio luminoso verticale o a fascio luminoso obliquo: il criterio di determinazione dell'altezza è analogo.
- *Nefoipsometro a impulsi*: è utilizzabile anche nelle osservazioni diurne; esso impiega un proiettore che emette una luce a impulsi verso lo zenit mentre un ricevitore a cellula fotoelettrica, a distanza nota dal proiettore, esplora il piano verticale, passando per il fascio con una elevazione oscillante tra 0° e 90°. La fotocellula è collegata a un amplificatore che registra un massimo allorché la fotocellula è puntata verso il punto illuminato della nube. Leggendo l'angolo corrispondente al massimo sull'amplificatore si ricava l'altezza della nube con procedimento analogo a quello impiegato con il proiettore a fascio luminoso. Anche qui il nefoipsometro elettronico può essere del tipo a fascio luminoso verticale od obliquo.
- *Radar*: è basato sulla misura del tempo impiegato da un impulso elettromagnetico, emesso verso lo zenit da un trasmettitore, a ritornare al punto di partenza dopo essere stato riflesso da una nube. Giacché la nube diffonde la maggior parte dell'energia dell'impulso ricevuto, l'energia di ritorno è una minima frazione di quella emessa, ma sufficiente per ricavare, dal tempo impiegato per la fase di andata e di ritorno alla velocità di 300000 km s^{-1} , l'altezza della base della nube.

6 Misura della nebbia

Nella pratica dei Servizi Meteorologici si usa classificare la nebbia in funzione della visibilità che essa consente:

- nebbia densa: quando la visibilità scende sotto 40 m;
- nebbia spessa: con visibilità minore di 200 m;
- nebbia: con visibilità minore di 400 m;
- nebbia moderata: con visibilità minore di 1000 m.

Quindi si riconduce la misura della quantità di nebbia a una misura di visibilità definita come la massima distanza alla quale un oggetto scuro di appropriate dimensioni (grandezza angolare compresa fra 0,5 e 5 gradi) può essere visto e identificato a occhio nudo, in condizioni di illuminazione diurna normale.

La definizione data vale per le osservazioni diurne; per la notte le norme internazionali prevedono l'utilizzo, come oggetti di riferimento, di sorgenti luminose standard di cui si conosce la distanza del luogo di osservazione.

Si definisce analiticamente la visibilità V con la relazione:

$$V = - \frac{\ln \varepsilon}{\sigma}$$

dove

ε - soglia di contrasto;

σ - coefficiente di estinzione.

La soglia di contrasto è un parametro che valuta il contrasto fra l'oggetto di riferimento e lo sfondo, al limite della distinguibilità per l'occhio umano. Ovviamente ε è funzione del colore, delle dimensioni angolari e della luminosità dell'oggetto, ma per osservatori normali e in condizioni di illuminazione diurna normale, ε è compreso fra 0,02 e 0,04. Il coefficiente di estinzione è un parametro che esprime l'attenuazione di un raggio luminoso che attraversa uno spessore unitario di atmosfera. L'estinzione della radiazione avviene per assorbimento, σ_a , e per diffusione, σ_d , da parte dei costituenti l'atmosfera: $\sigma = \sigma_a + \sigma_d$.

La stima della visibilità, in tutti Servizi Meteorologici, viene eseguita a "vista" ma per scopi specifici, ad esempio negli aeroporti, può essere effettuato con strumenti basati su vari principi che però possono essere ricondotti a tre categorie:

- strumenti che misurano direttamente la visibilità secondo la definizione data;
- strumenti che deducono il coefficiente di estinzione σ , dall'attenuazione della luce di particolari sorgenti (vanno tarati in termini di visibilità);
- strumenti che misurano il coefficiente di diffusione σ_d , il quale può considerarsi coincidente con σ quando l'assorbimento è trascurabile (come i precedenti vanno tarati in termini di visibilità).

Lo strumento più utilizzato, soprattutto negli aeroporti, è il trasmisometro; in esso un fascio luminoso di intensità nota viene inviato a un ricevitore, distante diverse decine di metri, che ne misura l'intensità. La differenza fra l'intensità luminosa alla sorgente e quella al ricevitore è un indice dell'estinzione prodotta dall'atmosfera. Lo strumento è dotato di un dispositivo elettronico, *chopper*, che modulando opportunamente il fascio luminoso ne consente l'uso anche in luce diurna.

7 Misura delle precipitazioni

Le precipitazioni atmosferiche possono essere umide o secche e possono essere misurate come intensità (quantità nell'unità di tempo) o come qualità (natura chimica).

Fra le precipitazioni umide abbiamo la pioggia, la neve, la grandine, la rugiada, la brina, ecc. Fra le precipitazioni secche, particelle solide non composte di acqua, abbiamo le caligini, i fumi, la sabbia, i pollini, gli aerosol, ecc; ma queste meteore non rientrano nell'ambito dell'argomento trattato in questa sede.

Solo per la pioggia e per la neve sono definiti e standardizzati gli strumenti e le metodologie di misura. Relativamente alla neve descriveremo i misuratori dello spessore del manto e per quanto riguarda la pioggia parleremo delle misure di quantità, di intensità, di energia e di qualità trascurando le misure di distribuzione delle velocità e dei diametri delle gocce (*disdrometer*²¹, spettropluviometro, ecc.).

Gli strumenti per la misura delle precipitazioni vanno posti orizzontalmente su di una superficie rigida, che può essere ricoperta da uno strato erboso oppure da ghiaia.

Per ovviare ai disturbi causati dal vento si deve mettere lo strumento possibilmente lontano da correnti ventose. In alcuni casi si possono anche creare delle barriere con la vegetazione purché siano di altezza uniforme e a distanza superiore al doppio della differenza fra l'altezza della barriera e l'altezza dello strumento.

²¹ *Disdrometer: Distribution drop meter* (misuratore della distribuzione del diametro delle gocce).

Anche l'esposizione alla radiazione solare diretta può essere fonte di errori per evaporazione dell'acqua, soprattutto nel caso di pluviometri totalizzatori.

7.1 La pioggia

Nella misura della quantità di pioggia l'unità di misura è il millimetro infatti si indica lo spessore della lama d'acqua che si accumula su una superficie, orizzontale e impermeabile, di estensione nota. Dividendo la quantità d'acqua (espressa in millimetri) per il tempo (espresso in ore) durante il quale quella quantità è stata raccolta si ottiene l'intensità, media, espressa in millimetri l'ora (mm/h), della pioggia in quell'intervallo di tempo; lo strumento che consente questa misura si chiama pluviometro²².

L'intensità istantanea, che è comunque una quantità raccolta in un intervallo di tempo, sia pure molto breve, si misura con i pluviometri a intensità o, altrimenti detti, pluviointensimetri. Elemento comune a tutti i pluviometri è il collettore che immette l'acqua raccolta nel sistema di misura. Il collettore ha la forma di un imbuto a bocca circolare con superficie da 200 a 1000 cm² e deve essere strutturato in modo tale da evitare che la pioggia possa rimbalzare dall'interno all'esterno e viceversa.

Durante un evento di pioggia si può misurare anche l'energia di impatto delle gocce (lo strumento è l'impattometro), il pH e la conduttività dell'acqua piovana (nell'ordine ieto-pHmetro e ietoconduttimetro) e possono essere prelevati campioni di pioggia per poi, in laboratorio, eseguirne l'analisi chimica (ietocampionatore).

7.1.1 Misura della quantità

- *Pluviometri totalizzatori*

L'acqua raccolta dal collettore viene inviata a un sistema di accumulo: misurato il volume d'acqua raccolta e nota la superficie dalla bocca del collettore è immediato risalire all'altezza della lama d'acqua precipitata.

Nel tempo, e per le diverse esigenze, i sistemi di accumulo utilizzati sono stati i più diversi. Ovviamente anche la dimensione del contenitore deve essere commisurata con la durata degli eventi, per evitare che esso si riempi completamente prima che la precipitazione in atto sia terminata.

Specialmente per strumenti che operano in zone impervie e di difficile accesso è opportuno che il contenitore dell'acqua sia capace di immagazzinare tutte le precipitazioni che si possono verificare nell'intervallo di tempo intercorrente fra due passaggi consecutivi della persona preposta al rilevamento dei dati. In questi casi nel contenitore si introducono dei prodotti chimici per limitare le perdite evaporative.

- *Pluviometri registratori*

In molti casi la misura data dal pluviometro totalizzatore non è sufficientemente significativa; infatti non dà indicazioni né sulla durata dell'evento di pioggia, né sull'ora in cui si è verificato, né sugli intervalli tra le varie cadute. Per avere notizie su questi parametri occorre utilizzare strumenti capaci di registrare nel tempo i dati: registrazione che può essere meccanica (pluviografi) o elettronica.

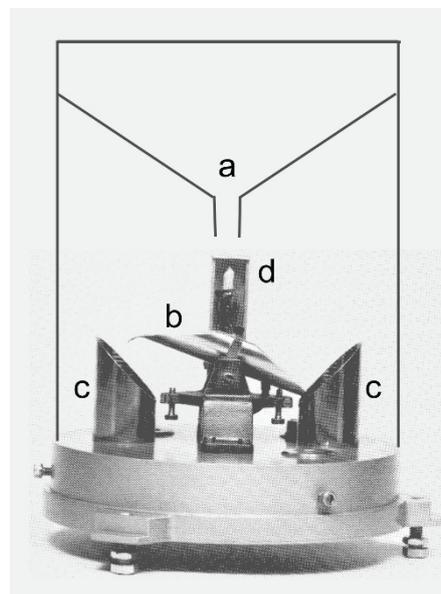
Il pluviometro registratore oggi più utilizzato è quello a doppia vaschetta oscillante (Fig. 32a). Nel pluviometro registratore il collettore immette l'acqua in due vaschette contigue montate su un asse orizzontale intorno al quale possono ruotare di circa 90°. Quando il contenuto di una vaschetta raggiunge un determinato peso (normalmente 20 g, che corrispondono a 0,2 mm di

²² Per quanto riguarda la nomenclatura degli strumenti per la misura della pioggia si usano entrambi i prefissi pluvio e ieto (pioggia: in latino *pluvia*, e in greco *hyetos*).

pioggia attraverso una bocca di 1000 cm^2) questa si abbassa bruscamente e si scarica attraverso un'apertura, mentre inizia a riempirsi l'altra vaschetta.

Questo movimento a bilanciere, tramite un trasduttore (es. relè reed), viene trasformato in un segnale elettrico impulsivo. Poiché a ogni impulso corrisponde lo scarico di una vaschetta, che equivale a una quantità nota di acqua espressa in millimetri, contando gli impulsi nell'unità di tempo si risale alla quantità di pioggia in quell'intervallo di tempo. Normalmente l'intensità media della pioggia viene espressa in millimetri/ora.

Figura 32a - Pluviometro a vaschetta oscillante con involucro e imbuto "simulati": a, imbuto con bocca tarata, con diametro standard di 36 cm (il gambo dell'imbuto arriva fino a sfiorare la vaschetta oscillante); b, doppia vaschetta oscillante; c, scarichi dell'acqua; d, relè reed.



7.1.2 Misura dell'intensità

Con i pluviometri a vaschetta oscillante, che in base allo standard meteorologico forniscono un impulso ogni $0,2 \text{ mm}$ di pioggia, contando il numero di impulsi in un determinato intervallo di tempo si risale alla intensità media della pioggia in quell'intervallo.

Volendo un'intensità "istantanea", ovvero le fluttuazioni dell'intensità durante l'evento, il pluviometro a vaschetta non è più utilizzabile perché non fornisce indicazioni su intensità inferiori a $0,2 \text{ mm min}^{-1}$. In questi casi bisogna passare al pluviointensimetro cioè a uno strumento in cui la misura non viene eseguita per quantità prestabilite di pioggia, ma a intervalli prestabiliti di tempo.

La figura 32b rappresenta la sezione di un pluviointensimetro in cui si vedono le parti essenziali. La pioggia raccolta nel cono (a) passa attraverso la valvola, normalmente aperta, (b) e cade nel recipiente (c) che è vincolato su una cella di carico (d) che pesa l'acqua raccolta.

Il sistema è gestito da un microprocessore che, con una cadenza temporale stabilita dall'utilizzatore, legge il peso dell'acqua raccolta in (c) e ne fa la differenza con la lettura precedente. Così facendo si ha la quantità di acqua raccolta nell'intervallo di tempo prestabilito.

Quando l'acqua raccolta in (c) raggiunge un peso limite si apre l'elettrovalvola, normalmente chiusa, (e) e si chiude la (b). Il contenitore (c) si svuota e nel frattempo l'acqua si accumula nell'imbuto che non grava sulla cella di carico. Dopo il tempo necessario a svuotare (c) le elettrovalvole si commutano e l'acqua contenuta nell'imbuto passa rapidamente in (c), e ricomincia un altro ciclo di misura. Lo strumento descritto può funzionare nella gamma $0,03 \div 4 \text{ mm min}^{-1}$, con precisione e risoluzione di $0,03 \text{ mm min}^{-1}$.

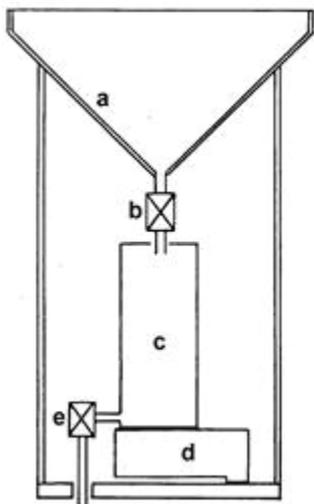


Figura 32b - Pluviointensimetro (schema semplificato):

- a: cono con bocca tarata $0,1 \text{ m}^2$;
- b: elettrovalvola normalmente aperta;
- c: recipiente della pioggia;
- d: cella di carico;
- e: elettrovalvola normalmente chiusa.

7.1.3 Misura dell'energia

Per particolari studi è di grande utilità la misura dell'energia della pioggia raccolta sull'unità di superficie nell'unità di tempo. Questa può essere calcolata con diversi modelli empirici a partire dall'intensità della pioggia ma può anche essere misurata direttamente con gli impattometri.

L'impattometro qui descritto è una delle realizzazioni più recenti che rispetto alle altre è più immune ai rumori acustici di fondo, ai disturbi elettrici e alle derive.

In figura 33 è rappresentata una sezione dello strumento la cui superficie (a) è di bronzo sinterizzato ed è leggermente convessa al fine di: ridurre il rimbalzo delle gocce di pioggia, evitare ristagni o formazione di veli liquidi sulla superficie, favorire il drenaggio dell'acqua verso lo scarico.

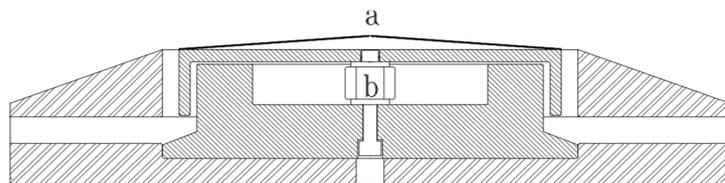


Figura 33 - Sezione dell'impattometro: a, superficie sensibile; b, trasduttore d'urto.

Le gocce urtando la superficie cedono la loro energia a questa, che a sua volta la trasmette a un trasduttore d'urto di tipo piezoelettrico (b), a cui è rigidamente vincolata. Il trasduttore fornisce un segnale di tensione proporzionale agli impulsi ricevuti istante per istante. La tensione erogata dal trasduttore è inviata a un integratore che produce una tensione proporzionale all'energia raccolta in un intervallo di tempo prestabilito.

7.1.4 Misura della qualità

Le grandi quantità di composti che vengono scaricati nell'atmosfera attraverso i processi di combustione, riprecipitano al suolo o disciolte nell'acqua (della pioggia, della neve, della nebbia, ecc.) o sotto forma di polveri.

Il campionamento, al fine dell'analisi qualitativa, delle deposizioni atmosferiche viene fatto mediante due tipi di collettori:

- campionatori *bulk* (contenitori cilindrici costantemente aperti) che raccolgono nello stesso recipiente deposizione atmosferica secca (*dry*) e liquida (*wet*);
- collettori *wet-dry* che raccolgono separatamente, in modo automatico, la deposizione atmosferica umida e quella secca (figura 34).

In commercio esistono sia strumenti di tipo *only-wet* sia di tipo *wet-dry*, l'attivazione di questi strumenti è data, in ogni caso, da un sensore di presenza della pioggia, pluviostato, che indica l'inizio e la fine dell'evento. Nel tipo *only-wet* con l'inizio della pioggia si apre il collettore della deposizione liquida, nei *wet-dry* contemporaneamente si chiude il collettore della deposizione secca; viceversa alla fine dell'evento. I collettori possono essere dei semplici contenitori in cui si raccoglie l'acqua durante tutto l'evento, e le polveri fra due eventi.

Collettori per deposizioni umide più complessi sono quelli in cui un campionatore ogni 15 s od ogni 0,2 mm di pioggia raccoglie un campione e ne dà automaticamente il valore del pH e in dei casi anche la conducibilità elettrica (campionatore sequenziale). Così facendo si ottiene l'andamento del pH durante l'evento piovoso e, nel secondo caso, dal conteggio delle misure fatte, anche l'intensità della pioggia.

Le deposizioni secche raccolte vengono, di norma, analizzate chimicamente in laboratorio.



Figura 34 – Collettore *wet - dry*. In assenza di pioggia il contenitore *dry* è aperto e quello *wet* è tappato. Con l'inizio della pioggia un pluviostato fa sì che il sistema di chiusura del collettore passi da quello *wet* a quello *dry*.

I sistemi a semplice contenitore costringono, al termine dell'evento, all'immediato prelievo e analisi dell'acqua raccolta perché, non essendo sufficientemente protetta e mantenuta a bassa temperatura, potrebbe alterarsi. Il pH misurato è, in ogni caso, il valore medio del pH della pioggia raccolta.

I campionatori sequenziali, oltre a dare una misura automatica del pH e a registrarne l'evoluzione durante l'evento, consentono, in alcuni strumenti, una adeguata conservazione dei campioni di pioggia. Le misure eseguite da questi strumenti sono molto accurate ma il costo del sistema è assai alto; inoltre, dati gli elevati consumi d'energia, hanno bisogno del collegamento alla rete elettrica.

Presso il nostro laboratorio di elettronica è stato realizzato uno ieto-pHmetro, con campionatore sequenziale di pioggia e di deposizioni secche, che ogni 0,5 mm di pioggia fornisce automaticamente il pH del campione e, in una recentissima versione, anche la sua conducibilità elettrica. Lo strumento è gestito da un microcontrollore che, fra l'altro, acquisisce i dati dai sensori, li memorizza e consente l'interfacciamento a computer. Dal punto di vista qualitativo e di costo, lo strumento citato, si colloca fra i due tipi prima descritti.

Secondo parametro di grande importanza nelle misure qualitative della pioggia è la sua conducibilità elettrica. Normalmente questa grandezza viene misurata in laboratorio nei campioni di pioggia prelevati come precedentemente detto; campioni che vengono anche utilizzati per le analisi chimiche.

Sempre nel nostro laboratorio è stato sviluppato il prototipo di uno strumento che, durante un evento, raccoglie campioni di pioggia di volume predefinibile dall'utente, conservandoli in contenitori separati dopo averne misurata la conducibilità. Così facendo si ottiene l'andamento della conducibilità dell'acqua piovana durante l'evento e non il suo valore medio come accade con i normali campionatori del commercio.

Questo strumento può operare da solo come conduttimetro-campionatore o può essere sincronizzato con lo ieto-pHmetro, a cui si è poco sopra accennato.

7.2 La neve, la grandine

La quantificazione di queste precipitazioni, come per la pioggia, dovrebbe consistere nella misura dello spessore dello strato, di neve o di grandine, depositato sull'unità di superficie. Soprattutto per la grandine la difficoltà sta proprio nella misura di questo spessore. Nel caso della neve lo spessore del manto viene misurato per lettura diretta sulla graduazione di un'asta metrica (picchetto) infissa permanentemente nel suolo. Per una determinazione più rappresentativa è opportuno predisporre più picchetti (almeno tre), infissi in punti rappresentativi, e mediare i valori rilevati. La maggiore difficoltà in queste misure risiede proprio nella scelta dei punti di

predisposizione dei picchetti, questi infatti non devono essere influenzati da ostacoli che producano accumuli o impediscano la naturale stratificazione.

Il metodo più comune per rilevare lo spessore della neve fresca è quello delle tavole: si dispongono orizzontalmente a 1 metro dal suolo almeno tre tavole di legno, di colore bianco, con superficie di 1 m², distanziate fra loro. Se la quantità di neve raccolta non è stata influenzata dal vento un'asta graduata affondata nella neve ne indica lo spessore. La media dei tre valori è un buon indice dello spessore del manto nevoso. Dal peso della neve raccolta, noto il volume (superficie di 1 m² fissa, e altezza misurata) si calcola l'equivalente in acqua che di norma fa corrispondere a 1 cm di neve fresca 1 mm di acqua. L'equivalente in acqua della neve o della grandine può essere ottenuto anche direttamente tramite pluviometri con collettore riscaldato.

Vari autori hanno realizzato nivometri manuali per il prelievo di campioni cilindrici di neve, di volume noto, per risalire da questi all'equivalente in acqua.

La quantità in peso di neve e grandine possono essere rilevate anche tramite sistemi di pesatura automatica (bilance a celle di carico) in cui il piattello di una bilancia (di superficie nota, non inferiore a 40 cm²) raccoglie il precipitato e al contempo lo pesa.

Attualmente, la maggior parte dei nivometri (misuratori dello spessore del manto nevoso), impiegati nelle stazioni meteorologiche, si basa sul telemetro a ultrasuoni.

Un telemetro a ultrasuoni è costituito da un generatore di impulsi ultrasonici che vengono emessi verso il bersaglio di cui si vuole misurare la distanza. L'ultrasuono dopo aver colpito il bersaglio viene riflesso verso lo strumento che è dotato anche di un ricevitore di impulsi ultrasonici. L'elettronica associata al sistema misura il tempo di volo dell'ultrasuono, cioè l'intervallo di tempo che va dall'emissione dell'impulso alla ricezione dell'eco, e, nota la velocità di propagazione dell'ultrasuono, calcola la distanza del bersaglio dal telemetro. Posizionando un telemetro a ultrasuoni a un'altezza prestabilita sulla verticale del suolo ogni variazione di distanza della superficie osservata, rispetto allo strumento, prodotta ad esempio da un accumulo di neve, verrà prontamente rilevata con una precisione di circa 1 % del range di misura che può andare da 1 m a 10 m.

Come già detto il metodo prevede di conoscere la velocità di volo dell'ultrasuono, ma questa è fortemente dipendente dalla densità dell'aria e quindi dalle condizioni meteorologiche: temperatura, umidità, pressione, vento. Tre sono i criteri di correzione del dato che possono essere adottati:

- compensazione termica;
- bersaglio di riferimento;
- rete neurale.

Compensazione termica

Poiché la temperatura è il parametro che maggiormente influisce sulla densità dell'aria, nel telemetro è inserito un circuito termometrico che misura le variazioni della temperatura dell'aria rispetto alle condizioni termodinamiche standard di taratura del telemetro stesso. Il tempo di volo viene corretto, automaticamente, col dato termometrico e quindi la velocità utilizzata nel calcolo della distanza può essere quella delle condizioni standard. I risultati ottenibili con questa procedura non sono sempre soddisfacenti perché, fra l'altro, il sistema considera solo le variazioni di temperatura e non gli altri fattori meteorologici che influenzano la densità dell'aria.

Bersaglio di riferimento

Il telemetro, prima di ogni misura, esegue una autocalibrazione cioè invia un impulso a un bersaglio di riferimento a distanza nota e invariabile e quindi calcola la velocità dell'ultrasuono dalla misura del tempo di volo. In rapidissima successione viene eseguita la misura rispetto alla superficie monitorata, utilizzando come velocità dell'ultrasuono quella calcolata pochi istanti prima in condizioni meteorologiche praticamente identiche. Una limitazione del metodo è dovuta al depositarsi di neve o ghiaccio sul bersaglio di riferimento, poiché questo provoca una variazione della distanza percorsa dall'ultrasuono in fase di calibrazione.

Rete neurale

È stato mostrato come il dato di un telemetro a ultrasuoni senza alcuna compensazione può essere corretto tramite una rete neurale a cui vengono forniti contemporaneamente i dati meteorologici. I risultati evidenziano che la precisione e la fedeltà della misura sono decisamente superiori a quelle di un telemetro compensato con una termoresistenza.

7.3 La rugiada, la brina

La misura di queste precipitazioni occulte non è ancora stata standardizzata; solitamente si opera con bilance sul cui piattello si deposita la rugiada o la brina. Poiché il manifestarsi di queste idrometeorie è legata alla temperatura a cui si porta, per raffreddamento radiativo, la superficie esposta, può accadere di avere rugiada sul terreno e non averne o averne in quantità ridotta sul sistema di misura, e viceversa. La temperatura raggiunta dalle superfici dipende infatti dalle loro caratteristiche fisiche superficiali e dalla loro geometria.

In ogni caso la quantità d'acqua raccolta è sempre modesta, rispetto alla tara, e quindi sono necessarie bilance di alta precisione e risoluzione, che però mal si prestano a funzionare in campo. È inoltre opportuno che la bilancia sia collegata a un sistema di rilevamento e registrazione per consentirne l'acquisizione automatica dei dati. In questo modo si può tener conto dell'acqua raccolta durante la notte e di quella persa per evaporazione all'inizio del nuovo giorno.

