

NOTES ON THEORY AND PRACTICE
OF PREDICTING WIND INDUCED VARIATIONS OF SEA LEVEL

P. GROEN

Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut - De Bilt

1. As a preliminary remark it is stated that the considerations presented here will be restricted in two respects.

In the first place we shall confine ourselves to sea level variations in partly enclosed sea areas, such as the Adriatic Sea or the North Sea.

Secondly we shall not deal with the problem of studying wind induced sea level variations in its generality, but shall direct our considerations specifically to the problem of finding the most practical method for forecasting such variations, from meteorological forecasts, as a regular practice.

Nevertheless it is useful first to consider briefly the theory of the phenomenon.

2. The differential equations governing the processes involved are:

- a) the equations of motion,
- b) the equation of continuity.

The equations of motion express the dynamics of the system as governed by the pressure gradient in the sea, the Coriolis force (caused by the earth's rotation) and the frictional force. Of these three forces the first one is determined by the sea surface slope, the second one and the third one

by the currents in the sea. These equations are very difficult to handle since they are 3-dimensional. Therefore they are integrated vertically so as to become 2-dimensional.

Instead of the current velocity we now have to do with its vertical integral, the current transport U , instead of the internal friction we now have to do with two surface stresses: the surface stress of the air (wind stress) S_a and the bottom stress S_b .

The equation of continuity, if also integrated vertically, tells that the change of the surface height is proportional to the convergence of U .

Two remarks must be made here.

Firstly, the equations are nonlinear, but may be « linearized ». This means a simplification, by neglection of certain details of the equations, but it is the only way to make possible a separation of atmospheric effects on water levels from the astronomical tides.

Secondly, the stresses S_a and S_b are supposed to be determined by the wind velocity V and the current transport U , respectively, S_a being proportional to V^2 and S_b being roughly proportional to U/depth , plus a small correction which is proportional to S_a , supposed the tidal currents are strong enough (S_b is an average value of the bottom stress that is caused by the wind induced current):

$$S_a = aV^2, \quad S_b = b \frac{U}{D} + cS_a$$

where $D = \text{depth}$ (c is small). Now the proportionality factors a and b are by no means universal, nor are they constant. We shall come back to this complication later on.

The case of *equilibrium* deserves some special attention. We shall have this case if the wind field is stationary or nearly so. In this case any wind induced currents will also be stationary, which implies that the accelerations are practically zero, or, in other words, that the forces are in balance: the slope of the sea surface is such that it balances the forces of wind and bottom friction and the Coriolis force. This means that to any given wind field belongs what we call the corresponding equilibrium shape of the sea surface and, at a given place, an *equilibrium elevation* of the sea, level, if at the open boundaries of the sea area considered certain boundary

conditions are fixed. By «elevation» we shall understand the effect of the atmospheric action on the sea level.

3. *Forecasting sea level elevations*

There are three categories of methods for forecasting:

a) Purely empirical methods.

These are entirely based on statistical evaluation of sea level observations as correlated with wind observations or barometric observations.

The method works in the following way: if the wind over the sea area involved is known, or the pressure gradient is known (this will in practice be a forecast), then a certain formula, or a table or graph, gives the « elevation » to be expected. This formula or graph has been found in a purely empirical way, as has just been explained. If the sea area is large, not only the wind near by but also the wind at greater distances has an effect on the sea level at any one place. Then the formula may be such that two winds have to be substituted in the formula in order to get the resulting elevation. Finally, it is also possible that a sea level disturbance already observed elsewhere is taken into account, because it is known that such a disturbance *travels* towards the place under consideration. Examples are the methods of J. R. Rossiter and G. Tomczak.

b) Purely theoretical method.

Such a method is entirely based on the differential equations mentioned in section 2, according to the well-known procedure which first replaces them by difference equations with suitable time and space intervals, and then solves the resulting problem in a step by step process. Such a method has been described by H. R. Kivisild, W. Hansen and others.

Mathematically the main problem is that of the so-called stability of the solution. Physically a major problem is: what values do we have to use for the proportionality factors which determine the wind stress and the bottom friction (see section 2).

c) Partly-empirical-partly-theoretical methods.