In queste misure si è soliti anche misurare la temperatura del piattello di raccolta per individuare se si è trattato di rugiada o di brina (temperature in gradi centigradi sotto lo zero).

Molto più diffusi sono invece i sensori che rilevano la presenza di acqua sulle superfici senza indicarne la quantità, ma registrando solo la durata della bagnatura. In questi casi si tratta di una superficie su cui sono riportati due elettrodi che vengono cortocircuitati dalla presenza dell'acqua. Il periodo di cortocircuito è registrato come periodo di bagnatura della superficie. Molti sono i materiali utilizzati per realizzare la superficie e molte sono le geometrie con le quali sono stati realizzati gli elettrodi. Nella versione più comune la superficie è una lamina di vetronite sulla quale sono riportati due elettrodi a pettine, di rame, di spessore inferiore a 0,1 mm. I rebbi di un pettine sono intercalati a quelli dell'altro e bastano poche gocce di acqua per provocare il loro cortocircuito, che viene rilevato da un sistema elettronico. A fronte della semplicità del sensore c'è una relativa complessità dell'elettronica di gestione. Ad esempio, contrariamente alla maggior parte dei dispositivi per la meteorologia che operano in corrente continua, questi sensori richiedono la corrente alternata per evitare l'elettrolisi degli elettrodi che talvolta, per resistere meglio all'azione chimica dell'ambiente, sono realizzati in rame dorato.

8 Radiazione solare

I flussi di radiazione solare di maggior interesse dal punto di vista meteorologico sono:

- Radiazione globale
- Radiazione diffusa
- Radiazione riflessa
- Radiazione diretta
- Radiazione netta

in questo paragrafo parleremo solo della misura della loro intensità e non della misura della loro composizione spettrale; questo aspetto sarà discusso nell'Appendice II.

Altro parametro di interesse, in relazione alla radiazione solare, è il tempo di presenza del Sole in assenza di nubi ovvero l'eliofania.

È ovvio che qualsiasi sia il tipo di sensore utilizzato o il flusso di radiazione che interessa misurare, gli strumenti vanno installati in zone prive di ostacoli; questi infatti potrebbero, in delle ore del giorno, ombreggiare gli strumenti o, a seconda della loro posizione e del loro colore, riflettere luce sul sensore. I massimi pericoli di occultamento del Sole da parte degli ostacoli si hanno quando questo è più basso sull'orizzonte cioè all'alba e al tramonto. Il WMO²³ pone a 5° come limite massimo di perdita di vista del Sole all'orizzonte. Complessivamente gli altri ostacoli non devono occultare il Sole per più di 0,5 steradiani. È altresì importante evitare la vicinanza con qualsiasi sorgente artificiale di radiazione luminosa.

Gli strumenti per la misura dei flussi radiativi utilizzano come elemento sensibile o una termopila o una fotocella.

- *Termopila*

L'elemento sensibile è in genere costituito da una superficie annerita (corpo nero) che assorbendo la radiazione si scalda creando una differenza di temperatura rispetto a quella ambiente. Tale differenza di temperatura viene rilevata utilizzando termocoppie montate in serie a formare una termopila. La tensione da essa prodotta risulta proporzionale alla quantità di radiazione assorbita dal sensore secondo un coefficiente che dipende dal tipo di strumento utilizzato.

Con questo tipo di sensore si realizzano gli strumenti migliori per quanto riguarda la precisione della misura. La risoluzione è invece più bassa di quella degli strumenti che utilizzano fotocelle.

Laddove si utilizzino sistemi di acquisizione dati analogici c'è da prestare attenzione alla loro impedenza di ingresso, che dovrà essere molto alta per poter essere assai maggiore di quella di questi sensori che si aggira intorno a 500 Ω. Da questo punto di vista non ci sono problemi con i sistemi digitali che hanno comunque impedenze di ingresso elevatissime.

- *Fotocella*

È un dispositivo a semiconduttore (silicio) che produce, ai capi di una resistenza elettrica, una differenza di potenziale proporzionale all'intensità della radiazione che lo colpisce. La risposta della fotocella non è però indipendente dalla lunghezza d'onda della radiazione come invece è quella della termopila. La risposta spettrale delle fotocelle presenta, a parità di potenza radiativa incidente, un massimo intorno a 900 μm (infrarosso vicino) e tende ad annullarsi sopra i 1200 μm e sotto i 400 μm. Ovviamente questo conferisce loro una minore precisione rispetto ai sensori a termopila nei confronti dei quali però hanno una risoluzione più elevata.

Il costo di uno strumento a fotocella è sensibilmente più basso di uno a termopila.

8.1 Radiazione globale

Viene definita come la somma della radiazione misurata a terra su un piano orizzontale, proveniente direttamente dal disco solare e diffusa dal cielo per effetto delle nubi e di altri costituenti atmosferici. I rapporti tra le due componenti sono in relazione alle condizioni atmosferiche. Lo spettro di lunghezze d'onda interessato è compreso tra 0,3 e 3 μm. Per studi particolari è possibile restringere la banda indicata facendo ricorso a filtri passa banda.

Per la misura della radiazione globale si utilizzano strumenti detti piranometri o solarimetri (Fig. 35), la cui superficie sensibile è protetta dalle influenze atmosferiche mediante due cupole concentriche di vetro opportunamente trattato. Particolare attenzione va prestata alla pulizia di queste; inoltre va evitato che su di esse si formi rugiada o brina; per ovviare a ciò possono essere usati dei termoconvettori che soffiano aria calda sulle cupolette stesse. Per quanto riguarda la condensa interna alle cupolette, questa viene evitata da una cartuccia di gel di silice che va, ovviamente, regolarmente sostituita.

²³ W.M.O. World Meteorological Organization.

Questi strumenti vanno orientati in modo che i lati più lunghi del rettangolo formante la termopila, siano in direzione Est - Ovest (regolazione dell'azimut) e, se non va in contraddizione con questo, è anche opportuno che il connettore dei cavi di collegamento sia esposto a Nord (nell'emisfero boreale), onde evitare che una sua insolazione produca potenziali termoelettrici nei contatti.

Ovviamente non ha senso parlare di regolazione dell'azimut se la termopila è a simmetria circolare o se viene utilizzato un sensore a fotocella.

Alcuni tipi di solarimetro sono compensati nei confronti delle variazioni della temperatura ambiente, per altri le case costruttrici, fra le specifiche, forniscono un coefficiente per la correzione dei dati (coefficiente di temperatura).



Figura 35 - Solarimetro: si osservino al centro le due cupolette in vetro e sotto a queste la superficie sensibile annerita.

8.2 Radiazione diffusa

Viene definita come la componente, misurata su un piano orizzontale, della radiazione solare che arriva a terra non direttamente dal disco del Sole ma per effetto della diffusione da parte delle molecole dei gas dell'atmosfera e da parte delle nubi.

Per la sua misura si fa ricorso a un solarimetro provvisto di una fascia circolare concentrica alle cupolette di protezione, montata in modo tale da porre in ombra la parte sensibile (Fig. 36). Per assicurare l'ombreggiamento durante tutto il giorno le guide che sorreggono la fascia devono essere poste parallele all'asse terrestre; per fare ciò basta disporle, rispetto all'orizzonte locale, con un angolo pari alla latitudine. La larghezza della fascia garantisce l'ombreggiamento per qualche giorno ma, col cambiare della declinazione del Sole, la fascia va traslata sulle guide in modo da rimettere in ombra il sensore.

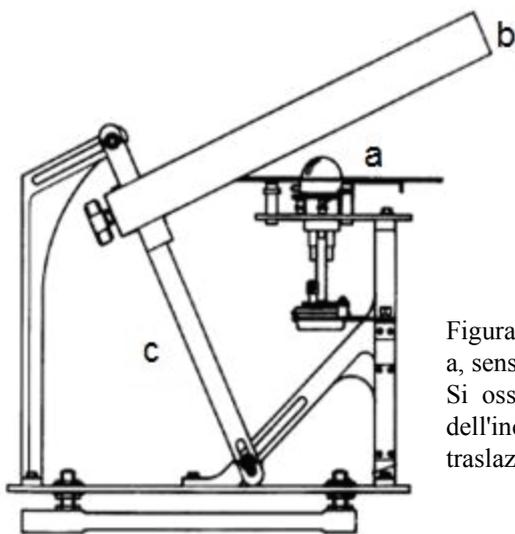


Figura 36 - Solarimetro per la misura della radiazione diffusa: a, sensore radiometrico; b, fascia ombreggiante; c, guida.

Si osservi la struttura meccanica che consente la regolazione dell'inclinazione della fascia rispetto all'orizzonte e la sua traslazione durante l'anno.

Ovviamente la fascia oscurante occulta anche una parte del cielo, e questo tanto più quanto più è larga, quindi la radiazione diffusa viene sottostimata dallo strumento. Diversi autori hanno proposto formule per la correzione dei dati misurati. Un minore occultamento del cielo si ottiene ombreggiando il sensore del piranometro con un dischetto animato da moto sincrono a quello apparente del Sole (inseguitore solare). Anche in questo caso il braccio che sorregge il dischetto va regolato in modo tale che l'ombra di quest'ultimo centri in ogni momento il sensore. La frequenza della regolazione dipende dalle dimensioni del dischetto e dalla sua distanza dal piranometro; un disco più grande occulta per più tempo il sensore ma occulta anche una maggiore parte di cielo.

8.3 Radiazione riflessa

È la radiazione solare riflessa da una superficie entro la banda da 0,3 a 3 μm . Gli strumenti impiegati per la sua misura sono sempre piranometri posti orizzontalmente e capovolti verso la superficie in esame.

Il rapporto fra la radiazione riflessa e la radiazione globale dà l'albedo. Spesso i piranometri necessari a eseguire queste due misure vengono assemblati in un unico strumento, che prende il nome di albedometro. Dallo strumento si hanno due tensioni che vengono inviate al sistema di acquisizione dati e in fase di elaborazione ne viene effettuato il rapporto.

Generalmente la radiazione riflessa si rileva da una distanza di 1 ÷ 2 metri dalla superficie in esame. In caso di superfici vegetate, l'erba sottostante allo strumento va mantenuta a un'altezza costante. Se le osservazioni vengono eseguite su superfici innevate l'altezza dello strumento va modificata a seconda dello spessore del manto nevoso.

8.4 Radiazione diretta

Viene misurata con i pireliometri che sono caratterizzati dal fatto che la superficie di misura è costantemente mantenuta perpendicolare ai raggi solari e che l'apertura dello strumento, che è costituito da una sorta di tubo lungo quasi 25 cm, è all'incirca pari all'angolo solido entro cui dalla Terra si vede il Sole con il suo alone. L'elemento sensibile è costituito generalmente da una termopila posta all'estremo del tubo opposto all'apertura (Fig. 37).

Lo strumento non è di facile uso ed è molto costoso, soprattutto se montato su un inseguitore solare per misure in continuo.

Se non servono particolari precisioni, una misura in continuo della componente verticale della radiazione diretta può essere ottenuta come differenza tra la misura della radiazione globale e quella della radiazione diffusa:

$$I \sin h = G - D$$

dove:

I = radiazione diretta

h = altezza del Sole sull'orizzonte

G = radiazione globale

D = radiazione diffusa

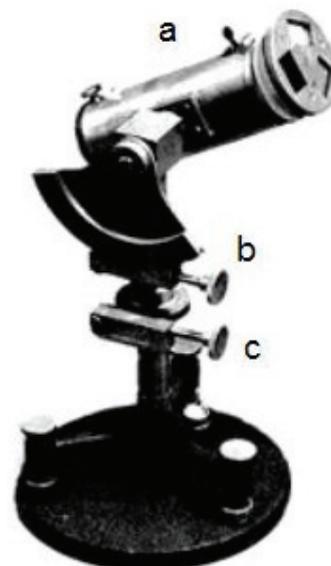


Figura 37 - Pireliometro:
a, "tubo" orientabile verso il sole, contenente sul fondo il sensore radiometrico;
b, dispositivo per la regolazione dell'elevazione;
c, dispositivo per la regolazione dell'azimut.

8.5 Radiazione netta

È la differenza tra la radiazione proveniente dal cielo e quella in arrivo dalla superficie in esame nella gamma spettrale da 0,3 a circa 60 μm .

Gli strumenti impiegati per misurare questa grandezza sono costituiti da due radiometri: uno rivolto verso il cielo e l'altro verso la superficie in esame.

La radiazione netta è fondamentalmente diversa dall'albedo sia per l'algoritmo impiegato per ottenerla sia per l'intervallo di frequenze; in questo caso infatti si registra anche la radiazione propria dei corpi naturali che essendo in genere a una temperatura di circa 300 K presentano il massimo di emissione nella banda dell'infrarosso termico.

In pratica il radiometro netto è formato da una sola termopila, posta orizzontalmente in cui entrambe le facce sono esposte alla radiazione: la faccia superiore riceve l'energia proveniente dall'alto, quella inferiore l'energia proveniente dal basso. Così facendo la tensione che si ottiene è proporzionale alla differenza delle due energie ovvero alla radiazione netta (Fig. 38).

Può accadere che durante la notte la radiazione dal basso sia superiore a quella dall'alto, in tal caso il segnale prodotto dalla termopila risulta negativo e quindi i sistemi di acquisizione dati utilizzati devono essere in grado di gestire segnali di questo tipo.

La protezione dagli agenti atmosferici delle due superfici sensibili viene realizzata mediante due cupolette di polietilene molto sottili che garantiscono il passaggio della radiazione elettromagnetica nell'intervallo spettrale sopra indicato. Queste cupolette vengono tenute in tensione mediante un flusso di azoto o aria anidra che permette anche di compensare i differenti coefficienti di convezione della faccia superiore e di quella inferiore della termopila. Il flusso di gas non deve però essere così intenso da asportare calore dalle due superfici quindi la portata dalla pompa va accuratamente regolata.

Tutto il sistema deve rimanere costantemente in piano ed essere frequentemente controllato e sottoposto a pulizie, talché ne risulta un impiego non facile soprattutto per misure continuative. Il radiometro netto va mantenuto a circa 2 metri sopra il livello della vegetazione.

La trasparenza delle cupolette all'infrarosso termico, per il processo di ossidazione del polietilene, non si mantiene per più di sei mesi quindi è opportuna una regolare sostituzione di questa anche se "a occhio" risultano ancora trasparenti.



Figura 38 - Radiometro netto: si osservino le cupolette che proteggono le superfici sensibili che ricevono la radiazione dall'alto e dal basso.

Particolare attenzione va anche osservata nella regolazione del flusso di aria anidra o di azoto che mantiene in tensione le cupolette. Al momento dell'installazione è norma prudenziale far gorgogliare il gas in uscita dal radiometro netto in una provetta d'acqua e regolare il flusso in modo da non avere più di 10 ÷ 15 "bolle" al minuto.

Esistono in commercio sensori con cupolette semirigide o rigide che non necessitano del flusso d'aria, ma per il forte spessore delle cupolette sensibilità, precisione e risoluzione dello strumento sono più bassi.

8.6 Eliofania

È definita come la durata in ore dell'insolazione. L'eliofanografo più usato è quello di Campbell-Stokes, che costituisce un riferimento per tutti gli altri eliofanografi, ma non consente misure automatizzate.

Diversi sono gli strumenti realizzati che possono essere collegati a sistemi di acquisizione dati automatici, ma quasi tutti, avendo parti in movimento, richiedono una adeguata alimentazione elettrica. Non essendo questa sempre disponibile nei siti in cui vengono installate le centraline meteorologiche, questi strumenti non sono molto utilizzati.

Si può risolvere il problema con una misura indiretta che deriva dalla definizione di eliofania: si considera come soglia di eliofania il valore della radiazione diretta del sole al crepuscolo che, in giornate estremamente limpide, è assunto pari a 120 W m^{-2} ; sopra a questo valore c'è eliofania, sotto no.

Considerando l'elevazione del sole al crepuscolo ne deriva che per esserci eliofania la componente verticale della radiazione diretta deve essere almeno 20 W m^{-2} . Ricordando l'equazione:

$$I \sin h = G - D$$

che esprime appunto la componente verticale della radiazione diretta, possiamo dire che per tutto il tempo in cui $G - D \geq 20 \text{ W m}^{-2}$ c'è eliofania.

Per quanto sopra è sufficiente misurare G e D e vedere per quanto tempo e in quali momenti, durante il giorno, la radiazione globale ha superato la radiazione diffusa di almeno 20 W m^{-2} .



Figura 39 – Elioanografo di Campbell-Stokes.

Metodi di misura e strumenti per il monitoraggio delle principali grandezze ambientali costiere, misurabili in acqua marina

Alcune misure relative all'acqua possono essere fatte in laboratorio, mentre altre vanno fatte *in situ*. Nel caso delle prime è necessario prelevare dei campioni d'acqua alle diverse profondità, mentre per le altre è necessario posizionare alle profondità predeterminate gli strumenti.

La misura *in situ* dei parametri di un ambiente fluido può essere attuata in due modi:

1) metodo di Lagrange

si considera un elemento di volume infinitesimo del fluido e si studia come variano nel tempo i parametri che lo caratterizzano:

velocità, del volume considerato;

temperatura (c.s.);

densità (c.s.);

salinità (c.s.).

2) metodo di Eulero

assegnata una posizione P nello spazio, di coordinate x, y, z, si studia come variano in quel punto, nel tempo, i parametri rappresentativi del fluido:

velocità, del fluido nel punto considerato;

temperatura (c.s.);

densità (c.s.);

salinità (c.s.).

Ovviamente le metodologie di misura e la strumentazione cambiano se consideriamo l'ambiente fluido lagrangiano o euleriano. L'atmosfera, per studi meteorologici, è fondamentalmente considerata euleriana: termometri solarimetri, igrometri, anemometri stanno fermi in un punto (stazione di misura). Solo per studi di dinamica delle masse l'atmosfera viene considerata lagrangiana.

Per quanto riguarda l'ambiente oceanico esso viene considerato lagrangiano o euleriano a seconda degli studi che vi si svolgono.

1 Campionatori d'acqua

Il prelievo di campioni d'acqua marina, a varie profondità, viene effettuato utilizzando dei contenitori cilindrici aperti su entrambe le basi, di vario materiale (vetro, plastica, acciaio inossidabile, ecc.) e capacità, che vengono appesi, opportunamente distanziati, a un cavo alla cui estremità è posto un peso. La serie di contenitori è calata in mare da una imbarcazione. Le bottiglie sono dotate di chiusura ermetica che è comandata dall'invio, dalla superficie, di un peso "messaggero" che scivolando sul cavo e raggiunta la prima bottiglia, ne provoca la chiusura e attiva lo sgancio di un secondo messaggero che va a provocare la chiusura del successivo contenitore e così via. Esistono vari tipi di sistemi di campionamento, ne citiamo due:

Bottiglie a rovesciamento (tipo Nansen)

Il contenitore cilindrico è montato in posizione verticale; l'impatto del messaggero provoca il capovolgimento della bottiglia. Contemporaneamente alla rotazione due valvole poste all'interno della bottiglia, provvedono alla chiusura delle due aperture.

Bottiglie a scatto (tipo Niskin)

Anche in questo caso il contenitore cilindrico è in posizione verticale (Fig. 40). I due tappi, T, che provvedono alla chiusura delle estremità sono connessi tra loro con un elastico, E, che passa attraverso la bottiglia e mantenuti aperti da un meccanismo di aggancio, MA. Un peso messaggero, PM1, liberato dalla superficie urtando MA sgancia i due tappi che richiamati da E vanno a chiudere la bottiglia. Contemporaneamente alla chiusura si ha lo sgancio di un secondo messaggero, PM2, che va ad azionare la chiusura della successiva bottiglia. Esiste una versione di questo campionatore che viene posizionato parallelamente al fondo marino consentendo di raccogliere il campione d'acqua in prossimità di questo.

Attualmente, grazie allo sviluppo della tecnologia elettronica, questo tipo di campionamento è stato automatizzato. Un moderno campionatore (*rosette multisampler*) è costituito da un insieme di bottiglie di tipo Niskin (se ne trovano fino a 24) montate in una gabbia cilindrica metallica. Al centro della struttura è inserita una sonda multiparametrica o almeno un sensore di pressione idrostatica per determinare la profondità di campionamento. I dati sono riportati in superficie attraverso un cavo oceanografico, mediante il quale si comanda anche la chiusura in successione dei contenitori alle diverse profondità di campionamento.

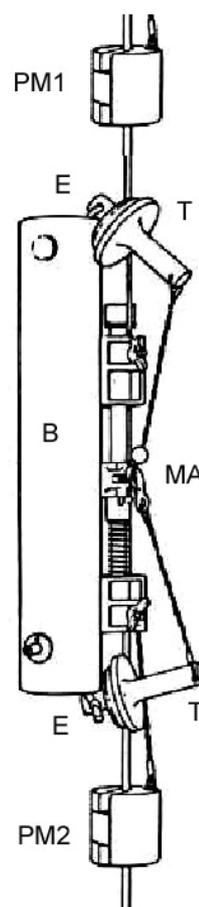


Figura 40 - Bottiglia di campionamento del tipo Niskin: B, bottiglia; T, tappo; PM1, PM2, pesi messaggeri; E, elastico.

2 Misure di salinità

Il metodo diretto per la misura quantitativa della salinità consiste nell'estrazione del soluto per evaporazione dell'acqua di un campione. Questo metodo, oltre alla difficoltà di dover operare in laboratorio, non è molto accurato perché l'evaporazione, al fine di evitare reazioni chimiche tra gli elementi disciolti, non può essere completamente realizzata.

Nella pratica sono stati adottati metodi indiretti per la determinazione della salinità; attraverso misure o di clorinità o di conducibilità di un campione, si risale alla salinità mediante algoritmi. Una convenzione internazionale, del 1981, ha definito e adottato la scala di salinità pratica per consentire facili misure *in situ* o in laboratorio. La salinità pratica (simbolo: S) è una grandezza adimensionale, identificata con la sigla psu, (*practical salinity units*), che può essere ottenuta, correntemente, con due procedure:

- in funzione della concentrazione del cloro presente in un campione di acqua di mare, o clorinità (simbolo: Cl);
- in funzione della conducibilità elettrica, della temperatura e della pressione.

Misura della salinità col metodo della clorinità

Il metodo è impiegato per misure di riferimento e prevede la titolazione del cloro del campione d'acqua di mare in laboratorio, con nitrato d'argento, usando come indicatore il cromato di potassio. Quando l'argento ha spostato tutto il cloro formando cloruro d'argento, di colore bianco, si combina con il cromato di potassio dando cromato d'argento, di colore rosso. La

soluzione usata per la titolazione è standardizzata in riferimento a un campione “d’acqua normale standard” la cui clorinità è determinata con elevata precisione. I campioni, di varia salinità, sono forniti da laboratori specializzati in ampole sigillate.

In base all’ipotesi della costanza dei rapporti tra gli elementi principali, salinità e clorinità sono grandezze proporzionali e, per definizione è:

$$S = 1,80655 \text{ Cl}$$

dove

S - salinità pratica, espressa in psu (*potential salinity unit*);

Cl - clorinità, espressa in g/kg.

Il coefficiente moltiplicativo presente nella precedente equazione è dato dalla somma delle concentrazioni ioniche dei vari costituenti divisa per la concentrazione dello ione cloro. A tale rapporto, negli anni '60, fu attribuito il valore standard di 1,80655 valido per tutti i mari, con salinità intorno al 35 ‰.

Misura della salinità col metodo della conduttività

Il metodo, per certi aspetti più complesso del precedente, prevede che la salinità pratica S sia calcolata in funzione: della conduttività elettrica, della temperatura e della pressione dell’acqua di mare; parametri che vengono misurati normalmente in situ da apposite sonde CTD (*Conducibility Temperature Deep*) o in laboratorio (salinometri). La definizione di maggior dettaglio è stata data dall’UNESCO nel 1981, ma risultati sufficientemente corretti si possono ottenere tramite la relazione :

$$S = 0,0080 - 0,1692 R^{1/2} + 25,3851 R + 14,0941 R^{3/2} - 7,0261 R^2 + 2,7081 R^{5/2}$$

dove R è il rapporto tra le conduttività, alla temperatura di 15 °C e alla pressione atmosferica normale, del campione e di un’acqua standard avente salinità 35,00 ‰.

Le piccole differenze, che si possono trovare fra le varie definizioni, sono in genere trascurabili; per contro nel caso in cui la composizione dell’acqua del mare non sia “standard”, solo l’analisi chimica (essiccazione e pesatura del campione) può dare risultati attendibili.

3 Misure di conduttività

La conduttanza elettrica²⁴ è la capacità dei materiali di lasciarsi attraversare da una carica elettrica; essa è definita dalla legge di Ohm che afferma: applicando una differenza di potenziale elettrico (tensione) ai capi di un corpo conduttore la corrente che lo attraversa è tanto maggiore quanto maggiore è la sua conduttanza.

$$I = C V$$

dove

I - corrente elettrica che attraversa il conduttore, (ampere);

V - tensione a cui è sottoposto il conduttore, (volt);

C - conduttanza del conduttore che è legata al materiale di cui è costituito e alla sua geometria, (siemens).

$$C = \gamma \frac{S}{L}$$

²⁴ Il reciproco della conduttanza è la resistenza.

dove

γ - conduttività del materiale di cui è costituito il conduttore: essa è definita come la conduttanza che si ha tra le facce opposte di un cubetto di 1 cm di lato di quella sostanza;

L - lunghezza del conduttore;

S - superficie della sezione del conduttore, che si suppone costante per tutta la lunghezza.

Si chiama fattore di forma, dimensionalmente una lunghezza, il rapporto:

$$K = \frac{S}{L}$$

Le soluzioni acquose, come l'acqua di mare, sono conduttrici di corrente elettrica²⁵; la loro conduttanza varia proporzionalmente alla quantità di sale in essa disciolto.

Il liquido da misurare è posto in una cella in cui sono presenti una o più coppie di elettrodi, di superficie nota e distanza tra loro nota. Generalmente per la realizzazione degli elettrodi vengono utilizzati metalli ad elevata conduttività e inattaccabili dalle soluzioni di misura (platino, grafite, acciaio-inox, ecc.). La loro superficie è sottoposta a dei trattamenti che favoriscono un miglior contatto con il liquido.

I conduttimetri misurano la conduttanza C della cella in cui è contenuto il liquido. Per ottenere la conduttività del liquido si deve conoscere il valore del fattore di forma, o costante della cella, K. La determinazione di K è eseguita dal costruttore dello strumento attraverso misure di soluzioni campioni di conducibilità nota (soluzioni di KCl). La conduttività di una soluzione si può ricavare dalle precedenti relazioni:

$$\gamma = \frac{C}{K}$$

La conduttività si esprime in siemens a centimetro ($S\text{ cm}^{-1}$). Per l'acqua di mare a salinità 35 ‰ e temperatura di 20 °C il valore della conducibilità è di $56 \cdot 10^3 \mu S\text{ cm}^{-1}$. In tabella sono riportati i valori di conducibilità di vari tipi di acque.

Valori di conducibilità di vari tipi di acque alla temperatura di 20 °C.

| Conducibilità di vari tipi di acque ($\mu S\text{ cm}^{-1}$) | |
|--|------------------|
| Acqua pura | 0,055 |
| Acqua distillata | 0,5 |
| Acqua oligominerale | 1,0 |
| Acqua potabile | 500 ÷ 800 |
| Valore massimo per acqua potabile | 1.055 |
| Acqua di mare | $56 \cdot 10^3$ |
| Acqua iperalina | $100 \cdot 10^3$ |

La conduttività di una soluzione è fortemente influenzata dalla temperatura (la variazione di temperatura di 1 °C provoca una variazione di conduttività del 2 %). L'effetto della temperatura varia da una soluzione all'altra ed è determinato dalla composizione e dalla concentrazione della soluzione. Pertanto l'effetto della temperatura deve essere compensato e le misure di conduttività devono essere

²⁵ Le soluzioni acquose di sostanze ioniche sono detti conduttori di seconda specie, perché la corrente è trasportata dagli ioni positivi e negativi che si muovono verso due poli di segno opposto, quindi con trasporto non solo di cariche ma anche di massa, mentre i conduttori di prima specie, i metalli, sono a conduzione di elettroni, senza trasporto di massa. Nel caso di una soluzione elettrolitica la conducibilità dipende: dalla concentrazione degli ioni, dalla loro carica, dalla loro mobilità e dalla temperatura.

riferite a una temperatura standard (25 °C) in modo da renderle confrontabili fra loro. Poiché l'influenza della temperatura varia secondo il valore di conduttanza della soluzione, i costruttori di strumentazione forniscono più funzioni di correzione, ciascuna per un campo diverso di misura. Per acque particolarmente dolci e pure (bassa salinità), la correzione sarà maggiore poiché l'influenza della temperatura, in questo intervallo, è maggiore; mentre per acque più conduttive come l'acqua di mare, la dipendenza dalla temperatura è minore e di conseguenza il fattore di compensazione sarà più basso.

Salinometro

Lo strumento più usato per misure di conduttività dell'acqua marina, in riferimento all'acqua di mare standard, si basa sul circuito detto ponte di Kohlrausch (Fig. 41). Con questo strumento per limitare alcuni fenomeni disturbanti la misura, che si generano quando una corrente elettrica circola in una soluzione (ad esempio la polarizzazione degli elettrodi), le misure vengono effettuate in corrente alternata di frequenza fra 1000 e 2000 Hz e di debole intensità, il cui passaggio attraverso la soluzione non ne alteri alcuna caratteristica. In tali misure agendo sulla resistenza variabile, si fa in modo di portare a zero l'indicazione del galvanometro G, il ponte è allora in equilibrio e le conduttanze dei quattro resistori soddisfano la relazione $C C_2 = C_1 C_3$ da cui:

$$C = C_1 C_3 / C_2$$

Essendo nota la costante K della cella in cui è contenuto il campione, l'equazione 5.10 ci consente di ricavare la conduttività del campione stesso.

Generatore di corrente alternata (1000 ÷ 2000 Hz)

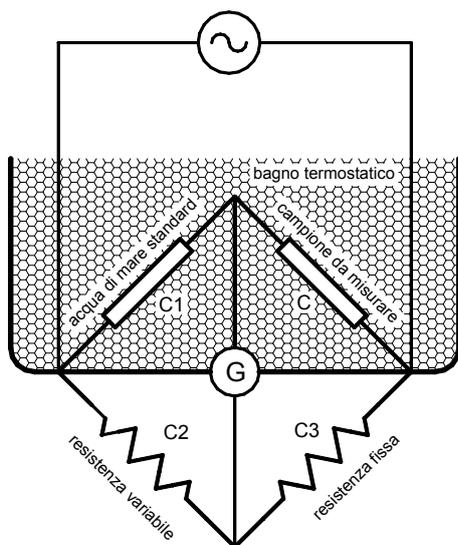


Figura 41 - Schema di principio del ponte di Kohlrausch, per misure di conduttività dei campioni di acqua di mare in riferimento all'acqua di mare standard.

Conduttimetri ohmmetrici

Si fondano sull'applicazione della legge di Ohm. Si tratta pertanto di strumenti che applicano alla cella conduttimetrica una differenza di potenziale, sempre alternata, e misurano la corrente che viene erogata. Le formule viste nell'introduzione del paragrafo 3 consentono poi di risalire a γ .

Conduttimetri a quattro elettrodi

Esistono celle conduttimetriche a quattro elettrodi schematicamente disposti come in figura 42. I due elettrodi estremi vengono alimentati in corrente alternata e ciò determina una differenza di potenziale fra i due più interni.

Anche per questo metodo le formule viste nell'introduzione del paragrafo 3 consentono di risalire a γ . Il vantaggio di questo sistema conduttimetrico è che esso risente meno della polarizzazione degli elettrodi, vantaggio che si paga con una maggior complessità della cella.

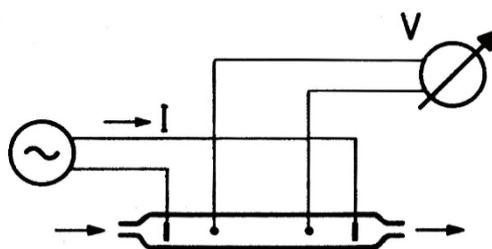


Figura 42 - Schema di principio di un conduttimetro a quattro elettrodi.

Conduttimetri senza elettrodi

Esistono conduttimetri induttivi e conduttimetri a risonanza che non richiedono il contatto diretto con la soluzione, ma essendo apparecchi più complessi dei precedenti e che, inoltre, richiedono più accurate calibrazioni, non vengono qui analizzati. Per una loro descrizione si rimanda alla letteratura specialistica.

4 Misure di acidità

L'acqua, o meglio una soluzione acquosa di elettroliti vari (anche sali neutri), assume carattere acido quando essa contiene un numero di ioni H^+ maggiore del numero di ioni OH^- , quando avviene l'inverso la soluzione assume carattere basico, quando si ha una uguaglianza tra gli ioni H^+ e OH^- la soluzione è neutra. L'unità di misura dell'acidità o della basicità di una soluzione è il pH, definito come il cologaritmo della concentrazione di ioni idrogeno liberi, espresso in grammi-equivalenti al litro²⁶:

$$pH = - \log [H^+]$$

La misura del pH è attuata elettricamente per mezzo di un sistema costituito da: una coppia di sensori, composto da due elettrodi uno di misura e uno di riferimento immersi nella soluzione di cui si voglia determinare il pH (Fig. 43), e da un misuratore di potenziale elettrico (voltmetro ad elevata resistenza di ingresso). Questo metodo che ben si presta ad essere utilizzato nei sistemi automatici di registrazione dati, si contrappone alle misure colorimetriche basate sul viraggio del colore di determinate soluzioni contenute nelle "cartine al tornasole".

L'elettrodo di misura (elettrodo di vetro) è costituito da uno stelo in vetro che contiene l'elettrodo di captazione che è, a sua volta, immerso in una soluzione di riempimento a pH noto e costante (soluzione di KCl tamponata), contenuta in una bolla di vetro che costituisce la parte terminale dell'elettrodo. Essa è realizzata con un vetro particolare, elettricamente isolante ma permeabile agli ioni H^+ . Tra le due facce della sottile membrana si stabilisce un flusso di ioni, dalla soluzione a concentrazione maggiore verso quella a concentrazione minore; la migrazione terminerà dopo che si sarà raggiunta la situazione di equilibrio, pertanto si stabilisce una differenza di potenziale funzione della differenza di pH esistente fra la soluzione interna (a pH noto) e quella esterna (a pH incognito).

L'elettrodo di riferimento è costituito da uno stelo di vetro, che supporta l'elettrodo e contiene, in un serbatoio, una soluzione satura di KCl. La parte terminale dello stelo è di solito separata meccanicamente dal serbatoio, per consentire la pulizia periodica dell'elettrodo, ed è

²⁶ Il valore del pH = 0 esprime l'attività di idrogenioni di una soluzione normale di un acido forte;

pH = 7 esprime l'attività di idrogenioni di una soluzione neutra;

pH = 14 esprime l'attività di idrogenioni di una soluzione normale di una base forte.

- Si dice normale una soluzione che in un litro contiene 1 grammo-equivalente della sostanza considerata.
- Un grammo-equivalente è una mole di sostanza diviso per la sua valenza.
- Una mole è il quantitativo di sostanza, espresso in grammi, che corrisponde, numericamente, al suo peso molecolare.
- Valenza è la carica elettrica che si manifesta sugli ioni ottenuti per idrolisi della sostanza.

Es.: H_2SO_4 peso molecolare 98, valenza 2 [$2 H^+ + (SO_4)^{2-}$]; 1 grammo equivalente di $H_2SO_4 = 49$ g.

richiusa da un setto poroso. Attraverso questo avviene il contatto con la soluzione in esame, il setto, pertanto, agisce come “cortocircuito elettrolitico” minimizzando la differenza di potenziale tra i due liquidi alla giunzione interliquida. È importante che il liquido in esame non entri nell’elettrodo, se ciò avvenisse provocherebbe una variazione di potenziale di riferimento alterando così la misura del pH della soluzione da misurare. Per evitare questo inconveniente si crea un debole flusso di soluzione di KCl in uscita dal setto poroso; pertanto la soluzione nell’elettrodo di riferimento deve essere periodicamente rabboccata.

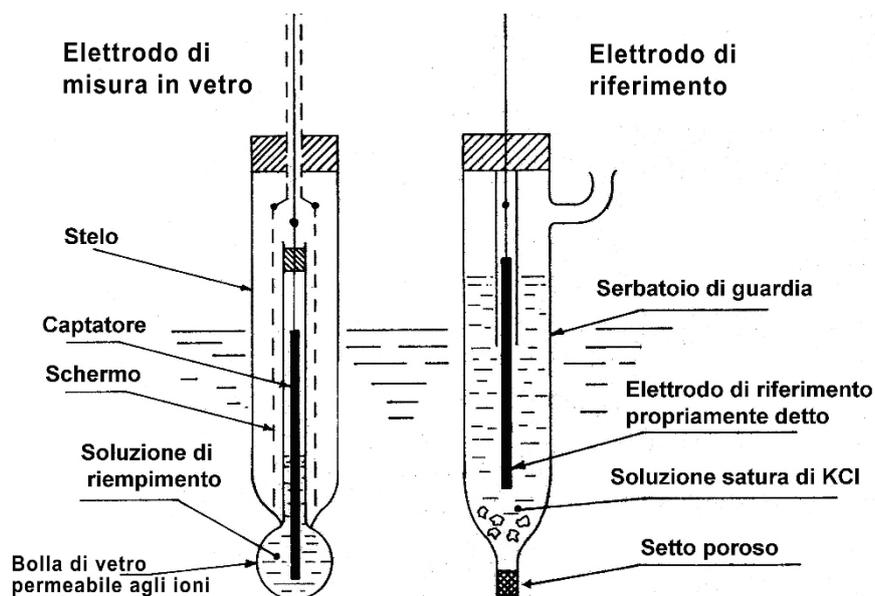


Figura 43 - Disegno schematico del sistema per la misura del pH costituito da due elettrodi: di misura e di riferimento.

Per eliminare il rabbocco nell’elettrodo di riferimento sono stati sviluppati sia elettrodi con la soluzione di KCl immobilizzata in un gel sia elettrodi di riferimento allo stato solido. Questi sistemi seppur validi hanno una minore precisione rispetto al metodo che utilizza l’elettrodo di riferimento a KCl in soluzione liquida.

Gli elettrodi di riferimento e quelli captatori possono essere di tre tipi: al calomelano²⁷, al cloruro d’argento, e al thalamid²⁸; si differenziano fondamentalmente per la massima temperatura di impiego che va da 80 °C per il calomelano a 135 °C per il thalamid.

La differenza di potenziale che si misura tra i due elettrodi (elettrodo di riferimento ed elettrodo di misura) è una funzione lineare del pH, il valore del coefficiente angolare della retta vale circa 60 mV/pH per la temperatura di 20 °C. Poiché la pendenza della retta varia in funzione della temperatura, nei pHmetri elettronici è presente anche un sensore termometrico che compensa questa variazione.

5 Misure di potenziale di ossido-riduzione

I processi di ossidazione e riduzione sono alla base dei fenomeni biochimici, essi consistono in uno scambio di elettroni fra le diverse sostanze; quando tale scambio si produce fra sostanze poste in soluzione acquosa la quantificazione del fenomeno presenta notevoli analogie con la misura del pH.

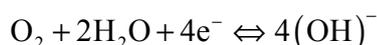
²⁷ L’elettrodo a calomelano è costituito da mercurio metallico a contatto con calomelano, $Hg_2 Cl_2$, e una soluzione satura di cloruro di potassio K Cl.

²⁸ Questo elettrodo è simile a quello a calomelano ma al posto di questa sostanza contiene del cloruro di tallio ($Tl Cl = thalamid$) e al posto del mercurio metallico un amalgama di tallio.

Dal punto di vista generale:

- l'ossidazione di una sostanza equivale a una sottrazione, ad essa, di elettroni: sono pertanto ossidazioni quelle reazioni in cui vi sia perdita di cariche negative o acquisizione di cariche positive da parte di una sostanza; sono elementi ossidanti tutti gli accettori di elettroni (ossigeno, alogeni, ecc.);
- la riduzione di una sostanza equivale a una cessione, ad essa, di elettroni: sono pertanto riduzioni quelle reazioni in cui vi sia acquisizione di cariche negative o perdite di cariche positive da parte di una sostanza; sono elementi riducenti tutti i donatori di elettroni (idrogeno, ecc.).

Si capisce allora che per attuare l'ossidazione di una sostanza serve una sostanza riducente e viceversa. Ecco perché si parla in generale di ossido-riduzione. Particolari reazioni di ossido-riduzione si possono stabilire in acqua coinvolgendo i suoi stessi componenti; per esempio l'ossigeno disciolto in acqua produce un equilibrio tra una forma ossidante e una riducente del tipo:



Se in una soluzione contenente sostanze riducenti e sostanze ossidanti (eventualmente sotto forma di ioni) si inserisce un elettrodo, chimicamente inattaccabile da queste, esso assume un potenziale elettrico che dipende dalla concentrazione (o meglio, dall'attività) delle forme riducente e ossidante. Ovvero se nella soluzione domina la forma ossidante (cioè accettrice di elettroni) essa sottrarrà elettroni all'elettrodo rendendolo positivo. Se viceversa domina la forma riducente (cioè donatrice di elettroni) l'elettrodo diventa negativo. Il potenziale dell'elettrodo può ottenersi come differenza di potenziale rispetto a un elettrodo di riferimento standard come ad esempio l'elettrodo di riferimento utilizzato nelle misure di pH (Fig. 43).

Come tutte le misure elettrochimiche anche quelle del potenziale di ossido-riduzione sono sensibili alla temperatura e pertanto vanno eseguite a quella di riferimento (25 °C). In pratica nelle misure ambientali, essendo impossibile termostatare il sistema, negli strumenti di misura si introducono delle compensazioni termiche automatiche.

6 Misure di ossigeno disciolto

Per la legge di Dalton, le pressioni parziali dei gas disciolti in acqua, come ad esempio l'ossigeno, sono proporzionali a quelle dei gas presenti nell'atmosfera sovrastante. Ciò è vero nelle acque ben areate (ad esempio acque superficiali e agitate) ma non è più vero nelle acque profonde o in presenza di un forte "carico biologico" che utilizza l'ossigeno.

Oltre che dalla pressione parziale dell'ossigeno in aria, la solubilità di questo gas in acqua dipende anche dalla temperatura e dalla salinità dell'acqua stessa.

La misura dell'ossigeno disciolto può essere eseguita tramite una cella amperometrica; essa è costituita da due elettrodi (uno di riferimento e uno di misura) di metalli differenti, la cella viene riempita col liquido in esame ovvero, in caso di misure continue, viene percorsa dal liquido.

Fra i due elettrodi metallici, di natura elettrochimica diversa, si determina, in presenza del liquido, una differenza di potenziale che, se gli elettrodi sono collegati a un galvanometro, produce una corrente elettrica rilevata dal galvanometro stesso. Il procedimento di misura dà origine al fenomeno della polarizzazione degli elettrodi²⁹ che però viene compensata dall'azione della sostanza in esame che, combinandosi col gas polarizzante ne annulla l'effetto. Proprio questo fatto

²⁹ Un elettrodo positivo (anodo), rispetto a un altro negativo (catodo), attira gli ioni negativi presenti in una soluzione; mentre il secondo attira quelli positivi. Quando gli ioni colpiscono il rispettivo elettrodo cedono la propria carica e diventano neutri. A questo punto possono comportarsi in vari modi a seconda della loro natura. Se sono elementi gassosi formano delle bollicine che aderiscono agli elettrodi e in poco tempo su questi si forma un velo di gas che li isola dal liquido. Questo fenomeno è chiamato polarizzazione degli elettrodi.

produce una progressiva riduzione della concentrazione della sostanza in esame in prossimità dell'elettrodo. Per evitare ciò, durante la misura, il liquido va mantenuto in agitazione, o rinnovato in continuazione, oppure va impiegato un elettrodo rotante.

Per limitare questo, ed altri inconvenienti, la cella di misura più usata è quella di Clark, in cui una membrana di materiale sintetico separa la cella di misura dal liquido in esame. La membrana è impermeabile ai liquidi e agli ioni che potrebbero creare interferenze con la misura, ma è permeabile al gas in esame.

Questo dispositivo è costituito da una cella di forma cilindrica riempita di soluzione elettrolitica a composizione costante nella quale sono immersi i due elettrodi di metallo che costituiscono l'anodo e il catodo. Come si vede nella figura 44a, l'anodo della cella forma la camera cilindrica esterna ed è realizzato in rame o argento, mentre il catodo è costituito dall'astina centrale ed è realizzato in metallo nobile (oro o platino). Una membrana di materiale plastico³⁰, permeabile all'ossigeno, separa la cella di misura dal liquido in esame; poiché la permeabilità della membrana dipende oltre che dal suo spessore anche dalla temperatura del liquido in esame, all'interno della cella è presente un sensore di temperatura per effettuare la necessaria compensazione.

La cella è inserita in un opportuno circuito amperometrico di misura ed è fatta funzionare come cella galvanica polarizzata inversamente con una tensione di qualche centinaio di millivolt (Fig. 44b); la corrente che il circuito misura dipende dalla quantità di ossigeno presente nel liquido in esame, ed è linearmente proporzionale alla sua concentrazione.

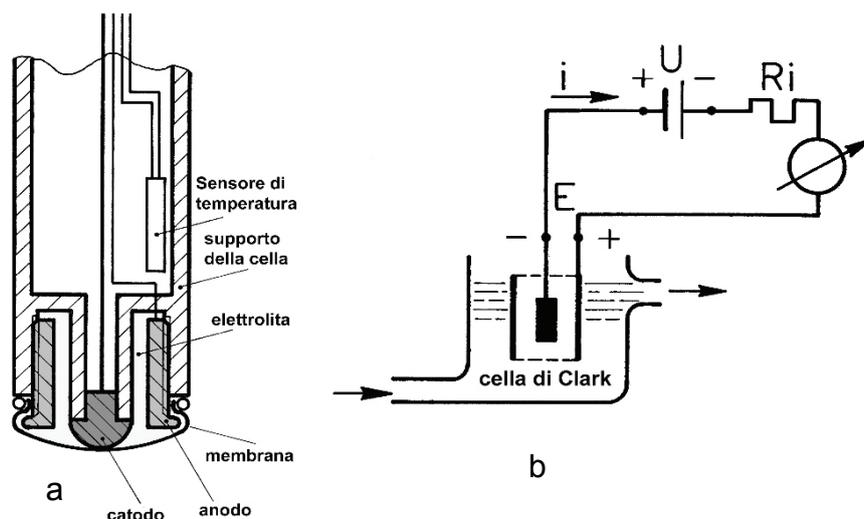


Figura 44 - a: sezione della cella amperometrica di Clark; b: circuito amperometrico di misura.

7 Misure di temperatura

In oceanologia non interessa tanto la temperatura puntuale quanto il profilo di temperatura di un determinato strato d'acqua. A questo scopo sono stati realizzati vari tipi di termometro.

Termometri a rovesciamento

È il termometro più tradizionale che tramite una particolarità costruttiva fa sì che, dopo aver misurato una temperatura T a una data profondità, il valore rilevato non venga alterato con la risalita del termometro. Esso è costituito da un termometro a mercurio che, montato su un supporto oppure direttamente sulle bottiglie a rovesciamento, viene calato dalla superficie alla profondità desiderata. Successivamente, a misura avvenuta, mediante l'invio di un peso "messaggero", si

³⁰ Il tipo di materiale utilizzato (cellophane, polietilene, polipropilene, politetrafluoroetilene, ecc.) determina il gas a cui la cella è sensibile.

comanda il dispositivo meccanico che provoca il rovesciamento del termometro; a questo punto si procede al suo recupero. Nella figura 45 è illustrato il termometro a rovesciamento: alla temperatura T il volume di mercurio, uscito dal bulbo principale b , che si trova sopra la strozzatura s , staccato in questo punto in seguito al capovolgimento dello strumento, riempie il bulbo secondario v e parte del capillare graduato. La trappola t raccoglie il mercurio eventualmente uscito dal bulbo b dopo il rovesciamento per effetto delle temperature maggiori di T .

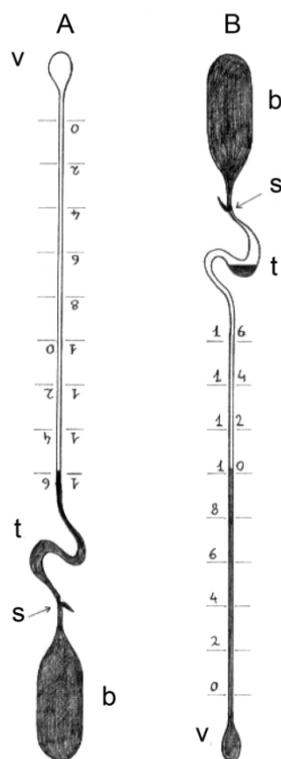


Figura 45 - Termometro a rovesciamento: s , strozzatura; b , bulbo principale; v , bulbo secondario; t , trappola.

A) in fase di misura; B) dopo il rovesciamento, in fase di risalita e di lettura.

Solitamente questo termometro è associato a un altro che misura la temperatura dell'aria al momento della lettura; ciò consente di compensare l'eventuale espansione del mercurio nel passaggio dalla temperatura in profondità alla temperatura in aria.

Associando al termometro a rovesciamento ora descritto una sua particolare realizzazione, si può stimare la profondità a cui è stata eseguita la misura di temperatura. Questo secondo tipo di termometro a rovesciamento ha il bulbo b che si comprime sotto l'effetto della pressione idrostatica, ciò causa un'emissione maggiore di mercurio nel capillare fornendo così un'indicazione di temperatura più elevata dell'altro termometro. Conoscendo il coefficiente di comprimibilità del bulbo, dalla differenza di temperatura dei due termometri si risale alla profondità di misura. La precisione del dato di profondità è di ± 5 m, mentre la precisione³¹ termometrica solitamente è di $\pm 0,02$ °C; la costante di tempo è dell'ordine del minuto, è perciò il tempo di risposta è di circa cinque minuti.

Termometri elettrici

In questi strumenti il sensore è una termoresistenza o un termistore, che tramite un circuito elettronico produce un segnale elettrico proporzionale alla temperatura.

Il dato rilevato può essere o registrato in una memoria residente nello stesso contenitore stagno del sensore o riportato in superficie attraverso un cavo elettrico collegato a un sistema di acquisizione dati. Quest'ultimo metodo è utilizzabile se la profondità di misura non supera qualche centinaio di metri.

³¹ Sono termometri con gamma di misura molto stretta e con scala molto dilatata; ciò consente risoluzioni e precisioni assai spinte.