These methods combine elements of both (a) and (b). As an example the method used by the Netherlands Meteorological Institute (K.N.M.I.), which was developed by W. F. Schalkwijk and M. P. H. Weenink, is described briefly (only the wind-effect will be considered here).

This method starts from the concept of the equilibrium elevation, which, as we have seen in section 2, is determined wholly by the wind field over the sea (not by the wind at one place only). This wind field may be very inhomogeneous over an area such as the North Sea; in that case it is not allowed to use just an average wind, since wind differences cause a current system which influences the sea level heights considerably. The method now considers a number of sub-areas of the sea and uses different formulas (graphs, tables) for the winds over these different sub-areas in order to obtain the contribution from each of these areas to the elevation at some particular point of the coast. The total elevation, or wind effect, at that point is thus found as the sum of the partial effects which are due to the winds over the various sub-areas. This procedure is allowed because of the superposition principle, which is based on the linearity of the equations involved. For these partial effects graphs are used which have been established partly on the basis of sea level observations (correlated with winds) and partly on the basis of theoretical computation.

What we find in this way is not yet the true effect to be expected on the basis of an expected wind field, but the equilibrium elevation. However, both practice and theory have shown that we may find the true elevation from the equilibrium elevation by means of rather simple corrections, which account for certain dynamic effects, namely

- (1) a time lag of a few hours,
- (2) an effect of what is called overshooting, and
- (3) occasionally an effect of resurging and after-oscillation.

The whole method is described in detail in a recent publication by the author (P. Groen, The K.N.M.I. method of forecasting wind-induced sea-level height disturbances, Deut. Hydrog. Z. 14, 93-98, 1961).

4. Discussion

A short discussion of advantages and disadvantages of the above categories of methods is given with respect to their suitability for regular practical use.

Purely empirical methods have the advantage of being simple and straightforward. They have the disadvantages of being tied to specific places only (for routine use this is not so serious) and of being too simplistic: they do not offer the possibility of using detailed information about the wind field, with respect to either inhomogeneity or change in time.

The purely theoretical method has the advantages of being quite generally applicable, at least in principle, and of presenting the possibility of both using very detailed information concerning the wind and giving very detailed results.

The disadvantages are (1) that this method asks for large electronic computing facilities for daily use; (2) that it suggests a greater accuracy than is actually obtained, since any method has to use a predicted wind field, which remains a major source of possible errors; and (3) that also the general applicability is less than it seems, since it can only be applied to a certain region if first the factors to be used in the formulas for wind stress and bottom stress have been determined empirically for that *region*.

The last-mentioned point may be elucidated a little bit more. The factor (a) determining the wind stress ($S_a = aV^2$, see section 2) may vary by as much as 30%. It depends mainly on the air mass stability, which, in turn, depends on wind direction and season, at least climatologically. The factors (b and c) determining the bottom stress depend on the tidal currents and on the depth.

In view of the problem we are faced with, namely that of computing sea level heights, the dependencies just mentioned may most advantageously be investigated empirically by means of their effects on sea level elevations, i.e. by analyzing sea level observations in correlation with simple wind fields and current fields.

This fact points towards the adoption of a partly-empirical-partly-theoretical method as the most suitable for practically forecasting sea level elevations for a certain region. It is just

because of this state of affairs that the Netherlands Meteorological Institute successfully developed a method which combines real advantages of theoretical derivation with the advantages of a sound empirical basis, which guarantees that local and regional features of the mechanisms involved are automatically taken into account.

The present author is convinced that for the Adriatic Sea a such a method may be developed as well as it has been developed for the Southern North Sea.

NOTE TEORICO-PRATICHE SULLA PREVISIONE DELLE VARIAZIONI DI LIVELLO MARINO PRODOTTE DAI VENTI

(Traduzione)

P. GROEN

1. Incominciamo col notare che le presenti considerazioni saranno limitate sotto due aspetti.

In primo luogo, ci si limita alle variazioni del livello marino in aree parzialmente racchiuse, quali l'Adriatico ed il Mare del Nord.

In secondo luogo, il problema delle variazioni di livello indotte dai venti non verrà affrontato in forma generale, ma ci si limiterà al problema specifico di cercare il metodo più vantaggioso per prevedere, in modo pratico, tali variazioni in base alle previsioni meteorologiche.

Ciononostante, è utile premettere una rapida esposizione della teoria del fenomeno.

2. Le equazioni differenziali che descrivono i processi in esame sono:

- a) le equazioni del moto,
- b) l'equazione di continuità.

a) Le equazioni del moto descrivono la dinamica del sistema, che è determinata: dal gradiente di pressione sul mare, dalla forza di Coriolis (dovuta alla rotazione terrestre) e dalla forza dell'attrito.

A loro volta, la prima di queste tre forze è determinata dalla pendenza della superficie marina e le ultime due dalle correnti.

È molto difficile trattare queste equazioni dato che sono tridimensionali; perciò le si integra lungo la verticale in modo da ridurle a dimensioni.

Effettuato ciò, invece che colla corrente in ogni punto si ha a che fare col suo integrale lungo la verticale, chiamato trasporto di corrente ed indicato con U , invece che coll'attrito all'interno, con due tensioni superficiali: la tensione alla superficie di contatto coll'atmosfera (tensione di vento), S_a , e la tensione di fondo, S_b .

b) L'equazione di continuità, pure integrata lungo la verticale, ci dice che la variazione di livello della superficie marina è proporzionale alla divergenza di U .

A questo punto bisogna fare due osservazioni.

In primo luogo, tali equazioni non sono lineari ma possono venir linearizzate; in tal modo le si approssima, trascurando alcuni dettagli, ma è l'unico metodo che permetta di separare gli effetti atmosferici sul livello marino dalle maree astronomiche.

In secondo luogo si presuppone che le tensioni S_a ed S_b siano determinate, rispettivamente, dalla velocità di vento V e dal trasporto di corrente U , essendo S_a proporzionale a V^2 ed S_b , in prima approssimazione, ad U /profondità più una piccola correzione proporzionale ad S_a ; questo nella ipotesi che le correnti di marea siano abbastanza forti (S_b è il valore medio della tensione di fondo dovuta alle correnti indotte dal vento); cioè

$$S_a = aV^2, \quad S_b = b \frac{U}{D} + cS_a$$

dove D è la profondità e c è piccolo.

Ora i fattori di proporzionalità a , e b non sono affatto nè universali nè costanti; torneremo più avanti su tale complicazione.

Merita speciale considerazione il caso di *equilibrio* che si avrà se il campo dei venti è stazionario o quasi.

In tal caso qualsiasi corrente indotta dal vento sarà stazionaria (o quasi) e le accelerazioni saranno praticamente nulle, oppure, in altre parole, si avrà un equilibrio di forze: la pendenza (rispetto all'orizzontale) della superficie marina è tale da equilibrare la forza del vento, l'attrito del fondo e la forza di Coriolis.

Ciò significa che, per ogni dato campo di venti, si avrà quella che chiamiamo la forma corrispondente d'equilibrio della superficie marina ed, in un determinato punto *l'innalzamento d'equilibrio* del livello marino, posto che vengano fissate determinate « condizioni al contorno » sul confine dell'area considerata con altri mari. Per « innalzamento », si intenderà l'effetto dell'azione atmosferica sul livello marino.

3. Previsioni sul livello marino.

Ci sono tre classi di metodi di previsione

(a) Metodi esclusivamente empirici.

Questi si basano esclusivamente sulla valutazione statistica della correlazione fra osservazioni di livello del mare ed osservazioni di venti o barometriche.

Il meccanismo di tale metodo è il seguente: se sono noti i venti sull'area che si considera, oppure è noto il gradiente di pressione (di quest'ultimo si avrà, in pratica, una previsione), si potrà ricavare una certa formula, tabella o grafico che dia l'« innalzamento » che ne

dovrebbe risultare. Questa formula, o grafico, sarà stata ricavata col metodo puramente empirico al quale si è accennato sopra.

Se si tratta di una vasta area marina il livello in un dato punto non è determinato esclusivamente dai venti nelle vicinanze, ma può risentire anche dell'influsso dei venti su di un'area più lontana. In tal caso si otterrebbe una formula che prevede l' « innalzamento » in funzione di *due* venti *su due* differenti aree.