L'impiego della sonda autoregistrante è rivolto ad applicazioni di monitoraggio per lunghi periodi e nel caso in cui sia necessario installare più sonde alle diverse profondità per rilevare un profilo di temperatura. Il profilo può essere ottenuto anche traslando rapidamente, nel rispetto del tempo di risposta del sensore, la sonda a varie profondità. In questo caso la sonda deve essere in grado di misurare anche la pressione idrostatica in modo da poter ricavare da questa la profondità a cui sono state eseguite le misure di temperatura. Uno strumento di questo tipo, solitamente, è costituito da un contenitore ermetico di materiale plastico (per misure fino a 400 m) o metallico (per profondità fino a 10000 m) che, oltre a sostenere e proteggere il sensore termometrico e quello di pressione, ospita sia l'elettronica di acquisizione e memorizzazione dei dati sia le batterie per l'alimentazione. Attraverso un'interfaccia RS 232 è possibile, con un computer esterno, programmare la frequenza di campionamento delle misure, l'ora di inizio della registrazione e attuare lo scarico dei dati.

Questi strumenti hanno normalmente:

- gamma di temperatura: da $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ÷ $40\text{ }^{\circ}\text{C}$, precisione di $\pm 0,02\text{ }^{\circ}\text{C}$, risoluzione di $\pm 0,01\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- profondità: precisione 0,5 % del fondo scala;
- tempo di risposta: 1 secondo;
- minimo intervallo di campionamento: 1 secondo;
- capacità della memoria: circa 50000 ÷ 80000 letture;
- autonomia della batteria: 5 anni (intervallo di campionamento maggiore di 10 minuti).

8 Misure di radiazione solare

La possibilità di vita di animali e piante, che hanno come habitat l'ambiente acquatico costiero, è legata alla possibilità che ha la radiazione solare di penetrare nell'acqua, in quantità e qualità tali da garantire l'attività fotosintetica degli organismi autotrofi che, anche nel mare, costituiscono una delle basi delle catene alimentari. Da qui l'importanza di disporre di strumenti (spettrometri) per la misura della radiazione che riesce a penetrare nell'acqua marina nel suo duplice aspetto quantitativo e qualitativo. Altre nozioni sulla radiazione solare sono in Appendice II.

È noto che la luce solare viene filtrata e attenuata dalla colonna d'acqua e praticamente oltre i 500 m di profondità regna il buio assoluto.

La radiazione che incide sulla superficie del mare viene parzialmente riflessa e diffusa dalla superficie irregolare delle onde e solo una parte riesce a penetrare negli strati sottostanti. Questo valore è ovviamente funzione dell'altezza del Sole sull'orizzonte e del moto ondoso. L'acqua si comporta come un filtro selettivo e pertanto le lunghezze d'onda non vengono attenuate uniformemente. L'assorbimento della radiazione visibile è dato dalla legge di Beer:

$$I_z = I_0 e^{-k_\lambda z}$$

dove

I_z - intensità della radiazione alla profondità z ;

I_0 - intensità della radiazione solare (diffusa) fuori dall'acqua;

k_λ - coefficiente di estinzione dipendente dalla lunghezza d'onda λ .

Nell'acqua pura k_λ ha un minimo per $\lambda = 0,485\text{ }\mu\text{m}$, la penetrazione quindi è massima per le lunghezze d'onda azzurro-verde. Mentre per l'acqua di mare, per effetto della sospensione presente nei vari strati d'acqua, il valore di k_λ non è determinabile esattamente ma ha un minimo per le lunghezze d'onda intorno a $\lambda = 0,5\text{ }\mu\text{m}$; lo spettro di queste radiazioni blu - azzurre riesce a penetrare fino a 200 m di profondità. Il valore di k_λ aumenta rapidamente verso il rosso, tanto che questo spettro di lunghezze d'onda viene assorbito nei primi metri di profondità provocando il riscaldamento degli strati superficiali d'acqua.

Molti spettroradiometri subacquei sono presenti sul mercato, alcuni con banda spettrale unica, altri con più bande ma molto strette, taluni infine forniscono uno spettro continuo. Una cosa che accomuna questi strumenti è il costo che, anche per i più semplici, è sempre particolarmente elevato; ciò, in parte, è dovuto al fatto che essi forniscono, per le varie gamme di lunghezze d'onda o per le diverse righe spettrali, il valore assoluto della potenza radiativa incidente.

Recentemente è stato realizzato uno strumento (SuMaRad: *Sub Marine Radiometer*), costituito da due radiometri identici che differiscono solo per la forma del contenitore: uno opera in aria e ha il sistema di acquisizione esterno; l'altro opera in acqua e ha il sistema di acquisizione interno.

Il sistema SuMaRad misura la radiazione subacquea in quattro bande spettrali, non in valore assoluto ma in rapporto alla radiazione, nelle stesse bande, fuori dall'acqua. Dato che lo strumento è stato realizzato per valutare l'idoneità delle condizioni radiative subacquee, alla crescita e allo sviluppo di piante marine, le gamme spettrali prese in considerazione sono: la radiazione globale (400 ÷ 1100 nm), il rosso (590 ÷ 720 nm), e il blu (400 ÷ 540 nm), che attivano le clorofille *a* e *b*, e il verde (480 ÷ 600 nm) che risulta assorbito da certi carotenoidi attivi.

Col SuMaRad non si misura il valore assoluto (espresso in watt a metro quadro) della radiazione nelle diverse bande, ma si misura, alle diverse profondità, la radiazione subacquea in rapporto alla radiazione esterna (numero puro compreso fra 0 e 1). In altri termini lo strumento dà indicazione sulla trasmittanza dell'acqua fornendo, in riferimento all'energia radiativa che raggiunge le diverse profondità, dati comparativi rispetto all'energia esterna all'acqua. Per avere indicazioni sul valore di potenza radiativa nelle diverse bande analizzate, è sufficiente calibrare il radiometro in aria in termini assoluti.

All'interno del radiometro subacqueo sono installati un sensore di pressione e un sensore di temperatura che danno indicazioni rispettivamente sulla profondità e sulla temperatura del punto di misura. La profondità operativa dello strumento è di 50 metri. L'acquisizione e la memorizzazione dei dati è gestita da un microcomputer, alimentato a batterie, anch'esso contenuto nel radiometro subacqueo. Lo scarico dei dati in un computer portatile avviene tramite interfaccia ottica.

L'impiego del SuMaRad, oltre che per il monitoraggio costiero marino, può riguardare anche le acque lacustri o fluviali, che spesso presentano gli stessi problemi di eutrofizzazione o di erosione costiera presentati dal mare.

Il costo relativamente basso del SuMaRad, se confrontato con quello di altri radiometri subacquei, rende questo strumento particolarmente idoneo per quelle applicazioni in cui sono necessari diversi strumenti, per poter attuare il monitoraggio in più punti contemporaneamente.

9 Misure di corrente

La misura delle correnti marine può essere eseguita sia col metodo lagrangiano sia con quello euleriano, ovviamente prevedono l'utilizzo di strumentazione differente.

9.1 Misure di corrente col metodo lagrangiano

Per analizzare il moto di una corrente marina, in prossimità delle coste, si possono utilizzare degli oggetti galleggianti sull'acqua, che offrano una minima superficie esposta al vento come delle cartoline impermeabili o dei coloranti (fluorescina), lanciati in mare da un punto noto. Gli spostamenti degli oggetti galleggianti, o dei marcatori colorati, possono essere seguiti da un osservatore, posto in posizione elevata, o fotografati da un aereo.

Boe di superficie

Per correnti che non seguono la linea di costa ma si sviluppano in mare aperto, sono più indicate particolari boe (boe di deriva o *drifter*) libere di seguire la corrente e capaci di fornire via radio la propria posizione. Questi dispositivi trovano applicazione nel monitoraggio delle correnti superficiali (0 ÷ 10 m di profondità).

I *drifter* (Fig. 46) sono costituiti da un galleggiante (boa) che contiene il sistema di trasmissione radio e che offre una superficie minima al vento, e una parte sommersa, posizionata alla quota a cui si vuole monitorare la corrente (ancora sommersa o *drogue*). Così facendo si realizza l'accoppiamento fra sistema di misura e massa d'acqua in movimento.

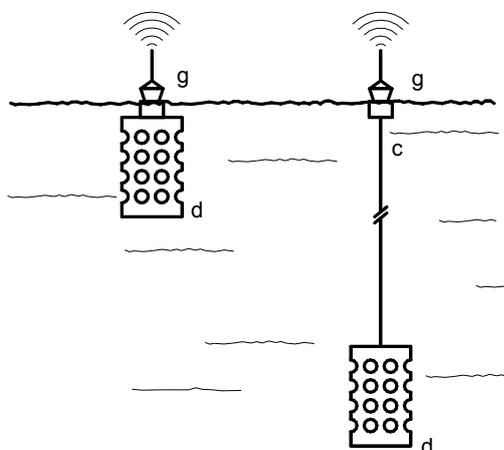


Figura 46 - Boa di deriva o *drifter*: g, galleggiante con trasmettitore radio; d, ancora sommersa (*drogue*). A destra il *drogue*, tramite un cavo c di lunghezza non superiore a una decina di metri, è vincolato al galleggiante a una prestabilita profondità.

In figura 47 sono riportati vari tipi di *drogue*. L'ancora sommersa trascina, alla velocità della corrente, il galleggiante; pertanto dalla misura del tempo impiegato dal sistema di rilevazione a percorrere una determinata distanza, si risale alla sua velocità e quindi alla velocità della massa d'acqua.

La posizione della boa viene determinata da una stazione di ricezione posta sulla costa.

Un sistema molto accurato è quello che utilizza boe equipaggiate con rice-trasmettitore radio VHF il quale trasmette un segnale codificato alla stazione interrogante, posta a bordo di un satellite della rete ARGOS. Il satellite, orbitante sulla zona dove vengono eseguite le misure, calcola la posizione della boa sfruttando l'effetto Doppler.

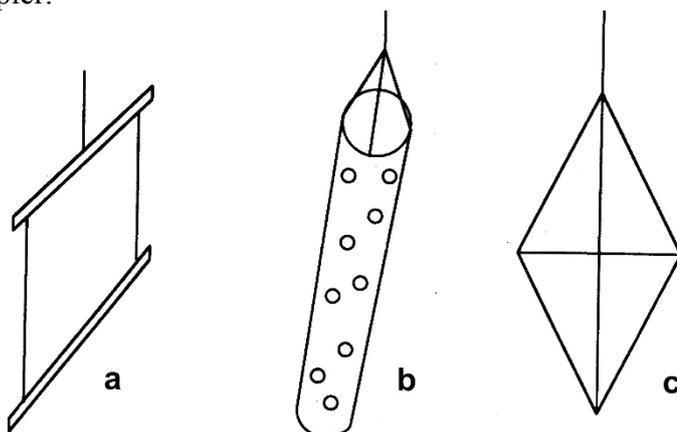


Figura 47 - Vari tipi di ancora sommersa: a) forma di tenda di finestra (tende a salire verso la superficie), b) manica bucata (è costituito da un telaio a forma cilindrica realizzato con filo metallico rivestito di tessuto forato), c) *tristar* (è costituito da un telaio a forma di cristallo di diamante).

Per aumentarne l'autonomia di funzionamento, la boa può essere dotata di un sistema di alimentazione fotovoltaico che provvede alla ricarica delle batterie che alimentano il sistema radio.

Le boe di questo tipo possono essere, inoltre, equipaggiate con sensori che misurano la temperatura e la conduttività dell'acqua in superficie oltre alla pressione atmosferica. I dati acquisiti sono inviati via radio, per mezzo del canale di trasmissione satellitare, al centro di controllo.

Recentemente la riduzione dei costi della tecnologia GPS³² ha reso possibile l'utilizzo di questa metodica per ottenere un sistema di posizionamento delle boe molto più preciso dei precedenti. L'elettronica di controllo a bordo della boa, a intervalli di tempo prescelti, acquisisce una serie di coordinate GPS; successivamente i dati vengono trasmessi, mediante la rete satellitare ARGOS, direttamente all'utilizzatore. L'autonomia di questi strumenti è molto elevata, con una cadenza di 48 campionamenti al giorno è previsto un funzionamento di circa 100 giorni.

Boe di profondità

Questo tipo di boa è stato sviluppato per misurare in mare aperto le correnti sub-superficiali. In essa la profondità di immersione è regolabile a priori, infatti, conoscendo la densità dello strato d'acqua da monitorare, è possibile modificarne la spinta idrostatica. Quando lo strumento è posto in acqua scende fino alla profondità prevista, qui arresta l'affondamento perché trova acqua di densità tale da compensare esattamente il suo peso.

Una nave insegue la boa e ne traccia il percorso. Ciò può essere fatto poiché la boa contiene un dispositivo elettronico che a intervalli regolari lancia degli impulsi acustici che sono captati dalla nave tramite microfoni subacquei (idrofon). In questo modo è possibile calcolare la direzione e lo spostamento della massa d'acqua che circonda la boa. Una nave può seguire solo un limitato numero di queste boe; infatti se esse lavorano a varie profondità è molto probabile che siano trascinate da correnti che possono avere direzioni diverse, in tal caso la nave non potrà rimanere in contatto con tutte le boe per molto tempo.

Queste boe possono essere dotate di sensori per il rilievo di alcune caratteristiche fisico-chimiche dell'acqua, alla profondità a cui operano (temperatura, pressione, ecc.).

Una variante del sistema ora descritto prevede di far funzionare la boa vagante da ricevitore delle emissioni di alcune potenti sorgenti acustiche, ancorate su boe fisse. In tal modo la boa vagante acquisisce i dati relativi alla propria posizione che a intervalli regolari comunica, via radio, al sistema satellitare ARGOS insieme ai dati fisico-chimici raccolti. Ovviamente per poter attuare una trasmissione radio la boa deve riemergere; a questo scopo è dotata di un "pallone" che al momento prestabilito si gonfia. Al termine della trasmissione il pallone si sgonfia e la boa torna alla profondità prevista.

Recentemente l'elettronica di questi strumenti ha subito una profonda evoluzione, un microcomputer installato nella boa ha consentito l'automazione di tutte le sue funzioni (Fig. 48):

- predeterminazione e controllo della profondità di immersione;
- misura dei parametri fisico-chimici con una cadenza prestabilita tramite sensori interni e/o esterni alla boa;
- gestione del sistema idraulico per la riemersione e l'affondamento.

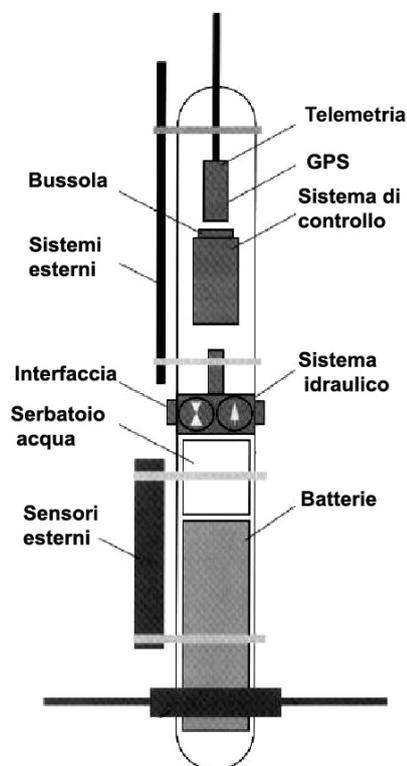


Figura 48 - Schema della disposizione interna degli apparecchi in una boa di profondità computerizzata.

³² GPS *Global Positioning System*, sistema globale di posizionamento basato sulla costellazione di 24 satelliti che orbitano a circa 20000 km di altezza attorno alla Terra. Il sistema, progettato per scopi militari, in seguito utilizzato anche per scopi civili, è in grado di fornire la posizione sia planimetrica sia altimetrica di qualunque punto, immobile o in movimento, sulla superficie del pianeta. Con questo sistema è possibile ottenere dati di posizione con precisioni diverse in funzione del tipo di ricevitore e del modo di funzionamento (modalità semplice: precisione 20 ÷ 50 m; modalità differenziale: precisione 0,5 ÷ 2 m).

Questo tipo di boa si distingue dalle altre, principalmente, per il fatto che il dato di posizione lo ricava tramite un sistema GPS in essa installato; ciò fa sì che non siano necessarie né navi al seguito né boe trasmettitori fisse.

All'interno della boa sono alloggiati: il sistema di telemetria GPS, il sistema di controllo, la parte idraulica con il contenitore dell'acqua che serve per variare la spinta di galleggiamento e il sistema di alimentazione a batterie.

La boa può operare fino alla profondità di 2000 metri, ha un'autonomia operativa che dipende dal numero di cicli di emersione-affondamento (con 20 cicli si ha un'autonomia di 2 anni; con 100 cicli si ha un'autonomia di 2 mesi).

9.2 Misure di corrente col metodo euleriano

La misura della componente orizzontale della corrente marina, con questo metodo, prevede di eseguire le rilevazioni, in un punto fisso a varie profondità, sia di intensità sia di direzione della velocità. A questo scopo si utilizzano degli strumenti simili a quelli impiegati per rilevare la velocità nei fiumi, ma quelli marini si differenziano dagli altri perché in essi è presente un misuratore della direzione di provenienza della corrente. È proprio quest'ultimo aspetto a rendere difficoltose le misure euleriane della corrente.

Un profilo di velocità della corrente può essere ottenuto montando più correntometri, alle profondità stabilite, lungo uno stesso cavo di supporto che è mantenuto verticale e in tensione, da una zavorra sul fondo e da una sfera bentina, o da una boa di spinta, all'altro estremo. Il cavo di sostegno è agganciato alla zavorra tramite uno sganciatore acustico, questo è un dispositivo che permette il recupero del sistema, una volta terminato il periodo di misure (tipicamente sei mesi). Un segnale acustico codificato, lanciato dalla superficie, comanda il sistema di sgancio e il cavo di sostegno abbandona la zavorra ed è libero di risalire in superficie con il suo carico di strumenti.

Di solito si utilizzano più sistemi di misura di questo tipo contemporaneamente, da ciò la necessità che, dalla superficie, si possa localizzare e recuperare ogni singolo sistema. A questo scopo dalla nave oceanografica si trasmette, in acqua, una sequenza acustica codificata; lo sganciatore acustico che riconosce il codice risponde con proprio segnale acustico senza sganciarsi dalla zavorra. L'intervallo di tempo tra la trasmissione e la ricezione dei due segnali consente di calcolare la distanza tra la nave e il sistema di misura che ha risposto. Lo sganciamento avviene con un secondo segnale codificato.

Correntometri che utilizzano l'energia cinetica dell'acqua

Sono costituiti da un corpo cilindrico alla cui estremità è montato un rotore su cui è calettato il trasduttore del moto orizzontale dell'acqua in moto rotatorio del rotore (girante). Il numero di giri, che questo compie nell'unità di tempo, è direttamente proporzionale alla velocità del fluido. Lo strumento è dotato di un timone direzionale per orientarsi secondo il flusso della corrente. Il correntometro viene calato in acqua per mezzo di un cavetto, a cui è sospeso tramite uno snodo che ne consente l'orientamento.

All'interno del corpo cilindrico sono presenti:

- un circuito elettronico di trasduzione, che trasforma il numero di giri dell'asse del rotore in impulsi elettrici;
- una bussola elettronica che fornisce un segnale elettrico rispetto al Nord magnetico e permette di rilevare la direzione di provenienza della corrente;
- il sistema di alimentazione a batteria;
- un microcomputer che provvede all'acquisizione dei segnali e alla loro memorizzazione.

Questi dispositivi possono essere alimentati dall'esterno, con un cavo immergibile, e, in questo caso, la lettura dei dati può essere fatta tramite un computer posto in superficie.

La profondità operativa di questi strumenti varia molto in funzione delle caratteristiche costruttive e può estendersi da alcune centinaia ad alcune migliaia di metri.

Con un periodo di campionamento di 10 secondi questo tipo di correntometro consente un monitoraggio ininterrotto di circa un mese; con campionamenti meno frequenti si allunga l'autonomia. Per monitoraggi prolungati nel tempo si devono prevedere degli interventi di pulizia degli strumenti poiché la crescita, su di essi, di incrostazioni può impedire il loro corretto funzionamento fino al bloccaggio del rotore.

Oltre ai dati di velocità e direzione è possibile registrare anche altri parametri quali temperatura, conducibilità e pressione idrostatica.

Questi strumenti hanno normalmente:

- gamma di velocità: da $0,03 \div 5 \text{ m s}^{-1}$; accuratezza $0,01 \text{ m s}^{-1}$ fino a $0,4 \text{ m s}^{-1}$; per velocità superiori $\pm 2,5 \%$ della lettura;
- direzione: range $0 \div 360^\circ$; accuratezza $\pm 2,5^\circ$; risoluzione $0,5^\circ$.

Le giranti possono essere di due tipi: ad elica e a palette. Nelle prime il rotore è disposto orizzontalmente, mentre nelle seconde è verticale.

In acque poco profonde o in prossimità delle coste i moti verticali dell'acqua sono sufficientemente intensi da interferire con la misura della componente orizzontale della corrente. In questi casi le eliche devono essere protette da uno schermo cilindrico che impedisca alla componente verticale di agire su di esse. Per lo stesso motivo le giranti a palette sono protette da uno schermo semicilindrico.

Correntometri acustici e doppler

Questi strumenti sono particolarmente indicati nelle applicazioni di monitoraggio a lungo periodo, poiché, non essendo presenti parti meccaniche in movimento, lo sviluppo di incrostazioni da parte di organismi marini interferisce meno con la misura.

Per un corretto rilevamento della corrente questi strumenti sono equipaggiati con altri sensori, che misurano: la temperatura, la profondità, la direzione rispetto al Nord magnetico, l'inclinazione rispetto alla verticale, la conducibilità dell'acqua, la velocità del suono in acqua. All'interno dello strumento si trovano la batteria per l'alimentazione e il microcomputer. Quest'ultimo gestisce le misure, le elabora e registra i dati su di una memoria allo stato solido. L'autonomia delle batterie e le dimensioni della memoria sono tali da garantire lunghi periodi di funzionamento (fino a circa un anno con un campionamento ogni 20 minuti). I correntometri sono interfacciabili con un computer esterno per la configurazione dei tempi di campionamento e per lo scarico dei dati. In alcune versioni è possibile controllare il funzionamento dello strumento dalla superficie mediante un modem acustico, anch'esso alloggiato all'interno del correntometro.

La velocità del suono in aria o in acqua è condizionata dalla velocità del fluido, sfruttando questo principio sono stati sviluppati dei correntometri per oceanologia. Questi strumenti, nella loro versione più semplice, sono costituiti da una terna di trasduttori³³: il sistema, misurando il tempo di volo dell'impulso sonico che va da un trasduttore a quello contiguo, determina l'intensità e la direzione della corrente del fluido. La gestione della misura è affidata a un microprocessore che oltre alle differenze dei tempi di volo lungo i tre assi acquisisce ed elabora i dati provenienti dagli altri sensori. I dati elaborati possono essere trasmessi via cavo a una unità in superficie oppure memorizzati su memoria allo stato solido e in seguito scaricati. La profondità di esercizio può variare da 2000 a 6000 m; il range di misura della corrente può essere suddiviso in varie gamme fino a 6 m s^{-1} ; la risoluzione varia a seconda delle gamme da $1 \text{ a } 2 \text{ mm s}^{-1}$; l'accuratezza è intorno all'1 %.

La frequenza di un'onda sonora risulta diversa se il mezzo in cui si propaga è fermo o ha un moto equiverso (incremento di frequenza) o un moto contrario (riduzione di frequenza): effetto

³³ È lo stesso trasduttore che ha la duplice funzione di generatore e ricevitore: trasduttore da un segnale di eccitazione elettrico in un segnale acustico, nella fase di trasmissione, e trasduttore da un segnale acustico in un segnale elettrico, nella fase di ricezione.

Doppler. Su questo principio sono stati costruiti strumenti in grado di misurare l'intensità e la direzione delle correnti marine. Questi strumenti sono costituiti da quattro trasduttori montati in modo da emettere impulsi acustici in direzione l'una ortogonale all'altra su uno stesso piano. Gli stessi trasduttori rilevano l'eco del segnale riflesso dalle particelle solide o dalle bolle d'aria, trasportate dalla corrente. La variazione in frequenza dell'eco lungo due assi ortogonali consente, al sistema di calcolo, di stabilire l'intensità e la direzione del moto dell'acqua. La corrente è misurata intorno allo strumento in una zona compresa fra 0,4 e 2,2 m. La profondità di esercizio può variare da 2000 a 6000 m; il range di misura della corrente può essere $0 \div 0,3 \text{ m s}^{-1}$; la risoluzione di 3 mm s^{-1} ; l'accuratezza $\pm 1 \%$ della lettura.

Per rilevare il profilo della corrente, in una massa d'acqua, con i precedenti strumenti è necessario disporre un certo numero lungo la verticale. Recentemente, utilizzando l'effetto doppler, è stato sviluppato un altro tipo di correntometro che fornisce il profilo di corrente, dal fondo, dove viene posizionato, a circa 50 m da questo, nella massa d'acqua suddivisa in strati di determinato spessore (celle di profondità). Questi strumenti sono indicati per il monitoraggio delle correnti in aree costiere, in prossimità dei porti e alla foce dei fiumi. I quattro trasduttori da cui è costituito, sono posti in pianta, secondo una croce e ognuno è inclinato di 30° rispetto all'orizzontale. Con questa disposizione ogni trasduttore emette fasci di impulsi, verso la superficie, con una inclinazione di 60° rispetto all'orizzontale e ortogonali fra loro. Gli stessi trasduttori rilevano l'eco del segnale riflesso dalle particelle solide o dalle bolle d'aria trasportate dalla corrente nelle diverse celle di profondità. La variazione in frequenza dell'eco consente, al sistema di calcolo, di stabilire l'intensità e la direzione del moto dell'acqua relativo a ogni singola cella. All'interno di questo correntometro profilatore è installato anche un sensore di pressione idrostatica; le misure di pressione, eseguite contemporaneamente a quelle di corrente, sono usate per calcolare l'altezza delle onde.

La profondità di misura a cui viene impiegato questo correntometro, raramente supera i cento metri e la sua distanza dalla costa è modesta; in questo caso i dati raccolti dal microcomputer interno, possono essere inviati, tramite cavo subacqueo, a un centralina posta sulla costa e, successivamente trasmessi alla centrale di raccolta dati. In alternativa comunque i dati possono essere registrati su memoria allo stato solido oppure inviati, tramite modem acustico, a una unità di superficie che provvede alla trasmissione alla centrale di raccolta.

Correntometri elettromagnetici

Il principio di trasduzione di questi correntometri, sfrutta la legge di Faraday sull'induzione elettromagnetica: la tensione indotta in un conduttore che si muove in un campo magnetico è funzione, oltre che del campo magnetico, della lunghezza del conduttore e della sua velocità. Nel correntometro il campo magnetico è generato da una spira percorsa da una corrente alternata, rigorosamente stabile, e il conduttore in movimento è l'acqua stessa che scorre fra due coppie di elettrodi, complanari e ortogonali fra loro. Ciascuna coppia fornisce una tensione proporzionale alla componente della velocità, sul piano, ortogonale alla coppia stessa. La somma vettoriale delle due componenti dà la velocità dell'acqua in termini di intensità e di direzione. Quest'ultima in riferimento al Nord magnetico rilevato da una bussola elettronica contenuta nello strumento. Anche in questo caso le misure e i calcoli vengono eseguiti da un microcomputer che provvede alla memorizzazione del dato su memoria allo stato solido; attraverso un'interfaccia è possibile stabilire la cadenza di campionamento e attuare lo scarico dei dati. La corrente è misurata intorno allo strumento in una zona compresa fra 0,4 e 2,2 m. La profondità di esercizio può variare da 1000 a 6000 m; il range di misura della corrente può essere suddiviso in varie gamme fino a $0,75 \text{ m s}^{-1}$; la risoluzione varia a seconda delle gamme da $0,3$ a $4,3 \text{ mm s}^{-1}$; l'accuratezza è intorno al $2 \% \pm 0,01 \text{ m s}^{-1}$.

10 Misure batimetriche

Determinare la profondità degli oceani e dei mari è di estrema importanza sia per scopi di ricerca, oceanografica e geologica, sia per la sicurezza della navigazione.

Considerando che le onde acustiche si propagano molto bene in un mezzo denso come l'acqua, si determina la profondità di un corpo d'acqua, salata o dolce, sfruttando la loro riflessione sul fondo marino o lacustre. Lo strumento utilizzato per effettuare questa misura è l'ecoscandaglio; esso si compone di due parti: il generatore-ricevitore acustico (che viene montato nella parte immersa dello scafo di una imbarcazione) e l'unità di elaborazione e visualizzazione dei dati (installata a bordo dell'imbarcazione).

Un ecoscandaglio monofascio, con un solo trasduttore, determina la profondità, sotto la verticale dell'imbarcazione, misurando il tempo necessario all'impulso sonoro, emesso dal trasduttore, a percorrere il tragitto nave-fondo-nave; il segnale acustico rimbalzato sul fondo (eco), viene rivelato dallo stesso trasduttore che lo ha emesso.

Un altro tipo di ecoscandaglio, ampiamente usato nelle campagne oceanografiche, è quello multifascio; esso misura contemporaneamente la profondità in diverse direzioni (Fig. 49) permettendo di esplorare una sezione più larga del fondo e, previa elaborazione digitale del segnale riflesso, di fornire un'immagine della morfologia del fondale con una risoluzione dell'ordine del metro.

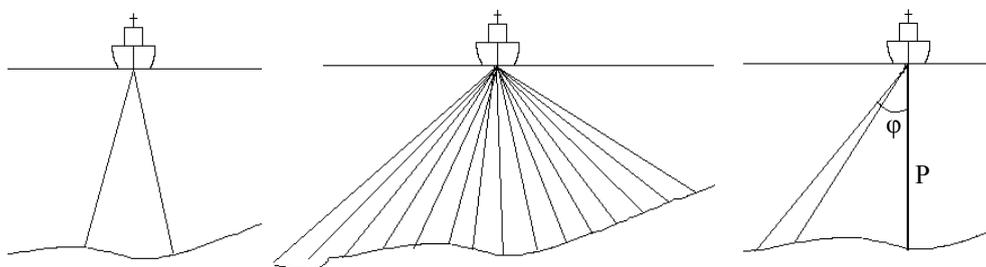


Figura 49 - Schematizzazione della diversa irradiazione sonica del fondo, tra l'ecoscandaglio monofascio (a sinistra) e quello multifascio (al centro). Il sistema stima l'altezza media di ciascun cono proiettato sul fondo.

In ogni caso la profondità P è data da:

$$P = \frac{v \Delta t}{2} \cos \varphi$$

dove

v - velocità del suono in acqua (m s^{-1});

Δt - tempo per effettuare il percorso nave-fondo-nave (s);

φ - angolo fra la verticale e la direzione di propagazione dell'impulso.

La velocità del suono nel mare, a una data profondità, è funzione della densità dell'acqua la quale, a sua volta, è funzione della profondità, della temperatura, e della salinità, ed essendo il rapporto fra massa e volume di un campione, si esprime in kg/m^3 . Nel caso dello scandaglio l'onda sonora attraversa strati a diversa densità e pertanto le equazioni empiriche che esprimono la velocità a una data profondità, temperatura e salinità (vedi tabella), non sono direttamente applicabili. In parte questo problema è stato risolto scegliendo frequenze rispondenti contemporaneamente a due esigenze: penetrare tutta la massa d'acqua ed essere poco sensibili alla sua densità.

Equazione, empirica, per il calcolo della velocità del suono in acqua a diverse profondità, temperature e concentrazioni saline.

| | | | | |
|--|----------------------------------|-------------|------------|--------------|
| $v = 1449 + 4,6 T - 0,055 T^2 + 0,0003 T^3 + (1,39 - 0,012 T)(S - 35) + 0,017 z$ | | | | |
| v - velocità, in m/s | in acqua pura (S = 0 ‰) con: | T = 0 °C | z = 0 m | v = 1400 m/s |
| T - temperatura, in °C | in acqua di mare (S = 35 ‰) con: | T = 13,3 °C | z = 0 m | v = 1500 m/s |
| S - salinità, in ‰ | in acqua di mare (S = 35 ‰) con: | T = 2,5 °C | z = 3000 m | v = 1512 m/s |
| z - profondità, in metri | | | | |

La velocità di propagazione di un'onda acustica, in acqua, dipende dalla temperatura, dalla pressione e dalla salinità, generalmente si considera di 1500 m s^{-1} .

Un parametro importante nella caratterizzazione degli ecoscandagli è la frequenza dell'impulso acustico emesso; questa determina:

- la portata (l'attenuazione del suono, da parte dell'acqua, aumenta con la frequenza);
- la penetrazione nei materiali molli (le frequenze più basse penetrano meglio nei sedimenti del fondo);
- la dimensione dell'antenna (è inversamente proporzionale alla frequenza);
- la risoluzione spaziale (aumenta con la frequenza).

Nella successiva tabella è indicata una classificazione degli ecoscandagli in funzione delle gamme di profondità da investigare; si può osservare che solo per grandi profondità si utilizzano impulsi sonori, per le altre profondità gli impulsi sono ultrasonici.

Il dato di profondità deve, necessariamente, essere associato a quello di posizione geografica; negli ecoscandagli di ultima generazione questo avviene in modo automatico utilizzando i dati forniti da un ricevitore GPS.

Classificazione degli ecoscandagli in funzione delle gamme di profondità da investigare.

| Tipo di ecoscandaglio | Classi di profondità (m) | Frequenza (kHz) |
|-------------------------|--------------------------|-----------------|
| Grandi profondità | 100 ÷ 12000 | 10 ÷ 15 |
| Medie profondità | 30 ÷ 3000 | 30 ÷ 50 |
| Piccole profondità | 5 ÷ 500 | 80 ÷ 120 |
| Piccolissime profondità | 0 ÷ 100 | 200 ÷ 400 |

11 Telerilevamento

Il telerilevamento permette di ottenere informazioni su un oggetto, senza richiedere un contatto diretto con l'oggetto stesso, analizzando la radiazione elettromagnetica che esso riflette o emette; in figura 24 abbiamo visto la suddivisione dello spettro elettromagnetico in base alla lunghezza d'onda.

I sensori per telerilevamento possono essere divisi in passivi e attivi:

- *Sensori passivi*: misurano la radiazione riflessa o emessa dalla superficie in esame. La radiazione riflessa è quella proveniente dal sole e riflessa dalle superfici e dipende dalla riflettanza³⁴ della superficie in esame; quindi è evidente che questi sensori possono funzionare solamente di giorno. La radiazione emessa da un oggetto, alle varie lunghezze d'onda, è funzione della temperatura, secondo la legge di Plank (vedi figura 24), e della sua emissività³⁵. Per le superfici naturali le frequenze in gioco sono prevalentemente nella gamma dell'infrarosso termico anche se la loro emissione si spinge fino alla gamma delle microonde.
- *Sensori attivi*: la superficie in esame viene irradiata con una sorgente artificiale, di spettro noto, e si analizza la radiazione riflessa.

L'andamento dell'emissività o della riflettanza con la lunghezza d'onda, che prende il nome di firma spettrale, consente di discriminare meglio la natura delle superfici in esame. A questo scopo sono utilizzati gli spettroradiometri, strumenti che misurano l'energia proveniente da una

³⁴ Si definisce riflettanza r , di una superficie, il rapporto fra la radiazione riflessa e quella incidente, alle diverse lunghezze d'onda. Misure del valore di riflettanza richiedono pertanto, oltre alla misura della radiazione riflessa, anche la misura della radiazione incidente che può essere ottenuta misurando la radiazione riflessa da una superficie di riflettanza nota.

³⁵ Poiché l'emissività, ϵ , di una superficie è uguale alla sua assorbanza, può essere definita come il rapporto fra l'energia assorbita dalla superficie e quella su di essa incidente, alle diverse lunghezze d'onda. Un corpo si dice nero se la sua emissività è uguale a 1.

superficie alle varie lunghezze d'onda o in diverse bande spettrali. Per facilitare il confronto con i dati acquisiti da satellite spesso si usano sensori con le stesse bande spettrali del TM (Thematic Mapper, il sensore presente sul satellite Landsat³⁶) oppure si integrano su queste stesse bande i dati acquisiti con risoluzione più elevata. Spesso gli spettrometri possono estendere la loro copertura ad altre lunghezze d'onda, come ad esempio il Thematic Mapper che ha una banda sensibile all'infrarosso termico. In questa banda la radiazione non è quella solare riflessa dalla superficie ma è quella emessa dalla superficie stessa ed è funzione della sua temperatura³⁷.

Sensori attivi che operano nella gamma del visibile o dell'infrarosso vicino prendono il nome di LIDAR e sfruttano una sorgente laser per irradiare la scena; mentre i sensori attivi più diffusi, i RADAR, operano nella gamma delle onde radio, principalmente nelle microonde.

Il radar invia verso la superficie da esaminare un'onda elettromagnetica e ne analizza l'eco di ritorno. Esistono molte tipologie di radar le cui caratteristiche sono ottimizzate per particolari applicazioni. Ad esempio nell'uso come altimetro il segnale trasmesso è un breve impulso di radiofrequenza, (dove per breve si intende da decine di nanosecondi a decine di microsecondi) ripetuto periodicamente. Durante l'intervallo tra un impulso trasmesso e l'altro, l'apparato si mette in ricezione (normalmente, impiegando la stessa antenna utilizzata per la trasmissione) per captare i segnali riflessi dagli ostacoli, echi. Il tempo che intercorre fra l'emissione di un impulso e la ricezione della sua eco consente di calcolare, con grande precisione, la distanza dall'oggetto. Se il radar è montato su un satellite, è possibile misurare la quota della superficie osservata con una precisione dell'ordine dei centimetri.

La scelta del sensore e della piattaforma, aereo o satellite, da utilizzare dipende dalla morfologia della zona in esame e dal tipo di misure da effettuare. Nelle applicazioni oceanologiche la piattaforma più utilizzata è il satellite. Lo sviluppo della tecnologia satellitare ha aperto la possibilità di misurare dallo spazio alcune grandezze fisiche, sia meteorologiche sia oceanologiche, e di osservare le loro evoluzioni nel tempo su tutta la superficie terrestre. Questa metodologia consente di ottenere immagini sinottiche anche delle regioni della Terra più remote e difficilmente raggiungibili con mezzi tradizionali.

Spesso si confondono i satelliti con i sensori che essi trasportano, in realtà si tratta di due cose distinte: il satellite è solo un supporto, una piattaforma, i sensori sono gli strumenti di misura. Una panoramica sui satelliti attualmente presenti in orbita ci consente di distinguerli in tre gruppi:

- *Satelliti con orbita inclinata di 60°*: l'orbita ellittica che essi seguono è inclinata rispetto all'equatore di circa 60°; questo determina l'ampiezza del campo visto dal satellite; in questo caso la piattaforma satellitare osserva la regione terrestre con latitudine compresa fra 60° N e 60° S, da un'altezza di circa 800 km. Un'orbita così bassa, consente di ottenere dati con una risoluzione spaziale migliore di quella ottenibile con altri tipi di satelliti. Questi satelliti completano un'orbita intorno alla Terra in circa 50 minuti e quindi osservano frequentemente la zona sorvolata.
- *Satelliti con orbita inclinata di 90°*: l'orbita ellittica che essi percorrono è prossima a 90° rispetto all'equatore, possono quindi osservare le zone polari. Come nel caso precedente, la loro distanza dalla superficie terrestre è di circa 800 km e completano la loro orbita in circa un'ora.
- *Satelliti geostazionari*: la loro orbita è sincrona con la rotazione terrestre, l'inclinazione è 0° rispetto all'equatore e l'altezza a cui si trovano è di circa 36000 km. Questo tipo di satellite non può osservare le zone polari.

Da quanto sopra emerge che per avere una copertura complessiva della superficie terrestre è necessario disporre di una rete di monitoraggio composta da almeno tre satelliti con orbita geostazionaria e da due satelliti con orbita polare.

³⁶ Il Thematic Mapper opera nelle seguenti bande: TM1, 450 ÷ 520 nm; TM2, 520 ÷ 600 nm; TM3, 620 ÷ 690 nm; TM4, 760 ÷ 900 nm; TM5, 1550 ÷ 1750 nm; TM7, 2080 ÷ 2350 nm; TM6, 10400 ÷ 12500 nm. Il sensore fornisce un'immagine la cui risoluzione spaziale è di 30 m eccetto che per la TM6 che è di 120 m.

³⁷ A una lunghezza d'onda (o in una data banda spettrale) il passaggio da emissività a riflettanza (e viceversa), di una superficie opaca, è immediato in quanto queste due grandezze sono legate dall'espressione $\epsilon + r = 1$.

11.1 Telerilevamento dei corpi idrici

L'acqua interagisce in modo particolare con la radiazione elettromagnetica: è trasparente nella sottile banda della radiazione visibile e si opacizza bruscamente nell'infrarosso vicino e permane opaca in tutta la gamma dell'infrarosso termico e delle microonde (Fig. 24). Per le applicazioni allo studio dei corpi idrici queste due gamme, in cui l'acqua è trasparente all'energia ricevuta e in cui emette la propria energia, sono di particolare interesse.

Un sedimento trasportato rifletterà l'energia che lo colpisce se l'acqua sovrastante è trasparente nel percorso di andata e ritorno. Variando la lunghezza d'onda possiamo penetrare diversamente nel corpo idrico ottenendo informazioni sul livello al quale è sprofondato il sedimento.

Supponiamo di voler studiare lo scarico di un fiume in mare. Chiaramente i sedimenti trasportati cominceranno ad affondare non appena la velocità di trasporto si riduce, in corrispondenza dell'allargamento del pennacchio di diffusione del fiume. Riprendendo il pennacchio in lunghezze d'onda differenti, opportunamente scelte, possiamo ottenere qualcosa di simile a una stratigrafia: con le bande verde, rossa, infrarossa avremo a disposizione dati riguardanti l'estensione e la forma del pennacchio mentre si immerge. Questa possibilità è molto utile: se usiamo infatti il pennacchio stesso come indicatore, abbiamo un mezzo per descrivere, anche se approssimativamente, l'andamento delle correnti a varie profondità. In particolare l'asse del pennacchio, osservato nell'infrarosso vicino (al livello dei sedimenti galleggianti), ci indicherà il verso prevalente della corrente superficiale al momento della ripresa, mentre all'altro estremo, nel verde, l'asse del pennacchio immerso sarà diretto secondo l'andamento della corrente in profondità.

Con l'impiego dell'infrarosso termico, studiando la distribuzione del calore irraggiato dalla superficie dell'acqua (che, ricordiamolo, in questa banda è completamente opaca), la descrizione del campo delle correnti superficiali è molto più dettagliata. Sempre tenendo presente che l'interpretazione di questi fenomeni è assai complessa, possiamo schematizzare la realtà con un modello in cui sia più semplice incasellare le nostre misure e osservazioni e, cosa molto importante, prevedere gli effetti di una data causa. Come ben sappiamo la temperatura in un liquido decresce dalla superficie verso il basso: gli strati più caldi, essendo meno densi, si distribuiscono sopra quelli più freddi. Se non vi fosse alcun moto convettivo, alla superficie del mare dovremmo rilevare delle termografie quanto mai piatte. La presenza di correnti verticali, di emersione o sprofondamento, provoca invece il rimescolamento di acqua fredda, appartenente ai livelli sottostanti, con l'acqua più calda della superficie. In questo modo si genera l'alternanza di filetti fluidi caldi e freddi che vengono messi in evidenza con estrema finezza dall'analisi della *tessitura termica*. In sostanza si tratta di mettere in evidenza, con i metodi di calcolo sulle immagini, l'andamento dei fronti di discontinuità termica che si generano in corrispondenza della turbolenza, per descrivere il campo delle correnti superficiali. Il passo successivo, più difficile, consiste nel costruire il campo dei *vettori spostamento* che ci indicano in intensità, direzione e verso da che parte si muove la corrente e quanto sia rapido il suo movimento. La direzione della corrente è ortogonale alle *linee di discontinuità termica* mentre il verso è diretto dalla parte della convessità delle linee di discontinuità.

Quello che riusciamo a rappresentare, in questo modo, è un campo di vettori, riferiti alla superficie del mare, considerata piana, che in realtà rappresentano la proiezione dei vettori spostamento sulla superficie.

Le implicazioni dell'uso dell'infrarosso termico in rilevamenti da aereo sono in questo campo particolarmente importanti. Le correnti sono un fenomeno dinamico e quindi per un loro corretto studio occorrono almeno due rilevamenti effettuati in differenti condizioni. Con questi dati e le relative elaborazioni che forniscono la *tessitura termica* si possono realizzare mappe di previsione (oltre che ovviamente dello stato reale di un tratto di mare) in cui la causa sia l'immissione di fognature e l'effetto l'inquinamento costiero. Il campo delle correnti studiato dinamicamente permette l'identificazione di eventuali tratti costieri in cui gli scarichi vengono o verrebbero ributtati indietro (e si creerebbe il fenomeno della eutrofizzazione o superfertilizzazione) e di tratti in cui il mare è maggiormente ricettivo. Come ovvia conseguenza si avrebbe almeno una parte consistente delle informazioni per decidere se prolungare o no la condotta di una fognatura in mare.

Fra le altre ovvie applicazioni dobbiamo ricordare lo studio del trasporto di sedimenti e delle sue possibili alterazioni, in seguito alla costruzione di nuovi moli, per prevenire pericolosi e comunque indesiderati insabbiamenti.

Un altro argomento importantissimo di studio dei corpi idrici per mezzo della termografia aerea è la ricerca di sorgenti di acqua dolce che si scaricano in mare e delle fonti di inquinamento. Dal momento che quanto possiamo rilevare per mezzo della termografia è legato strettamente ai fenomeni che avvengono alla superficie libera dell'acqua, a loro volta dipendenti dalla temperatura e dall'emissività, il pennacchio di diffusione proprio di foci di fiumi e torrenti o di scarichi di fognature o di sorgenti sottomarine, sarà rilevato con grande precisione. Il fatto di poter misurare estensione e livello termico di un pennacchio rigorosamente galleggiante (l'opacità dell'acqua non permette in alcun modo di valutare temperature ed emissività di getti immersi) implica interessanti conseguenze applicative: per mezzo di queste informazioni è infatti possibile valutare la portata immessa, sia essa una sorgente o uno scarico industriale.

Si tratta di realizzare un bilancio fra il calore immesso alla portata incognita e quello sottratto per convezione, conduzione e irraggiamento dall'ambiente. Il calore immesso nell'unità di tempo (che avrà generalmente segno negativo) è dato dalla portata in massa moltiplicata per il calore specifico del fluido entrante e per il salto termico fra la temperatura media del fluido entrante e quella del corpo idrico ricevente.

Il calore scambiato nell'unità di tempo con l'ambiente è di conduzione fra fluido entrante e mare, convezione fra gli stessi e fra il pennacchio di diffusione e l'aria e infine irraggiamento del pennacchio verso lo spazio sovrastante. Quest'ultimo tipo di scambio è largamente prevalente per cui in definitiva si può dire che il calore immesso dalla sorgente di emissione è proporzionale al calore irraggiato nell'unità di tempo dal pennacchio:

$$\frac{m}{t} c (T_s - T_m) \equiv \sum_1^n A_i (T_i^4 - T_m^4)$$

dove

m/t - (massa/tempo) portata di massa delle sorgenti di emissione;

c - capacità termica dell'acqua;

T_s - temperatura media della sorgente al suo sbocco;

T_m - temperatura media del mare in prossimità dello sbocco;

T_i - temperatura dell'iesimo livello del pennacchio termico prodotto dalla sorgente;

A_i - area della porzione di pennacchio dell'iesimo livello.

Trascurando i fenomeni di conduzione e convezione (cosa per altro legittima se la ripresa con il radiometro nell'infrarosso termico è stata effettuata con poco vento e limitato moto ondoso) la portata in massa m/t è quindi proporzionale alla somma dei prodotti delle aree isoradianti A_i (aree con lo stesso livello di calore irraggiato) per la quarta potenza delle temperature T_i dei livelli corrispondenti del pennacchio di diffusione, meno la potenza che sarebbe emessa dal mare se il pennacchio non esistesse:

$$\sum_1^n A_i T_m^4$$

In questo modo dall'equazione precedente determiniamo una portata m/t sicuramente prudenziale, avendo trascurato appunto conduzione e convezione e attribuendo lo scambio di calore al solo irraggiamento:

$$\frac{m}{t} = k \frac{\sum_1^n A_i (T_i^4 - T_m^4)}{T_s - T_m}$$

dove k è un coefficiente di proporzionalità.

È opportuno sottolineare come il metodo di determinazione della portata basato su rilievi termografici che forniscono le misure di A_i , T_i , T_m e T_s , al di là del fatto che per taratura può dare il valore effettivo di portata, permette la determinazione della portata relativa di una serie di sorgenti o scarichi.

Per ottenere le portate relative è sufficiente effettuare il rilevamento in maniera omogenea. Se il rilievo viene interrotto basta ripetere la ripresa sulle ultime due o tre sorgenti (o scarichi) per poter ricalibrare le quantità che entrano in gioco nei calcoli e rendere normalizzati i risultati anche sui tratti di ripresa successivi. In altre parole è il valore di k dell'equazione precedente a dover essere "ritoccato" per ciascuna ripresa.

Il rilevamento di sorgenti d'acqua dolce in mare è reso possibile dal fatto che l'acqua dolce, anche se più fredda di quella di mare, galleggia per la spinta data dalla salinità di quest'ultima. L'uno per mille in salinità corrisponde, come spinta, alla differenza di circa un grado centigrado. In mare la sola presenza di cloruro di sodio pari al 35 per mille garantirebbe il galleggiamento di acqua dolce più fredda di ben 35 gradi centigradi: il galleggiamento è quindi assicurato.

11.2 Sensori remoti per misure oceanologiche

I radiometri più utilizzati sono del tipo AVHRR (*Advanced Very High Resolution Radiometer*); questi sono costituiti da scanner multicanale, a banda larga, sensibili alla radiazione elettromagnetica nelle gamme: visibile, infrarosso vicino e infrarosso termico. La loro più importante funzione, in ambito oceanografico, è quella di rilevare la temperatura superficiale del mare (gamma dell'infrarosso termico). La risoluzione di questi strumenti è stata migliorata nel corso degli anni e attualmente è di circa 0,2 °C.

Attraverso la comparazione tra i segnali ricevuti nelle diverse bande spettrali è possibile stimare:

- l'estensione del ghiaccio marino;
- l'età del ghiaccio;
- il contenuto di clorofilla;
- il carico dei sedimenti;
- la materia particolata;

e altre grandezze di interesse per la biologia marina.