Per concludere, si dà pure il caso che sia necessario considerare una perturbazione del livello marino già accertata altrove perchè si sa che tale perturbazione si Propaga verso il luogo in esame.

(b) Metodo esclusivamente teorico.

Tale metodo si basa solo sulle equazioni differenziali alle quali si è fatto cenno nel par. 2, secondo la ben nota procedura che consiste nel sostituire con equazioni alle differenze finite (appropriati intervalli di spazio e di tempo), risolvendo poi tali equazioni con un processo iterativo. Tale metodo è stato descritto da H. R. Kivisild, W. Hansen ed altri.

Dal punto di vista matematico, il problema principale è quello della cosiddetta « stabilità della soluzione » dal punto di vista fisico il problema più importante è quello di determinare i valori dei coefficienti di proporzionalità dai quali vengono ricavate la tensione di vento e la tensione di fondo (si cf. il par. 2).

(c) Metodi in parte empirici, in parte teorici.

Sono quelli che combinano elementi di (a) con elementi di (b). Come esempio, sarà brevemente descritto (limitatamente all'effetto dei venti) quello usato dall'Istituto Meteorologico Olandese (K.N.M.I.), che è stato sviluppato da W. F. Schalkwijk e M. P. H. Weenink.

Questo metodo parte dal concetto di « innalzamento d'equilibrio » che, come abbiamo visto al par. 2, è completamente individuato dal campo ventoso sull'intero mare (e non dal vento in un solo punto). Tale campo di venti può presentare delle notevoli inomogeneità sopra un'area quale il Mare del Nord; in tal caso, non è possibile far uso solo del valore medio dei venti dato che differenti intensità locali causano differenti sistemi di correnti che, a loro volta, hanno un'influenza molto marcata sul livello marino.

Il metodo consiste nel suddividere l'area marina in esame in più sub aree e nell'assumere differenti formule (grafici, tabelle) per i venti su di ogni sub-area, in modo da ottenere il contributo da parte di ogn'una di queste all'elevazione in un determinato punto della costa. L'elevazione totale, od effetto complessivo dei venti, in un determinato punto è, quindi, la somma degli effetti parziali dovuti ai venti sulle singole sub-aree.

Questa procedura si basa sul principio di sovrapposizione la cui applicabilità è garantita dal fatto che si ha a che fare con equazioni lineari. I grafici per tali effetti parziali vengono ricavati basandosi in parte su di osservazioni del livello marino (correlate ai venti), in parte su calcoli teorici.

Il risultato di questo metodo non dà il vero effetto che ci si deve attendere in base a determinate previsioni sul campo ventoso, ma solamente quella che è stata chiamata

«elevazione d'equilibrio ». Tuttavia sia la teoria che la pratica hanno fatto vedere che l'elevazione reale può essere ottenuta apportando all'elevazione d'equilibrio alcune semplici correzioni che tengono conto dei seguenti effetti dinamici:

- (1) un ritardo di tempo di alcune ore,
- (2) l'effetto chiamato « overshooting » (*), e
- (3) l'effetto di occasionali oscillazioni ricorrenti o ritardate.

L'intero metodo è stato descritto in dettaglio in una recente pubblicazione dell'autore (P. Groen, The K. N. R.I. I. method of forecasting windinduced sea-level height disturbances, Deut. Hydrog. Z. 4, 93-9g, 1961).

4. *Discussione*

Saranno brevemente discussi i vantaggi e gli svantaggi delle classi di metodi alle quali si è sopra accennato, per quanto riguarda un loro uso corrente.

I metodi esclusivamente empirici hanno il vantaggio di essere semplici e diretti. Essi hanno l'inconveniente di essere legati esclusivamente ad aree molto ristrette (per un lavoro di « routine » il difetto non è molto grave) e di essere troppo semplicistici: non danno la possibilità di far uso di una dettagliata conoscenza del campo ventoso, sia per quanto riguarda le sue inomogeneità che le variazioni nel tempo.