In ambito oceanografico si utilizzano anche sensori attivi montati su satellite come il SAR (*Synthetic Aperture Radar*)³⁸. Mediante le misure effettuate tramite questo particolare tipo di radar si possono dedurre informazioni sia dell'oceanosfera sia della criosfera; in particolare si possono analizzare:

- onde superficiali e interne, gorgi;
- variazioni della topografia del fondo;
- risalite di correnti in prossimità delle coste (*upwelling*);
- dinamica delle correnti su piccola e media scala;

³⁸ Il radar ha la capacità di discriminare oggetti di dimensioni diverse questa capacità dipende dalla dimensione dell'antenna, maggiori sono le sue dimensioni, migliore è la sua risoluzione. Il SAR è un particolare tipo di radar, con antenna molto piccola che mediante complesse tecniche di elaborazione del segnale ricevuto, riesce a discriminare oggetti bersaglio di piccole dimensioni; ottenendo così una risoluzione migliore dei radar tradizionali.

- moti del ghiaccio marino;
- processi che avvengono nelle zone marginali dei ghiacciai prospicienti gli oceani;
- copertura dei ghiacci marini e lacustri e stima della loro età;
- distribuzione e movimenti delle chiazze di petrolio sull'acqua;
- effetto del vento sulle onde;

e altri processi in cui si manifestano deboli variazioni di rugosità superficiale.

Tramite un radar altimetro si può misurare la distanza tra il satellite e la superficie del mare e, conoscendo l'esatta posizione del satellite rispetto alla Terra, risalire alle variazioni di livello del mare. Gli attuali radar altimetri, installati sui satelliti, hanno una risoluzione migliore di 5 cm. Con questo metodo di rilevamento si possono sviluppare e convalidare modelli delle maree, su scala globale; tramite questi modelli è possibile determinare la forma della superficie marina e acquisire così informazioni sulla circolazione oceanica globale.

Mediante uno scanner³⁹ ottico montato su una piattaforma satellitare, alla quota di 700 km, con orbita eliosincrona⁴⁰, si acquisiscono immagini nella banda della radiazione visibile. L'intera gamma è suddivisa in otto bande spettrali da 400 a 850 nm, le immagini sono acquisite allo scopo di ottenere dati quantitativi sulle proprietà bio-ottiche dell'oceano globale. I deboli cambiamenti di colore della superficie dell'oceano indicano una variazione di quantità e qualità dei differenti tipi di fitoplancton e dei materiali in sospensione.

Con questa tecnica è possibile:

- determinare l'abbondanza dei biota oceanici su scala globale per valutare il ruolo dell'Oceano nel ciclo del carbonio atmosferico e valutare gli scambi di gas e altri elementi critici all'interfaccia oceano-atmosfera;
- studiare le fioriture algali;
- analizzare l'evoluzione dei pennacchi fluviali.

³⁹ Scanner: strumento a scansione ottico-meccanica per raccogliere e convertire in segnali elettrici l'energia raggiante. Normalmente questi sistemi sono realizzati per lavorare in varie bande dello spettro elettromagnetico.

⁴⁰ Si definisce orbita eliosincrona quella di un satellite che rispetto a un punto sulla Terra ha lo stesso moto apparente del Sole.

APPENDICI

I) CARATTERISTICHE METROLOGICHE E DI IMPIEGO DI UNO STRUMENTO

1 Caratteristiche metrologiche

- Soglia o Valore di inizio scala o Zero
- Portata o Valore di fondo scala o Span
- Gamma di misura o Range
- Linearità
- Isteresi
- Sensibilità
- Risoluzione - Errore di quantizzazione
- Prontezza o Tempo di risposta - Costante di tempo
- Stabilità - Deriva
- Precisione - Classe di precisione
- Accuratezza
- Fedeltà o Ripetitività

1.1 Soglia o Valore di inizio scala o Zero

È il più basso livello di segnale rilevato dallo strumento che non sempre coincide col valore nullo della grandezza da misurare (Fig. 1).

Nella maggior parte degli strumenti, sia analogici sia digitali, il riferimento della grandezza in uscita (posizione di riposo dell'indice, numero zero sul display) corrisponde al valore zero per la grandezza in ingresso. Ciò non è sempre vero e gli strumenti hanno dei comandi esterni che ci permettono di effettuare questa correzione quando allo zero della grandezza in ingresso non corrisponde lo zero sul dispositivo di visualizzazione.

Tale errore prende il nome di errore di zero e può essere dovuto al fatto, ad esempio, che per attriti, staratura di un potenziometro o altro, l'indicatore dello strumento non torni sempre perfettamente a zero.

1.2 Portata o Valore di fondo scala o Span

È il valore massimo della grandezza che lo strumento può misurare (Fig. 1). Di solito gli strumenti hanno diverse portate selezionabili con dei comandi esterni. In seguito si vedrà il legame fra la portata e le altre caratteristiche metrologiche.

Può accadere che il massimo valore applicabile all'ingresso dello strumento non sia tale da mandare l'indice in fondo scala (errore di fondo scala). Come per la correzione dell'errore di zero, in questo caso si può eseguire una taratura, tramite comandi esterni, che porti a far coincidere il massimo valore applicabile all'indicazione di fondo scala.

Solitamente correggendo il fondo scala si stara lo zero e viceversa. Per approssimazioni successive, aggiustando ora l'uno ora l'altro, con tre quattro passi di taratura, si riesce a mettere le indicazioni correttamente in scala; come ben sa chi, per esempio, ha tarato igrometri a capello.

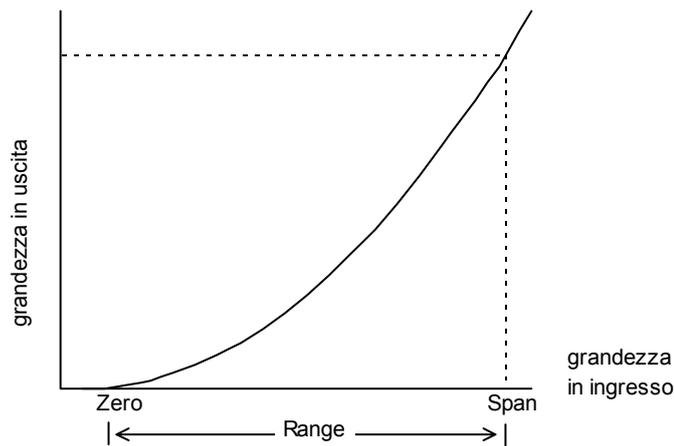


Figura 1 - Caratteristica Ingresso - Uscita di uno strumento dove:

Grandezza in ingresso = valore del misurando (es. temperatura, umidità, ecc.).

Grandezza in uscita = valore della grandezza utilizzata dallo strumento per indicare il misurando (es. angolo percorso da un indice, allungamento di una colonnina di mercurio, ecc.). Chiaramente si parla di grandezza in uscita solamente per gli strumenti analogici.

1.3 Gamma di misura o Range

È l'intervallo dei valori di ingresso entro cui lo strumento dà un'indicazione, in altre parole è la differenza fra il valore di Span e lo Zero (Fig. 1):

$$\text{Range} = \text{Span} - \text{Zero}$$

1

Molto spesso, siccome lo Zero dello strumento coincide col valore nullo della grandezza in esame, il Range e lo Span coincidono.

1.4 Linearità

Dà un'indicazione di quanto la curva di risposta dello strumento, Valore in ingresso - Valore indicato, si avvicina alla caratteristica ideale che è una retta a 45° (non confondere questa curva di risposta, figura 2, con quella della figura 1).

Nella figura 2 la risposta dello strumento, linea intera, non è lineare ma può essere considerata tale se si prende come risposta la fascia ampia L entro cui essa è contenuta. Di solito invece di L si dà il suo valore percentuale rispetto al range:

$$L\% = \frac{L}{\text{Range}} \cdot 100$$

2

La 2 è una delle possibili definizioni di linearità, altre possono essere trovate in letteratura.

La linearità è una caratteristica auspicabile in uno strumento poiché, oltre a rendere più facile l'interpretazione della risposta di questo (si ha un'equazione del tipo $y = a x + b$ invece di $y = f(x)$ con f funzione generica di x), dà una indicazione anche di altre caratteristiche dello strumento e in particolare, come vedremo, dell'isteresi e della sensibilità. La linearità è tanto maggiore quanto minore è il numero che la rappresenta. L'incertezza sulla linearità ovviamente costituisce un errore strumentale.

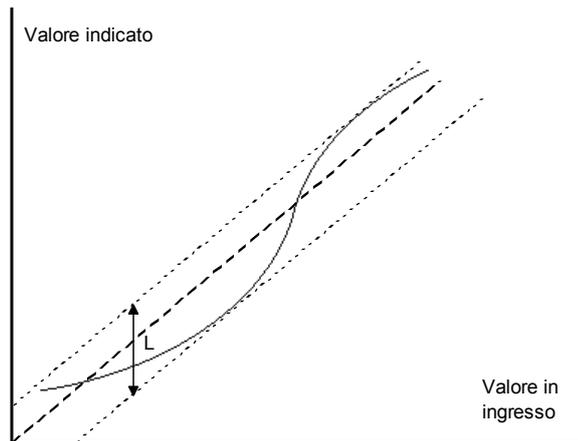


Figura 2 - La linearità è definita dalla fascia ampia L entro cui è contenuta la risposta dello strumento.

1.5 Isteresi

L'isteresi, in uno strumento, è determinata dal fatto che la caratteristica di funzionamento rilevata per valori crescenti, della grandezza di ingresso, non coincide con quella rilevata per valori decrescenti. Per valori crescenti l'indice dello strumento (ad esempio un igrometro a capelli), per effetto degli attriti, in presenza di una certa grandezza di valore V_0 in ingresso, invece di percorrere l'angolo θ_0 e indicare il valore V_0 , percorre un angolo più piccolo θ_1 indicando il valore V_1 , (Fig.3a). Partendo dal fondo scala e tornando indietro, l'indice in presenza di una grandezza V_0 non si porta nella posizione θ_0 ma per effetto degli attriti si arresta prima, in posizione θ_2 , e indica un valore più grande V_2 (Fig. 3a).

La curva Valore in ingresso - Valore indicato non può pertanto essere una retta a 45° ma avrà l'andamento riportato in figura 3b. Anche gli strumenti digitali possono avere questo inconveniente che si manifesta principalmente nel trasduttore.

Si osservi che se la caratteristica Valore indicato-Valore in ingresso fosse lineare non avremmo fenomeni di isteresi. Questo errore strumentale sistematico difficilmente può essere valutato perché cambia col cambiare del valore raggiunto.

L'isteresi viene quantificata come rapporto percentuale fra il massimo scostamento fra le due curve di risposta (ottenute per variazioni dell'ingresso dallo Zero allo Span e dallo Span allo Zero) e il Range dello strumento:

$$I\% = \frac{I}{\text{Range}} \cdot 100$$

3

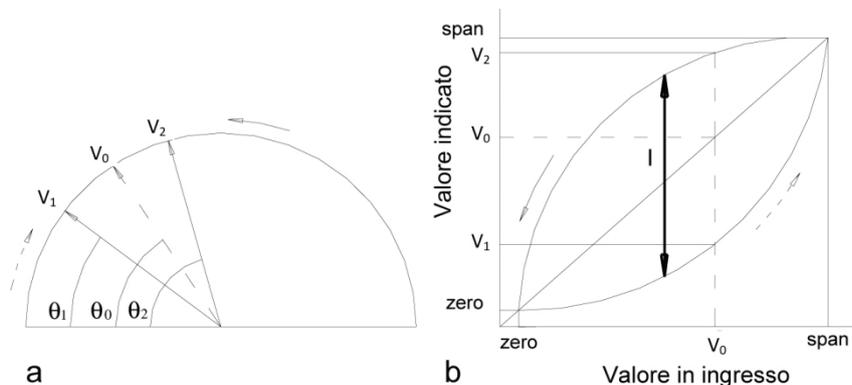


Figura 3 - A parità di valore della grandezza in ingresso lo strumento dà indicazioni diverse a seconda che questo valore sia stato raggiunto per valori crescenti (- - -) o decrescenti (—).

1.6 Sensibilità

È il rapporto tra la variazione della grandezza di uscita (ad esempio lo spostamento di un indice su una scala) e la corrispondente variazione di ingresso. Se la caratteristica è lineare la sensibilità è uguale per tutti i punti della curva, altrimenti cambia col punto di lavoro dello strumento. Per definizione:

$$S = \frac{dU}{dI} \quad 4$$

che è costante solo se la caratteristica Uscita-Ingresso (Fig.1) è lineare.

Negli strumenti a più portate la sensibilità varia con la portata cioè diminuisce al crescere di questa. Ad esempio nella figura 4a è tracciata la caratteristica Ingresso-Uscita nella portata 1, quindi in ascisse ci sono i decimi, mentre nella figura 4b si ha la stessa caratteristica in portata 10, quindi in ascisse ci sono le unità. Consideriamo la variazione ΔU che si ha in uscita per una variazione di una unità sulle ascisse che corrisponde a una variazione del segnale di ingresso di 0,1; si ottiene nel primo caso una sensibilità:

$$S_a = \frac{\Delta U}{0,1}$$

La stessa variazione ΔU si ha anche nel secondo caso prendendo sulle ascisse ancora una variazione di una unità a cui corrisponde una variazione del segnale di ingresso di 1; la sensibilità in portata 10 è pertanto:

$$S_b = \frac{\Delta U}{1}$$

ora essendo ΔU uguale in entrambi i casi, S_b è dieci volte minore di S_a .

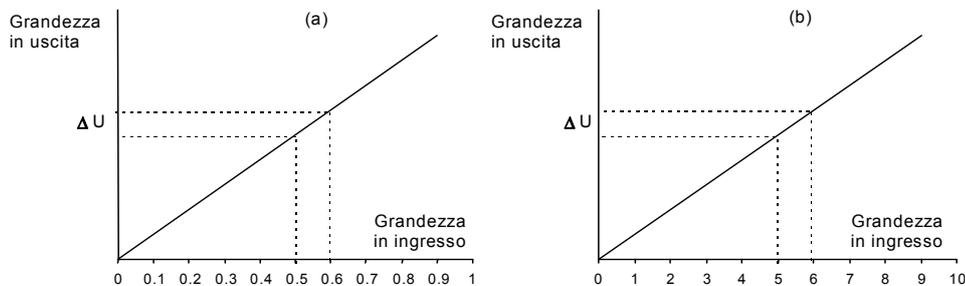


Figura 4 - Negli strumenti a più portate la sensibilità diminuisce all'aumentare della portata. In (a) portata 1, in (b) portata 10; $S_a = 10 S_b$.

1.7 Risoluzione - Errore di quantizzazione

La risoluzione è legata alla più piccola variazione del segnale che può essere apprezzata dallo strumento. Nella maggior parte degli strumenti (soprattutto in quelli per la meteorologia) esistono parti essenziali per il funzionamento, le quali introducono attriti, giochi, discontinuità (come nel caso di un potenziometro a filo) ecc., il cui effetto è quello di produrre errori sistematici; ad esempio fissato un certo valore della grandezza in entrata una variazione, rispetto a quel valore, che sia inferiore a una prefissata entità, non produce alcuna variazione del valore indicato dallo strumento. Il valore di questa minima variazione necessaria a produrre una variazione del valore indicato prende il nome di Errore

di quantizzazione . Questo errore è presente anche negli strumenti digitali e non solo per il fatto che il visualizzatore (display) ha necessariamente un numero limitato di cifre.

Il rapporto fra l'errore di quantizzazione δ e il Range dello strumento prende il nome di Risoluzione e di solito è espressa in percento. Riportando su un grafico la relazione Valore in ingresso - Valore indicato, o anche quella Ingresso – Uscita, di uno strumento con risoluzione finita si ha una curva a gradini del tipo indicato in figura 5 e per la definizione data la risoluzione si scrive:

$$R\% = \frac{\delta}{\text{Range}} 100 \quad 5$$

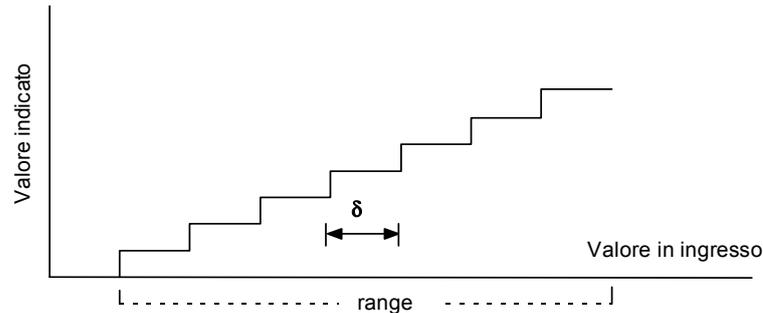


Figura 5 - Per effetto della quantizzazione del segnale la caratteristica Ingresso-Uscita non ha un andamento continuo ma risulta una curva a gradini. Finché il segnale in ingresso non varia di almeno δ non si ha nessuna variazione in uscita.

Lo strumento sarà tanto migliore quanto più piccolo è R . In altre parole la risoluzione è tanto maggiore quanto più piccolo è il numero che la rappresenta.

Nella pratica è invalso l'uso di chiamare risoluzione l'errore di quantizzazione ma ciò non deve portare a fraintendimenti perché la risoluzione è un numero puro (adimensionale) mentre l'errore di quantizzazione ha le dimensioni della grandezza misurata.

Si stia ben attenti a non confondere la risoluzione con la sensibilità: uno strumento che, ad esempio, con una variazione del segnale di ingresso di una unità ruota l'indice di 20 gradi, ha una sensibilità doppia di uno che per la stessa variazione ruota l'indice di 10 gradi. Ma può benissimo darsi il caso che il primo strumento, ad esempio a causa di attriti dell'equipaggio mobile, non sia in grado di rilevare una variazione del segnale di ingresso di 0.1 mentre il secondo, pur essendo meno sensibile, può benissimo avere una costruzione più accurata ed essere in grado di sentire tale variazione e pertanto è uno strumento con una maggiore risoluzione. Anche dimensionalmente le due caratteristiche sono diverse, la risoluzione è un numero puro mentre la sensibilità ha le dimensioni della grandezza in uscita divise per le dimensioni di quella in ingresso.

1.8 Prontezza o Tempo di risposta - Costante di tempo

È il tempo, t_r , impiegato dallo strumento per indicare il 90 % della variazione della grandezza al suo ingresso e dà un'indicazione della velocità con cui lo strumento può fornire il risultato della misura. La prontezza è tanto maggiore quanto minore è il numero che la rappresenta.

Per i sensori più spesso, invece di tempo di risposta, si parla di Costante di tempo, τ ; questa è il tempo necessario al sensore per rilevare il 63 % di una variazione brusca tra due livelli (variazione a gradino) del misurando. Si può dimostrare che questo tempo è indipendente dall'ampiezza della variazione e vale la relazione $t_r = 2,3 \tau$. In pratica, dopo aver applicato o variato il misurando, la lettura dello strumento non va fatta prima di $2 t_r$.

Fanno eccezione i sensori anemometrici a coppe o a elica per i quali si parla invece di Costante di distanza che rappresenta la distanza che il fronte d'aria deve percorrere affinché il sensore possa rilevare il 63 % della variazione della velocità.

1.9 Stabilità - Deriva

La stabilità è la proprietà di uno strumento o di un sensore di conservare nel tempo le proprie caratteristiche; si distingue in stabilità a breve termine (se riferita a intervalli di tempo dell'ordine dell'ora) e stabilità a lungo termine (se riferita a intervalli di settimane o mesi). Questo parametro dà un'indicazione di quanto frequenti devono essere le ricalibrizzazioni dello strumento. In alcuni casi, soprattutto parlando di sensori, invece che di stabilità si parla di Deriva. Con questo termine si intende la variazione, nel tempo, del segnale fornito dal sensore quando la grandezza fisica a cui esso è sensibile rimane costante. Ad esempio alcuni sensori capacitivi per la misura dell'umidità dell'aria, ad alte umidità relative (superiori al 70 %) nei primi momenti, 5 ÷ 10 minuti, indicano il valore giusto; nel tempo però "derivano" e nel giro di 10 ÷ 15 ore indicano valori assai più elevati (90 ÷ 100 %) anche se l'umidità non è variata.

1.10 Precisione - Classe di precisione

Si definisce precisione l'errore assoluto massimo che lo strumento può compiere. Più precisamente è la massima differenza che può verificarsi tra il risultato della misura e il suo valore vero che sappiamo non essere determinabile. La precisione viene fornita dal costruttore, essa consente di accettare come valore di una misura il singolo valore letto, associando ad esso l'incertezza data dal numero che rappresenta la precisione stessa. Ovviamente, procedendo alla ripetizione della misura e calcolando il valore medio e la precisione statistica, si ottiene una indicazione che, probabilisticamente, è più vicina al valore vero.

La precisione è tanto maggiore quanto più piccolo è il numero che la rappresenta, questo parametro in uno stesso strumento può essere diverso nelle varie portate.

La definizione di precisione è valida per strumenti sia analogici sia digitali, ma i costruttori la indicano in modo diverso nei due casi.

Per gli strumenti analogici molto spesso non viene data la precisione ma la Classe di Precisione come rapporto percentuale fra la precisione definita prima, e il Range dello strumento:

$$C = \frac{\delta}{\text{Range}} \cdot 100 \quad 6$$

nel caso degli strumenti elettrici le norme CEI (Comitato Elettrotecnico Italiano) prevedono le seguenti classi:

0,05 % 0,1 % 0,2 % 0,3 % 0,5 % 1 % 1,5 % 2,5 % 5 %

Ad esempio se uno strumento in classe 1 con Range 10 dà l'indicazione 8, il costruttore ci garantisce che lo scostamento massimo dal valore vero è:

$$\delta = \frac{C \cdot \text{Range}}{100} = \frac{1 \cdot 10}{100} = 0,1 \quad \text{e quindi la misura è } V = 8 \pm 0,1$$

se il Range è 100

$$\delta = \frac{C \text{ Range}}{100} = \frac{1 \cdot 100}{100} = 1 \quad \text{e quindi la misura è } V = 8 \pm 1$$

Si deduce dall'esempio che la portata dello strumento deve essere scelta, per quanto possibile, vicina al valore da misurare per avere l'errore minimo. In altre parole la lettura va fatta con l'indice il più possibile prossimo al fondo scala perché così facendo si minimizzano gli errori (questo criterio resta valido anche per gli strumenti digitali).

Per quanto riguarda gli strumenti digitali si fa notare che questi strumenti vengono caratterizzati dal numero di cifre (digit) presenti nel display.

Talvolta lo strumento viene definito di N digit, in tal caso tutti gli N indicatori possono assumere ogni valore da 0 a 9. Altri strumenti possono invece essere di N digit e mezzo, questo significa che in effetti i digit sono 1 + N ma il primo digit può assumere solo alcuni valori (solitamente 0 o 1).

Ad esempio strumenti da tre digit e mezzo con portata 2, 20, 200 in effetti indicheranno 1,999, 19,99 e 199,9 rispettivamente nelle tre portate.

Nel caso di strumenti digitali è frequente veder confondere la risoluzione con la precisione. Infatti nella dizione usata dai costruttori, che definiscono lo strumento da N digit ± 1 digit (riferito al digit meno significativo), il ± 1 digit viene spesso interpretato dall'utilizzatore come precisione, mentre normalmente il costruttore vuole indicare la risoluzione.

I costruttori aggiungono infatti, tra le specifiche, la precisione come percentuale sul Range o sul valore misurato; pertanto uno strumento sarà da N digit, ± 1 digit, $\pm x$ % del Range o del valore misurato.

Per esempio se con un termometro, a 4 digit, ± 1 digit, $\pm 0,1$ % sul Range, che misura nella gamma da 0 a $+50$ °C, si legge la temperatura:

20,24 °C

il ± 1 digit (che in questo esempio equivale a $\pm 0,01$ °C) non si riferisce alla precisione della misura, ma alla risoluzione. Ciò significa che lo strumento non distingue due temperature che differiscono per meno di $\pm 0,01$ °C, e non che il valore vero è compreso tra 20,23 °C e 20,25 °C.

Il valore vero sarà invece compreso fra:

$$(20,24 - \frac{0,1}{100} \cdot 50) \pm 1 \text{ digit} = 20,19 \pm 1 \text{ digit}$$

e:

$$(20,24 + \frac{0,1}{100} \cdot 50) \pm 1 \text{ digit} = 20,29 \pm 1 \text{ digit}$$

cioè l'incertezza nei valori assoluti è sui decimi di grado ($\pm 0,05$ °C), mentre la risoluzione è sui centesimi di grado. Pertanto, in riferimento all'esempio, non si può dire che "la temperatura misurata vale 20,24 °C più o meno 0,01 °C", ma si dovrà dire che "la temperatura misurata vale 20,24 °C più o meno 0,05 °C, con la risoluzione di 0,01 °C".

In altri termini si può dire di aver utilizzato un termometro che misura con la precisione del decimo di grado ($\pm 0,05$ °C) e risolve il centesimo di grado.

L'indicazione della risoluzione è assai importante soprattutto nelle misure indirette ottenute come differenza di misure dirette; in tal caso la precisione della misura va a coincidere con la risoluzione.

Ancora con riferimento all'esempio precedente, misurando due temperature che differiscono per più di 0,01 °C, ad esempio 0,04 °C, abbiamo:

prima misura $(20,24 \pm 0,05) \pm 1$ digit

seconda misura $(20,28 \pm 0,05) \pm 1$ digit

Dato che i due valori misurati differiscono di assai poco, se le due letture sono vicine nel tempo, è presumibile che i due errori assoluti siano uguali fra loro in valore e segno. Pertanto facendo la differenza delle misure l'errore assoluto scompare e resta una differenza di $0,04$ °C incerta di ± 1 digit ($0,01$ °C), che costituisce ora l'errore sulla differenza delle misure.

Si osservi come l'errore relativo, che nelle due misure assolute era di:

$$\varepsilon'_{\%} = \pm \frac{0,05}{20,24} 100 = \pm 0,247 \% \quad \text{e} \quad \varepsilon''_{\%} = \pm \frac{0,05}{20,29} 100 = \pm 0,246 \%$$

nella misura della differenza diventa:

$$\varepsilon_{\%} = \pm \frac{0,01}{0,04} 100 = \pm 25 \%$$

Ciò sottolinea il fatto che, nelle differenze di misure, anche se l'errore sistematico della misura viene eliminato resta purtroppo l'incertezza della risoluzione, che porta a errori che possono essere anche assai gravi.

Ciò non accade nelle misure differenziali cioè dove lo strumento misura direttamente la differenza fra due grandezze; le termocoppie, ad esempio, sono sensibili alla differenza fra due temperature e non alle temperature prese singolarmente.

1.11 Accuratezza

È noto che ripetendo più volte una stessa misura lo strumento, a causa di inevitabili errori accidentali, non dà sempre la stessa risposta e quindi come valore misurato dobbiamo prendere il valore medio.

L'accuratezza è lo scostamento fra il valore medio e il valore vero. Non si confonda l'accuratezza con la precisione definita nel precedente paragrafo poiché quest'ultima è la differenza fra il valore misurato e quello vero. In altri termini la precisione dà un'indicazione della vicinanza al valore vero del valore letto mentre l'accuratezza, che tiene conto anche degli errori accidentali, dà una indicazione della vicinanza al valore vero del valore medio.

Dato che l'operazione di media tende a ridurre gli effetti degli errori accidentali lo scostamento del valore medio dal valore vero può essere imputato prevalentemente a errori sistematici. L'accuratezza è allora un indice della immunità di uno strumento nei confronti di questi errori (Fig. 6).

Non si confonda l'accuratezza neppure con la precisione statistica in quanto quest'ultima dà sì lo scostamento fra il valore medio e il valore vero ma, per come è stata definita, non tiene conto degli errori sistematici ed è pertanto migliorabile quanto si vuole aumentando il numero delle misure.

Spesso nel termine accuratezza i costruttori di lingua inglese inglobano vari errori sistematici propri dello strumento (ovviamente non della metodologia di misura) quali l'isteresi e la linearità.

1.12 Fedeltà o Ripetibilità

La fedeltà dà una indicazione della dispersione dei valori ottenuti, ripetendo più volte una stessa misura, intorno al loro valore medio. Poiché gli errori sistematici portano sistematicamente a sbagliare nello stesso modo, la dispersione dei valori intorno al valore medio è da attribuire a cause accidentali. Allora la fedeltà di uno strumento dà una indicazione dell'immunità di questo agli errori accidentali.

Si è già detto che facendo un numero elevato di misure dello stesso segnale otteniamo un elevato numero di risultati diversi che, in un sistema di assi coordinati avente sulle ascisse i valori ottenuti e sulle ordinate il numero di volte che un certo valore è comparso, si dispongono secondo una curva gaussiana. La larghezza di questa curva a metà altezza può essere presa come indice della fedeltà. Si capisce che più larga è questa curva, più i risultati ottenuti sono diversi nelle varie misure; cioè sono più "dispersi" intorno al valore medio (Fig. 6).

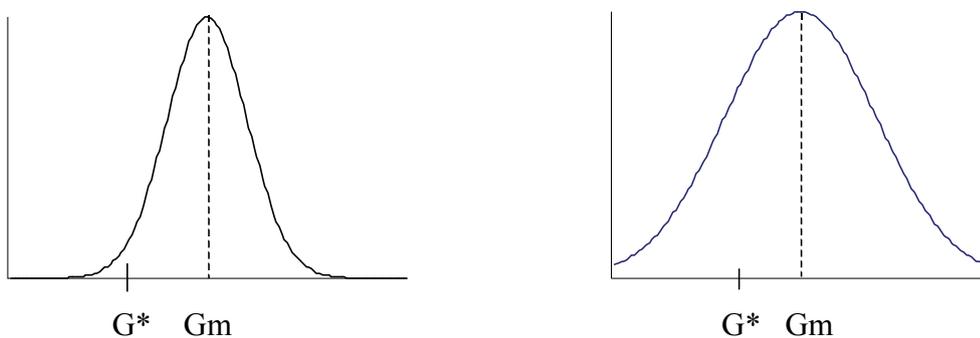


Figura 6 - In ascisse i valori misurati, in ordinate il numero di volte che un certo valore è comparso nel ripetere la stessa misura: la dispersione dei valori e la distanza di G_m da G^* sono, nell'ordine, indice di maggiore o minore fedeltà e accuratezza.

Si osservi che più fedele non significa più accurato perché si può avere la situazione indicata nelle due gaussiane in figura 6, dove G_m indica il valore medio mentre G^* il valore vero. Nella prima gaussiana i valori sono poco dispersi attorno a G_m quindi lo strumento è fedele ma poco accurato in quanto G_m è molto distante da G^* ; la situazione è opposta nella seconda gaussiana in cui c'è forte dispersione dei risultati (la curva è più larga della prima) ma G_m è vicino a G^* e quindi lo strumento risulta poco fedele ma accurato.

Dal primo grafico si può ancora dedurre che in quella serie di misure ci sono stati errori accidentali di piccola entità (poca dispersione) ma si è in presenza di forti errori sistematici (grande scostamento tra G^* e G_m). Nel secondo grafico la situazione è opposta; ci sono stati errori accidentali di una certa importanza mentre quelli sistematici sono di piccola entità.

Siccome la gaussiana esatta non può essere costruita, in quanto servirebbero infinite misure, per la fedeltà (definita come larghezza della gaussiana) il costruttore dà un valore massimo, cioè nella peggiore delle ipotesi la gaussiana ha quella larghezza.

Altro fatto da notare è che tanto minore è la larghezza tanto maggiore è la fedeltà; quindi uno strumento è tanto più fedele quanto più piccolo è il numero che rappresenta la fedeltà.

2 Caratteristiche di impiego

Fra le caratteristiche non metrologiche più importanti di uno strumento sono da ricordare: la temperatura di immagazzinamento, la temperatura di impiego, il coefficiente di temperatura (che sono legate alle condizioni ambientali di impiego), le impedenze di ingresso e di uscita (legate all'impiego circuitale dello strumento) e l'affidabilità (che ha carattere statistico).

2.1 Temperatura di immagazzinamento

Definisce una gamma di temperature (ad es. $-20\text{ °C} \div +60\text{ °C}$) entro cui può stare lo strumento non in funzione senza subire danni. Per alcuni strumenti vengono indicate anche altre condizioni ambientali (umidità dell'aria, pressione, ecc.) per un corretto immagazzinamento.

2.2 Temperatura di impiego o di funzionamento

Stabilisce una gamma di temperatura (ad es. $0 \div +40\text{ °C}$) entro cui può stare lo strumento in funzione; questa ha solitamente l'estremo inferiore a $+20\text{ °C}$ e quello superiore a -20 °C dei corrispondenti estremi della gamma di immagazzinamento. La standardizzazione in vigore definisce "range industriale" la gamma di temperature di funzionamento da 0 a $+70\text{ °C}$ che si restringe a $+50\text{ °C}$ con umidità relativa dell'aria superiore a 80% e "range militare" quella da -25 °C a $+85\text{ °C}$ con umidità dell'aria fino a 90% . Il range militare (Norme MIL) è più ampio perché si presuppone un tipo di impiego più critico, non solo in termini di temperatura ma anche di altri parametri ambientali (umidità, pressione, ecc.).

Per evitare di sconfinare è norma prudenziale cercare di stare lontani dai limiti indicati dal costruttore; in ogni caso alla temperatura di funzionamento di uno strumento è bene prestare particolare attenzione soprattutto in misure in campo dove è facile, se lo strumento non è ben protetto, uscire dal range prescritto e avere dei dati inattendibili, dei mal funzionamenti o addirittura guasti, anche gravi, alla strumentazione.

2.3 Coefficiente di temperatura

Indica la correzione che va apportata al valore fornito dallo strumento quando questo pur trovandosi a lavorare nella giusta gamma di temperature non lavora all'esatta temperatura (di solito 20 °C) alla quale è stata effettuata la calibrazione dello strumento stesso. Pertanto il valore V_1 letto alla temperatura T_m , diversa dalla temperatura di calibrazione T_0 , va così corretto per ottenere la misura V_m :

$$V_m = V_1 + \alpha (T_m - T_0) \quad 7$$

con α coefficiente di temperatura che ha le dimensioni della grandezza misurata divise per la temperatura. Il coefficiente di temperatura può allora essere interpretato come "sensibilità" dello strumento rispetto alla temperatura.

Altri coefficienti di correzione sono legati all'umidità e alla pressione ma sono assai meno importanti di quello di temperatura.

2.4 Impedenza di ingresso e Impedenza di uscita

Sono legate all'impiego circuitale dello strumento; la prima ha grande importanza nel caso di strumenti di visualizzazione o memorizzazione dati e la seconda nel caso di sensori.

In generale, nel caso di strumenti di acquisizione dati è bene che la loro impedenza di ingresso sia più alta possibile; viceversa nel caso di sensori è bene che la loro impedenza di uscita sia più bassa possibile. Valori accettabili possono essere per la prima superiori a qualche centinaia di kilo-ohm, e per la seconda inferiore a qualche decina di ohm. Ove questo non sia verificato fra sensore e strumento va interposto un circuito "adattatore di impedenza" (buffer).

2.5 Affidabilità

L'affidabilità è definita come la probabilità che un componente o un sistema esegua la funzione ad esso richiesta, in condizioni operative prefissate per un periodo di tempo determinato.

Il concetto di affidabilità è divenuto sempre più importante a causa dell'incremento della complessità dei sistemi. Infatti la bassa affidabilità di una apparecchiatura oltre ad aumentare il costo di manutenzione provoca, soprattutto, un danno all'utilizzatore per la mancata disponibilità dell'apparecchiatura stessa. Non va confusa l'affidabilità con la qualità di un apparecchio. La prima determina l'intervallo di tempo durante il quale l'apparato mantiene la sua funzione, mentre la seconda è una misura dello scostamento dallo standard o dalle specifiche assegnate alla stessa funzione. Per chiarire questa differenza si pensi che uno strumento nel tempo può peggiorare le sue prestazioni ma può ancora essere utilizzato per particolari scopi. Un guasto anche banale come l'interruzione di un fusibile, ad esempio in un data logger, costituisce un danno assai grave per l'utente che, se anche è in possesso di uno strumento di ottima qualità, perde tutti i dati successivi all'interruzione del fusibile.

Per poter esprimere analiticamente l'affidabilità si deve prima definire il tasso di guasto (λ) che rappresenta la percentuale di componenti o di apparati, che si guastano nell'unità di tempo all'istante t , calcolata rispetto al numero di componenti ancora in funzione allo stesso istante:

$$\lambda = \frac{\text{numero di campioni guastati durante la prova}}{\frac{\text{numero di campioni provati}}{\text{durata della prova}}} \quad 8$$

È dimostrato statisticamente che il tasso di guasto dei componenti e degli apparati ha l'andamento, in funzione del tempo, indicato in figura 7, dove si possono individuare tre intervalli:

- Intervallo iniziale, della mortalità infantile, corrispondente a un tasso di guasto molto alto, ma destinato a decrescere rapidamente con il tempo, dovuto a difetti di fabbricazione;
- Intervallo centrale, a tasso di guasto praticamente costante che rappresenta la vita utile del componente, dove i guasti hanno origine casuale;
- Intervallo finale, della fase senile, in cui i guasti sono destinati a crescere sempre più rapidamente.

La curva di λ in funzione del tempo si ricava sperimentalmente per i vari componenti. Durante la vita utile λ è approssimativamente costante, in tal caso si dimostra che l'affidabilità, $R(t)$, è una funzione esponenziale di λ :

$$R(t) = \exp(-\lambda \cdot t) \quad 9$$

essa rappresenta la probabilità che ha un dato componente di funzionare ancora al tempo t .

L'affidabilità è legata a un gran numero di fattori non sempre identificabili o quantificabili e per questo ha carattere statistico.

Il tasso di guasto oltre alle ore di impiego è legato alle condizioni ambientali (temperature e umidità o troppo alte o troppo basse), alle condizioni circuitali (tensione di rete sporca cioè con sovrapposizioni di transitori rapidi e intensi, insufficiente messa a terra), e al ritmo delle accensioni (un gran numero di guasti si ha proprio all'atto dell'accensione dello strumento).

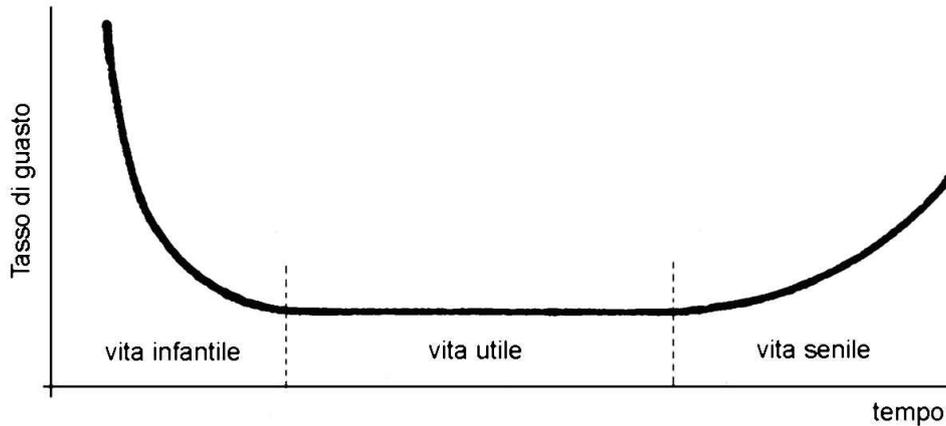


Figura 7 - Andamento temporale del tasso di guasto.

Ormai da qualche anno è stata introdotta una standardizzazione che definisce i limiti di applicabilità dei componenti e degli apparati in relazione alle condizioni ambientali e circuitali. Si parla allora di componenti realizzati o a norme industriali o a norme militari (MIL).

Gli strumenti realizzati con componenti a norme MIL hanno una migliore affidabilità infatti essi subiscono un processo di invecchiamento che stabilizza le caratteristiche dei componenti e provoca la morte precoce di quelli più scadenti, in modo da evitare guasti alle apparecchiature nelle prime ore di funzionamento (mortalità infantile).

Dall'affidabilità dei singoli componenti si può risalire a quella dell'apparecchiatura o del sistema. Ciò è relativamente semplice se il guasto del singolo componente non è legato a quello degli altri, ovvero se il guasto di un componente non altera la futura probabilità di guasto degli altri, si può dimostrare che: il tasso di guasto del sistema è la somma dei singoli tassi di guasto.

2.6 Tempo medio fra guasti (MTBF)

Risulta, a questo punto, importante stabilire per quanto tempo in ore, mediamente, un componente o una apparecchiatura può operare senza guastarsi, dipendendo da questo fattore la stima del costo complessivo di manutenzione e la stima della disponibilità dell'apparato.

Se si considera il tasso di guasto costante, allora si può dimostrare che la *vita media* di un componente è il reciproco del tasso di guasto:

$$\text{Vita media} = \frac{1}{\lambda} \quad 10$$

Allora un apparato con tasso di guasto, complessivo, λ funzionerà in media $1/\lambda$ ore dopo di che si guasterà.

Dopo la riparazione l'apparato funzionerà ancora per un periodo pari alla vita media e poi subirà un nuovo guasto. Visto in questa ottica si può anche dire che $1/\lambda$ rappresenta il tempo medio espresso in ore fra due guasti consecutivi (MTBF = *Mean Time Between Failures*).

Ovviamente la frequenza dei guasti di un apparato viene condizionata prevalentemente dal tipo meno affidabile dei vari componenti l'apparato stesso.

In tabella si riportano i tassi di guasto e la vita media fra guasti, orientativi, di alcuni componenti elettronici più comuni e di alcuni strumenti per la meteorologia, considerati in funzionamento continuativo. Per poter calcolare MTBF in ore λ va espresso in ore⁻¹, quindi, sempre in riferimento alla tabella, si ha, per esempio, che in un'ora si guastano $100 \cdot 10^{-6}$ lampade (λ), ovvero 100 lampade in 10^6 ore, o, reciprocamente, una lampada ogni 10000 ore (MTBF).

Viene allora immediato che, in tabella, la colonna dove sono riportati i valori di λ può essere interpretata come il numero di componenti o strumenti che si guastano in 10^6 ore e quella del MTBF dopo quanto tempo si guasta un componente o uno strumento.

2.7 Disponibilità di un apparato

Per poter definire la disponibilità di un apparato cioè per quanto tempo, mediamente, un utente può disporre di un dato strumento fra una riparazione e l'altra, bisogna conoscere il tempo medio per eseguire le riparazioni (MTTR = *Mean Time Through Repair*).

La disponibilità percentuale è allora definita⁴¹:

$$D\% = \frac{\text{MTBF}}{\text{MTBF} + \text{MTTR}} \cdot 100 \quad 11$$

dove per MTBF si deve considerare quello complessivo dell'apparato.

Tasso di guasto e vita media fra guasti di alcuni componenti e strumenti.

| Componenti e strumenti | λ ($\times 10^{-6}$) (ore ⁻¹) | MTBF ($\times 10^3$) (ore) |
|--|---|------------------------------|
| Lampada a incandescenza | 100 | 10 |
| Accumulatori | 70 | 14 |
| Elettromagneti | 50 | 20 |
| Relè | 50 | 20 |
| Potenzimetri | 15 | 66 |
| Transistori | 3 | 333 |
| Motori elettrici | 3 | 333 |
| Circuiti integrati | 2,5 | 400 |
| Diodi | 2 | 500 |
| Bobine | 2 | 500 |
| Trasformatori | 2 | 500 |
| Condensatori | 1 | 1000 |
| Cablaggi, Circuiti stampati, Saldature | 0,3 | 3333 |
| Resistori | 0,3 | 3333 |
| Fusibili | 0,2 | 5000 |
| Termometro per aria a termoresistenza | $\lambda_T = 11$ | 91 |
| Solarimetro a termopila | $\lambda_S = 8,5$ | 117 |
| Igrometro per aria capacitivo | $\lambda_I = 8$ | 125 |
| Gonioanemometro | $\lambda_G = 5$ | 200 |
| Anemometro | $\lambda_A = 5$ | 200 |

Spieghiamo l'espressione di $D\%$ e il significato di MTBF complessivo con un esempio. Se una stazione meteo è attrezzata con i sensori indicati nella parte bassa della precedente tabella, e supponendo che:

- tutta la circuiteria elettronica abbia: $\lambda_C = 21 \cdot 10^{-6} \text{ ore}^{-1}$ MTBF = $47 \cdot 10^3$ ore
- tutte le parti meccaniche abbiano: $\lambda_M = 5 \cdot 10^{-6} \text{ ore}^{-1}$ MTBF = $200 \cdot 10^3$ ore

il tasso di guasto complessivo della stazione è:

$$\lambda_{\text{stazione}} = \lambda_A + \lambda_G + \lambda_T + \lambda_I + \lambda_S + \lambda_C + \lambda_M = 63,5 \cdot 10^{-6} \text{ ore}^{-1}$$

⁴¹ Esistono altre definizioni ma questa è la più comunemente utilizzata.

e il corrispondente tempo medio fra guasti risulta allora

$$MTBF_{\text{stazione}} = \frac{1}{\lambda_{\text{stazione}}} = 15748 \text{ ore}$$

Si osservi come l'MTBF dell'intero apparato sia molto più piccolo dell'MTBF di tutti i componenti. Nell'esempio in esame, supponiamo ancora che mediamente per riparare un guasto (considerando anche il tempo necessario per far arrivare lo strumento in laboratorio e poi riportarlo in campo) siano necessari 10 giorni (MTTR = 240 ore), la disponibilità della stazione meteo dell'esempio è:

$$D\% = \frac{15478}{15478 + 240} 100 = 98,5 \%$$

In altre parole la stazione funziona per 15748 ore poi si guasta; viene riparata in 240 ore e torna a funzionare; ovvero su un periodo di (15748 + 240) ore, di fatto, la stazione ha funzionato solo per 15748 ore, quindi per il 98,5 % del tempo.

Rispetto a R, λ , MTBF, MTTR, D% è il parametro che più immediatamente indica all'utente quanto su un certo strumento "ci si può contare".

Valori bassi di D% sono propri di strumenti che si guastano facilmente (piccoli MTBF) e/o necessitano di tempi lunghi di riparazione e manutenzione (grandi MTTR); valori alti di D% indicano strumenti che si guastano raramente o che rapidamente possono essere riparati.

II) LO SPETTRO DELLA RADIAZIONE SOLARE

Trascurando il minimo contributo geotermico possiamo affermare che la radiazione solare è l'unica fonte di energia per la Terra. Tutte le altre forme legate ai combustibili fossili, al vento, alle correnti marine, ecc. sono una conseguenza della radiazione solare.

La radiazione solare è prodotta da reazioni nucleari (fusione) all'interno del Sole. Questo corpo gassoso, che dista dalla Terra di circa 150 milioni di chilometri e ha un diametro di circa 1,4 milioni di chilometri, è visto dalla Terra come un disco contenuto in un angolo di $0,5^\circ$.

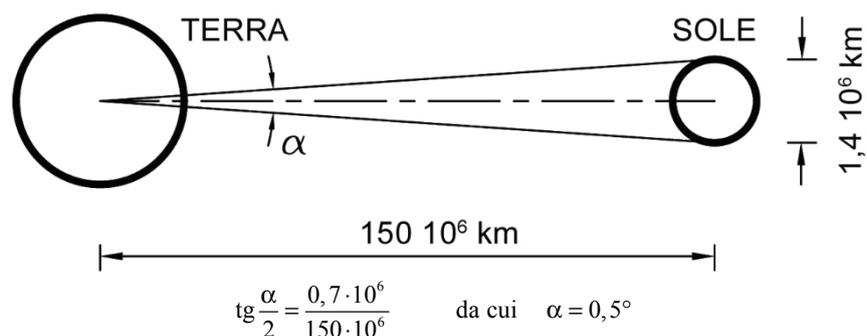


Figura 8 – Il Sole è visto dalla Terra come un disco contenuto in un angolo di $0,5^\circ$.

Il Sole, avendo una temperatura superficiale di circa 5400 gradi centigradi, da cinque miliardi di anni, emette nello spazio circostante una enorme energia elettromagnetica che al limite della atmosfera terrestre raggiunge i 1400 joule al secondo per ogni metro quadrato (costante solare), ovvero 1400 watt per ogni metro quadrato.

Una qualunque superficie che intercetta una radiazione può assorbirla, rifletterla o trasmetterla. Poiché in natura non esistono superfici completamente assorbenti o perfettamente riflettenti o assolutamente trasmettenti, i tre aspetti sono sempre presenti e con le loro quote caratterizzano la superficie. Ovviamente in una superficie speculare prevale la quota di radiazione riflessa, rispetto alle altre due, e in una superficie trasparente domina quella trasmessa. La ripartizione di energia sulla superficie è comunque tale che la somma delle tre quote deve essere sempre uguale all'intensità dell'energia incidente.

La quantità di radiazione solare che viene assorbita, riflessa, trasmessa è fondamentale per le superfici biologiche. Alcune piante per ridurre la quantità di radiazione intercettata tendono a chiudere o a disporre verticalmente le foglie; il colore del mantello o della pelle degli animali costituisce una strategia biologica di adattamento al clima radiativo delle regioni in cui vivono. Ora mentre la parte di radiazione, incidente su un corpo, che viene riflessa e quella che viene trasmessa abbandonano il corpo, la radiazione che viene assorbita interagisce con questo alterandone le caratteristiche: prima fra tutte la temperatura. In altre parole la radiazione assorbita da un corpo, se non altrimenti utilizzata da questo, riscalda il corpo stesso ovvero ne aumenta la temperatura. Un utilizzo diverso, almeno in parte, della radiazione assorbita è, ad esempio, l'attivazione della fotosintesi, clorofilliana nelle piante e della vitamina D nell'uomo.

Nello studio delle caratteristiche radiative delle superfici, naturali e no, risulta di grande utilità il concetto di *Corpo Nero*. Si definisce corpo nero un corpo che assorbe tutta la radiazione incidente (quindi un corpo con riflessione e trasmissione nulle), ovviamente questa è una astrazione teorica che però, come caso limite, ha una sua utilità.

Il "colore nero" è un caso particolare: l'occhio umano distingue forma e colore dei corpi o tramite la luce che essi emettono, se luminosi (ad esempio un oggetto incandescente), o che essi riflettono, se non luminosi ma irradiati da una sorgente di luce. Un corpo che non riflette nessuna

radiazione oppure assorbe tutta la radiazione su di esso incidente lo “vediamo”, comunque, di colore nero. Il “colore nero” è allora l’assenza di radiazione da parte del corpo.

Qualsiasi corpo a temperatura superiore allo zero assoluto⁴² irradia nello spazio circostante “energia radiante” o più brevemente “radiazione”. Un modello matematico, che spiega un gran numero di fenomeni attinenti alla radiazione, attribuisce a questa natura ondulatoria, con chiara analogia ad altri fenomeni naturali come il propagarsi della perturbazione prodotta da un sasso lanciato in uno specchio d’acqua.

Rifacendosi a questo esempio di facile visualizzazione si può osservare che nel moto ondoso ogni particella d’acqua oscilla intorno alla posizione di equilibrio iniziale in un tempo caratteristico detto periodo (T). È allora evidente che se la durata temporale di una oscillazione è T, nell’unità di tempo si avranno 1/T oscillazioni. Il numero di oscillazioni nell’unità del tempo prende il nome di frequenza dell’onda (f). Lo spazio percorso durante il tempo T dalla perturbazione che si propaga è chiamato lunghezza d’onda (λ), che ovviamente viene a coincidere con la distanza fra due creste successive dell’onda.

Se indichiamo con c la velocità⁴³ di propagazione dell’onda abbiamo allora:

$$c = \frac{\lambda}{T} = \lambda \cdot f$$

12

Come già detto (*mutatis mutandis*) questa descrizione può essere applicate anche al propagarsi della radiazione emessa dai corpi non allo zero assoluto. In questo caso non si tratta di onde meccaniche (come quelle del “sasso nello stagno”) ma di onde elettromagnetiche⁴⁴.

Un aspetto semplifica l’analisi delle onde elettromagnetiche rispetto alle altre: la velocità dell’onda è praticamente uguale, e costante, nel vuoto e in aria, mezzi di nostro interesse ($c = 300.000 \text{ km/s}$, circa). Da ciò e dalla formula 12 discende che se è nota λ lo è anche f e viceversa, inoltre, essendo il loro prodotto una costante, all’aumentare dell’una diminuisce l’altra. Per quanto sopra, nel seguito parleremo indifferentemente di lunghezza d’onda o di frequenza della radiazione.

Un aspetto complica l’analisi delle onde elettromagnetiche rispetto alle altre: i corpi solidi, liquidi, gassosi (non rarefatti) non emettono mai una sola lunghezza d’onda ma irradiano una sequenza di lunghezze d’onda senza soluzione di continuità, cioè quello che si chiama spettro continuo di lunghezze d’onda o di frequenze (figura 9).

Dell’infinito spettro elettromagnetico il piccolissimo “frammento” che va da 350 nm a 1000 nm ha una importanza tale da condizionare la presenza della vita sulla Terra⁴⁵.

La visione, il fotoperiodismo, la fotosintesi dipendono dalle onde elettromagnetiche contenute in questo piccolo intervallo di lunghezze d’onda. All’interno di questo intervallo ve ne è uno più piccolo, che va da 400 nm a 700 nm, che definisce l’intervallo di lunghezze d’onda visibile all’occhio umano (chiamato anche intervallo, o gamma, visibile o semplicemente luce).

⁴² Lo zero assoluto è un limite teorico posto a 273,16 gradi al di sotto dello zero centigrado (ghiaccio fondente). Allo zero assoluto si annulla l’agitazione termica delle molecole e, come conseguenza di questo e di altri effetti, si “dovrebbe” produrre l’annichilimento della materia. La scala termometrica che utilizza come zero lo zero assoluto è la scala Kelvin: in riferimento a questa scala l’acqua ghiaccia a + 273,16 K (= 0 °C) e bolle a 373,16 K (= 100 °C). Pertanto si passa dai gradi centigradi (simbolo °C) ai gradi Kelvin (simbolo K) aggiungendo 273,16, numero che va sottratto per la conversione inversa. È del tutto ovvio che la scala termometrica assoluta non ha valori negativi.

⁴³ La velocità con cui un corpo percorre, con moto uniforme, uno spazio s in un tempo t è il rapporto fra spazio e tempo: velocità = s/t

⁴⁴ Ovvero della stessa natura delle onde che stanno alla base del funzionamento di: radio, tv, telefonini, forni a micro-onde, apparecchi radiografici a raggi X, ecc.

⁴⁵ George Wald di Harvard uno dei più grandi esperti nel campo della fotobiologia, premio Nobel per la Medicina nel 1967, afferma che lo svolgersi di tutti i fenomeni biologici, vegetali e animali, in questo intervallo spettrale non è casuale. Egli è convinto che se la vita esiste in qualche altra parte dell’Universo essa, probabilmente, dipende dallo stesso “piccolo frammento elettromagnetico”.

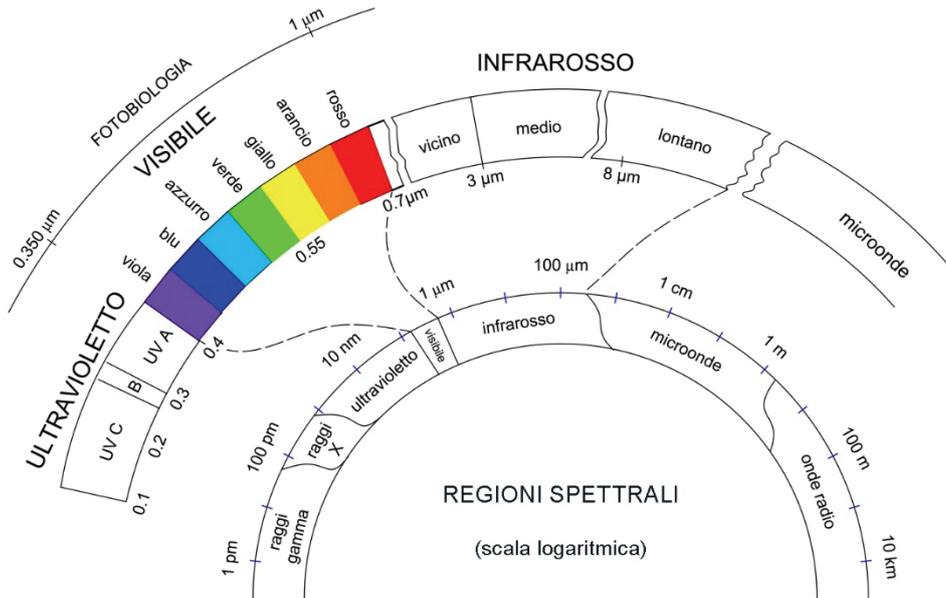


Figura 9 – Spettro elettromagnetico⁴⁶. Si osservi che la scala logaritmica è riferita all'arco più interno.

Tutti i corpi (ad eccezione dei gas rarefatti), per effetto della loro temperatura, emettono uno spettro continuo di lunghezze d'onda secondo un andamento analogo a quello di figura 10 (che si riferisce al Sole). Questa curva mostra un massimo che dipende solamente dalla temperatura del corpo ed è esprimibile, con buona approssimazione, con la relazione:

$$\lambda_m \approx \frac{3000}{T} \quad (13)$$

dove: T, temperatura del corpo espressa in gradi Kelvin (vedi nota 42),
 λ_m , lunghezza d'onda a cui si ha il massimo dell'emissione radiativa, espressa in micro-metri (vedi nota 45)

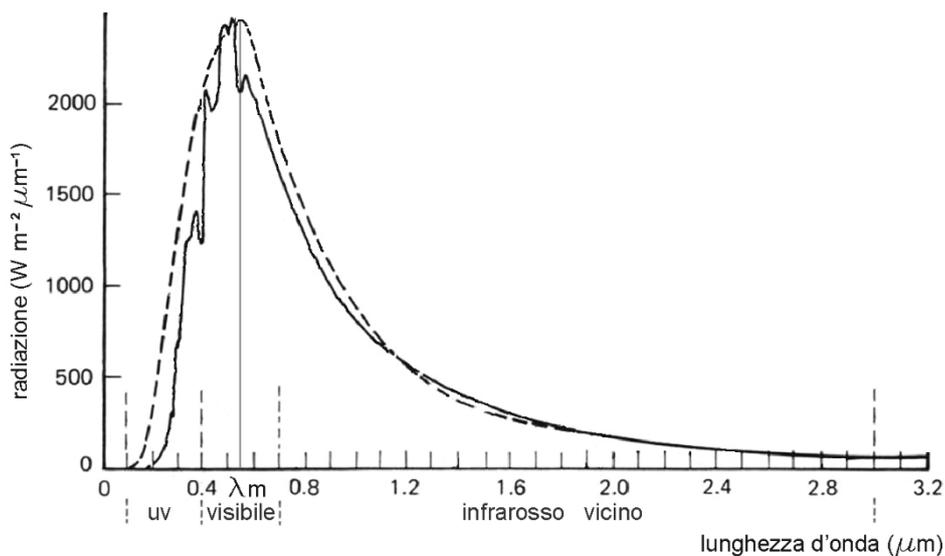


Figura 10 – Spettro della radiazione solare al di sopra dell'atmosfera terrestre, valutata alla distanza media fra Sole e Terra: intensità per ogni lunghezza d'onda (linea a tratto intero) che risulta molto simile alla radiazione emessa da un corpo nero a 5700 K posto alla stessa distanza (linea tratteggiata). Si osservi il massimo di emissione intorno a 0,55 μm.

⁴⁶ Nella figura 9 le lunghezze d'onda più piccole sono espresse in pico-metri (pm) bilionesima parte del metro, nano-metri (nm) milionesima parte del metro, micro-metri (μm) milionesima parte del metro.

Si veda anche figura 9.

La figura 9 rappresenta lo spettro di emissione del Sole e avendo questo una temperatura superficiale di circa 5700 K il massimo di emissione, per l'equazione 13, è alla lunghezza d'onda di circa 550 nm.

Il Sole, quindi, emette energia elettromagnetica con la massima intensità prevalentemente nella gamma visibile. Nell'attraversare l'atmosfera le radiazioni con minor lunghezza d'onda (ad esempio quelle Ultra-Violette) sono assorbite, in buona parte, dall'ozono⁴⁷ che costituisce la parte più alta della stratosfera⁴⁸, mentre le radiazioni con lunghezza d'onda maggiore (ad esempio Infra-Rosse) sono assorbite dal vapor d'acqua e dall'anidride carbonica presenti negli strati più bassi della troposfera⁷.

La figura 11 mostra come l'atmosfera terrestre modifica lo spettro della radiazione solare che arriva sulla Terra al livello del mare; si osservino le alterazioni selettive prodotte dai vari costituenti l'atmosfera

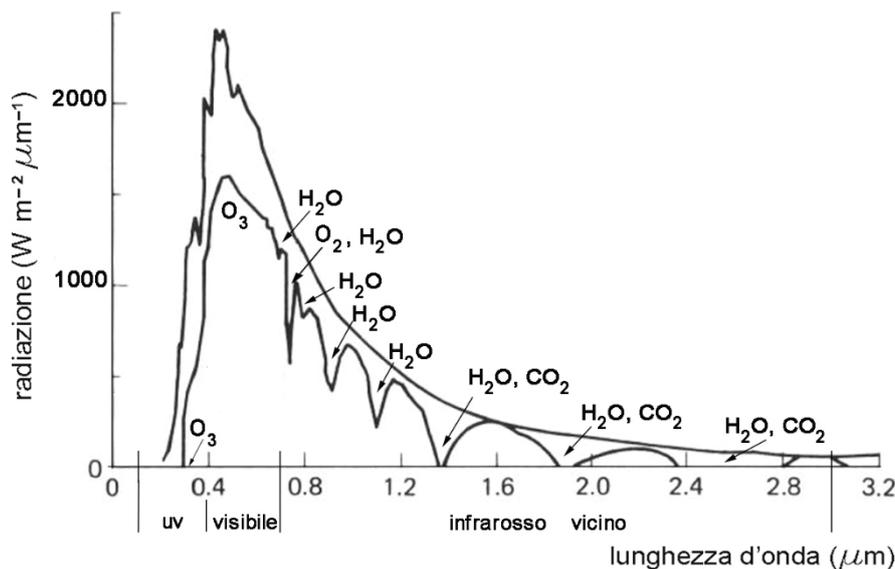


Figura 11 – Spettro della radiazione solare al di sopra dell'atmosfera (vedi figura 3) e al suolo terrestre (curva interna). Si osservi come le diverse molecole dei costituenti l'atmosfera attenuano selettivamente le diverse lunghezze d'onda. L'ozono, O_3 , attenua maggiormente le onde più corte (ultravioletto); l'anidride carbonica, CO_2 , agisce prevalentemente nella gamma dell'infrarosso.

⁴⁷ L'ozono è una molecola instabile, formata da tre atomi di ossigeno (O_3), che si genera in presenza di catalizzatori o per assorbimento di radiazione Ultra-Violetta.

⁴⁸ L'atmosfera terrestre è un involucro aeriforme, che avvolge interamente il nostro pianeta, formato da circa il 79 % di azoto, il 19 % di ossigeno, il 2 % fra vapor d'acqua (H_2O), anidride carbonica (CO_2), ecc. Essa può essere divisa in cinque regioni sovrapposte denominate *sfere*, intervallate a loro volta da quattro fasce di transizione denominate *pause*. La porzione più bassa, in prossimità della superficie terrestre, è la troposfera, che arriva a una altezza di 10 ÷ 12 km entro cui si hanno gli eventi meteorologici. Al di sopra della troposfera fino a 50 ÷ 60 km troviamo la stratosfera, al di sopra di questa fino a circa 80 km si ha la mesosfera. Da 80 ÷ 90 km a 190 ÷ 200 km si sviluppa la termosfera, oltre 200 km ha inizio la esosfera. Su quote e nomi delle diverse sfere non c'è concordanza fra vari autori.

Bibliografia

Per la strumentazione e la metrologia:

Benincasa F., Maracchi G. (edito a cura di) – *Sensori e strumenti elettronici per la meteorologia*, (1999) Quaderno n.8 Collana tecnico-scientifica IBIMET, ed. CNR-IBIMET, Firenze, pp 128,

Per le misure negli oceani e nei mari

Benincasa F.(edito a cura di) – *L'acqua sulla Terra*, (2003) Quaderno n.13 Collana tecnico-scientifica IBIMET, ed. CNR-IBIMET, Firenze, pp 260,

I volumi citati sono disponibili presso la biblioteca della Fondazione LEM e richiedibili in versione pdf alla Segreteria di Redazione IBIMET
e-mail m.devincenzi@ibimet.cnr.it

Altre letture consigliate

per la strumentazione e la metrologia:

Anonimo - *Guide to meteorological instruments and methods of observation.*, 6^a ed. (1996), World Meteorological Organization, Ginevra, Svizzera.

Arca B., Benincasa F., Bianchini M., De Vincenzi M., Gori M. – *Le reti neurali nel calcolo dei flussi radiattivi.*, Ing. Agr. (1998) 1, 26-31.

Arca B., Benincasa F., De Vincenzi M., Fasano G. – *A neural model to predict the daily minimum of air temperature.*, Atti del VII Convegno ICCTA, Firenze, Novembre, 1998.

Arca B., Benincasa F., De Vincenzi M., Materassi A. – *A neural model to estimate daily global solar radiation using simple meteorology quantities.*, Atti del VII Convegno ICCTA, Firenze, Novembre, 1998.

Arca B., Benincasa F., De Vincenzi M., Ventura A. – *Compensazione termodinamica di telemetri ad ultrasuoni tramite rete neurale.*, Ing. Agr. (1998) 4, 239-246.

Arca B., Benincasa F., De Vincenzi M., Ventura A. – *Reti neurali per la simulazione dell'evaporato da vasca di classe A.*, Irr. Dre. (1998) 1, 55-60

Arri E., Sartori S. – *Le misure delle grandezze fisiche.*, (1984), Paravia, Torino.

Battista P., Benincasa F., Canu A., Catelani M., Pasquini C. – *The monitoring of soil water content with geoelectric methods.*, Atti del XIV Convegno IMEKO, Tampere (Finlandia), Giugno, 1997, Vol. XA, 145-150.

Battista P., Benincasa F., Canu A., Fasano G. – *Measurement of soil water content with Time Domain Reflectometry using extensive bifilar lines.*, Atti del VII Convegno ICCTA, Firenze, Novembre, 1998.

Battista P., Benincasa F., Canu A., Materassi A. – *Misura del contenuto idrico del suolo mediante impedenzometria in linee bifilari.*, Irr. Dre. (1998) 2, 19-23.

Battista P., Benincasa F., Fasano G. – *Progetto e realizzazione di un pluviointensimetro: misuratore dell'intensità della pioggia*, Riv. Ing. Agr. (1991) 1, 24-29.

Battista P., Benincasa F., Fasano G., Materassi A. – *L'Elettronica e l'Agricoltura.*, Quaderno Ce.S.I.A n° 29 (1993), Firenze.

Battista P., Benincasa F., Materassi A. – *Progetto e realizzazione di un impattometro a microprocessore.*, Riv. Ing. Agr. (1994) 1, 27-33.

Benincasa F. – *Elettronica per misure fisiche e biologiche.*, Vol. 1 e 2, (1988), Calderini, Bologna.

Benincasa F., Fasano G., Materassi A. – *Ieto-fimetro con campionario di precipitazioni secche*, Riv. Di Ing. Agr., 4, 242-247, (1994)

Benincasa F., Catelani M., Iuculano G. – *Misura dei parametri elettrici primari del terreno per la valutazione del suo contenuto idrico*, Quaderno Ce.S.I.A. n° 19 (1990), Firenze.

Benincasa F., De Vincenzi M., Fasano G., Materassi A. – *Misure di livello nelle vasche evaporimetriche di classe A: confronto fra trasduttori e proposta di un nuovo dispositivo*, Riv. Ing. Agr. (1998) 2, 84-90.

- Benincasa F., Fasano G., Materassi A. – *Eliofanometro a fotocelle con elaboratore digitale.*, Riv. Agr. (1986) 4, 406-409.
- Benincasa F., Fasano G., Materassi A. – *Interfaccia a microprocessore per gonioanemometro.*, Riv. Ing. Agr. (1986) 2, 117-120.
- Benincasa F., Fasano G., Materassi A. – *Protezione dei sistemi di acquisizione dati contro le scariche elettriche.*, Riv. Ing. Agr. (1987) 3, 144-149.
- Benincasa F., Fasano G., Materassi A., Pierguidi A. – *Psicrometro con sensori di temperatura di tipo LTN.*, Monti e Boschi (1985) 2, 43-46.
- Benincasa F., Fasano G., Materassi A., Viganego M. – *Realizzazione di un sistema lisimetrico a pesata elettronico ad alta risoluzione.*, Irr. Dre. (1999) 1, 48-53.
- Benincasa F., Gabbani G., Gargini A., Pasquini C. – *Possibilità applicative della prospezione geoelettrica ad alta definizione per lo studio della zona non satura.*, Quaderni di geologia applicata (1996), 2, Pitagora editrice, Bologna.
- Benincasa F., Maracchi G. (edito a cura di) - *Geometria frattale e reti neurali nell'analisi dei sistemi naturali.*, Quaderno CNR-INAPA n°4 (1999), Firenze
- Benincasa F., Maracchi G., Rossi P. – *Agrometeorologia*, (1991), Patron, Bologna.
- Fazio M. – *Dizionario e manuale delle unità di misura*, 3ª ed. (1995), Zanichelli, Bologna.
- Fink D., Christiansen D. – *Manuale di elettronica*, (1987), Tecniche Nuove, Milano.
- Folz R., Luce C., Stockton P.H. – *The Kinetic Energy Field Under A RainFall Simulator*, Watershed Management Planning for 21st Century, Committee on the Water Resource Engineering Division/Asce, aug 14-16 1995, San Antonio, Tx-USA, (1995)
- Hauser D., Amyenc P., Nutten B. – *A New Optical Instrument for Simultaneous Measurement of Raindrop Diameter and Fall Speed Distributions*, Jour. Of Atm. and Ocean. Tec., (1984) 1, 256-269,
- Linacre E.T. – *Estimating net radiation flux*, Agric. Meteorol. (1968) 5, 49-63.
- Liu B.Y.H., Jordan R.C. – *The Interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation.*, Solar Energy (1960) 4, 1.
- Madden L., Wilson L., Ntahimpera – *Calibration and Evaluation of an Electronic Sensor for Rainfall Kinetic Energy*, Phytopathology, vol. 8, N°9, 950-959, Tech. Pub#P-1998-0706-01R, Dept. Of Plant Pathology, Ohio State Univ., Ohio Ag. Res. And Dev. Center, Wooster, OH 44691-4096 (1998)
- Maracchi G., Benincasa F., Zipoli G. – *Elementi di Agrometeorologia.*, (1983), CNR, Firenze.
- Re V. – *Dati e tabelle per l'installatore.*, (1984), Delfino, Milano.
- Re V. - *Impianti di messa a terra.*, 4ª ed. (1989), Delfino, Milano
- Salles C., Creutin J.D., Sempere-Torres D. – *The Optical Spectropluviometer Revisited*, Jour. Of Atm. and Ocean. Tec, (1998), 15 1215-1222.
- Salles C., Poesen J. – *An Optical Spectro Pluviometer for the measurement of raindrop prop properties*, IAHS Pubbl. 249, 97-102, (1998)
- Sartori S. – *Le misure nella scienza nella tecnica nella società*, (1979), Paravia, Torino.
- Stow C.D., Jones K. – *A Self-Evaluating Disdrometer for the Measurement of Raindrop Size and charge st the ground*, Journ. Of Appl. Met., 20, 1160-1176 (1981)
- Taylor J.R. – *Introduzione all'analisi degli errori*, (1986), Zanichelli, Bologna.

per le misure negli oceani e nei mari

- Aanderaa Instruments - *Recording current meter RCM 7 e RCM 8*, (2000), Nota tecnica D 197, <http://www.aanderaa.com>
- Aanderaa Instruments - *Recording current meter DCM*, (2002), Nota tecnica D 190, <http://www.aanderaa.com>
- Aanderaa Instruments - *Recording current meter RCM 9 RCM 11*, (2002), Nota tecnica D 211, <http://www.aanderaa.com>
- Amandola G., Terreni V. - *Analisi strumentale e tecnica*, (1984), Masson Italia Editori, Milano.
- Autori vari - *Analizzatori elettrochimici ed elettrofisici di liquidi*, (1984), Quaderni di strumentazione GISI, Milano.
- Autori Vari - *Atlante Zanichelli*, (2001), Zanichelli, Bologna.
- Autori Vari - *Enciclopedia Europea, aggiornamenti 2002* (2002), Garzanti.
- Autori vari - *Microsoft Encarta Enciclopedia Plus*, (2002), Microsoft Corporation.
- Autori Vari - *Factbook 2003*, (2003), <http://www.cia.gov/cia/publications/factbook/geos/00.html>
- Autori Vari - *Enciclopedia Zanichelli 2003*, (2003), Zanichelli, Bologna.
- Autori vari - *Ocean threats: Cruise ship pollution*, (2003), <http://www.oceana.org/>
- Benincasa F. - *Elettronica per misure fisiche e biologiche*, (1988), vol. I e II, Calderini, Bologna.
- Benincasa F., Maracchi G. - *L'Agrometeorologia e il Telerilevamento*, (1989), Quaderno Ce.S.I.A. n. 13, Ce.S.I.A.-Accademia dei Georgofili, Firenze.

Benincasa F., Maracchi G., Rossi, P. – *Agrometeorologia*, (1991), Patron Editore, Bologna.

Bisquai H. - *Sondeur multifasceaux*, (1999), Service Hydrographique et Océanographique de la Marine Français, <http://www.shom.fr>

Faro Marine - *Nota tecnica AGP*, (2002), <http://faromarine.com>

Fasano G., Materassi A. - *Progetto e realizzazione di uno strumento per la misura dell'assorbimento radiativo dell'acqua marina: SuMaRad*, Riv. Ing. Agr. (in corso di stampa).

Fasano G., Materassi A., Zara P. - *Sensori e strumenti elettronici per la meteorologia*, (1999), Collana tecnico-scientifica IBIMET (CNR), Quaderno n. 8, Firenze.

Gazzale V., Porcheddu A. - *Il Mediterraneo e la sua vita*, (1991), Archivio fotografico Sardo, Nuoro.

General Oceanic - *Nota tecnica*, (2003), <http://www.generaloceanic.com>

Goldschmid A., Madl P. - *Essay about the phenomenon of Lessepsian Migration*, (2003), Colloquial meeting of marine biology, <http://www.sbg.ac.at/ipk/avstudio/pierofun/lesseps.htm>

Hazen R. M., Trefil J. - *La scienza per tutti*, (1996), Longanesi, Milano.

HDNO - *Physical and chemical of properties water*, (2003), <http://www.Oceanatlas.org/unatlas/about/physicalandchemicalproperties/background>

Inter Ocean Systemc - *Nota tecnica*, (2003), <http://www.interoceansystems.com>

Ippon A.T. - *Estuary and coastline hydodinamics*, (1996), Mc Graw-Hill, New York.

Le Calvé O. - *Propriétés physiques du milieu marin*, (2001), <http://isitv.univ-tlm.fr/~lecalve/oceano/>

Lee Van Dover C. - *3000 metri in fondo al mare*, (1997), Feltrinelli Traveller, Milano.

Li-Cor - *Nota tecnica LI-1800 UW*, <http://www.licor.com>

Li-Cor - *Nota tecnica LI-192 SA*, <http://www.licor.com>

Mojetta A., Ghisotti A. - *Flora e fauna del Mediterraneo*, (1994), A. Mondadori, Milano.

Mosetti F. - *Il volto degli oceani*, (1978), A. Mondadori, Milano.

Pickard G. L., Emery W. J - *Descriptive Physical Oceanography*, (1990), Butterworth Heneman.

Salisbury F. B., Ross C.W - *Fisiologia vegetale*, (1988), Zanichelli, Bologna.

Satlantic - *Nota tecnica serie OCR 200,300,500*, <http://www.satlantic.com>

Stravisi F. - *Corso di Oceanografia e di Idrologia*, (2002), Università degli studi di Trieste, DST.

Tomczak M. - *Oceanographic instrumentation*, (2000), http://gaea.es.flinders.edu.au/~mattom/Oceanogr_Notes Chapter 13.htm

Tonelli A. M. - *Misurare l'ambiente*, (1979), Zanichelli, Bologna.

Valeport - *Nota tecnica*, (2002), <http://www.valeport.co.uk>