Il metodo teorico ha il vantaggio che è, almeno in principio, di applicabilità generale e che permette di far uso di dettagliate informazioni sui venti e dà quindi risultati pure molto dettagliati.

I suoi svantaggi sono: (1) la sua applicazione richiede l'uso quotidiano di un grosso calcolatore elettronico; (2) fa pensare che abbia un'accuratezza maggiore di quella che effettivamente si ottiene, dato che qualsiasi metodo deve basarsi su di una previsione del capo ventoso, previsione che rimane la principale causa d'errore; e (3) anche la sua generale applicabilità è, in effetti, minore di quanto non sembri dato che, per applicarlo ad una data regione, bisogna prima determinare empiricamente i coefficienti, caratteristici di quella regione, da inserire nelle formule, per la tensione di vento e quella di fondo.

Vale la pena elucidare un pò di più l'ultimo punto. Il fattore (α) che determina la tensione di vento ($S_a = \alpha V^2$, si Cf. par. 2) può presentare variazioni anche del 30% ; dipende principalmente dalla stabilità delle masse d'aria, che, a sua volta, dipende dalla direzione del

* n.d.t. il termine « overshooting » (letteralmente « sparar alto »), comune a vari rami della fisica applicata, sta ad indicare che quando si passi da un'equilibrio ad un'altro, notevolmente differente dal primo, in un breve lasso di tempo, il valore del « nuovo » equilibrio può essere momentaneamente « sorpassato » per essere raggiunto poi con una lenta variazione in senso inverso; quando si tratta di una variazione di segno negativo viene spesso usato il termine « undershooting » (lett. sparar basso).

vento ed, almeno da un punto di vista climatologico, dalla stagione. I fattori (b e c) che determinano la tensione di fondo dipendono sia dalle correnti di marea che dalla profondità. In vista del problema che ci interessa, e cioè calcolare le altezze del livello marino, può essere più vantaggioso studiare la dipendenza dai fattori sopra menzionati in modo empirico, tramite il loro reale effetto sul livello marino, e cioè analizzando osservazioni di livello in correlazione a campi ventosi e campi di correnti di forma semplice.

Queste considerazioni spingono a ritenere che un'opportuna integrazione del metodo empirico con quello teorico sia, dal punto di vista pratico, la più adatta alla previsione delle variazioni di livello marino in una determinata regione. È dovuto proprio a questo stato di cose il fatto che l' Istituto Meteorologico Olandese ha sviluppato con successo un metodo che combina i reali vantaggi della derivazione teorica con quelli di una solida base empirica, in modo da garantire che venga tenuto conto, automaticamente, sia delle caratteristiche locali che di quelle regionali del meccanismo studiato.

Lo scrivente ha la convinzione che tale metodo può essere sviluppato per l'applicazione all'Adriatico con un successo pari a quello ottenuto nella sua applicazione al Mare del Nord Meridionale.

DISCUSSIONE

PRESIDENTE: Ringrazio il Prof. Groen per questa così interessante relazione e apro la discussione.

HANSEN: I would like to ask Prof. Groen : Is there an analytical relation between $T_s - T_a$ (difference between the temperature in the sea and in the air) and the factor a of S_a .

GROEN : There is no analytical expression for this relation but empirically we have the following relation: $S_a = A (\text{gradient of pressure})^2$ and we have found A as a function of the temperature difference between sea and air.

HANSEN: Next question was: Is this factor also influenced by the geometry of the area you are taking into account ? Or is it only a function of temperature ?

GROEN : Yes. It is the only factor, at least in a certain region. We heard yesterday from Mr. Charnock that it depends also on the wind velocity itself, to a certain extent.

TONINI: Vorrei chiedere al Prof. Groen qualche notizia di carattere pratico e cioè per le illustrate previsioni i dati di quanti osservatori mareografi e meteorologici vengono utilizzati. Come vengono ricevuti questi dati e come vengono elaborati? Con macchine elettroniche oppure attraverso abachi o formulari già preparati? Grazie.

GROEN : As for meteorological stations we use the same ones as every meteorological institute uses. We draw weather maps not only from observations in the Netherlands, but from the whole synoptic network of observing stations. So, regular meteorological forecasting is one part of the prediction. The other part of the prediction is by means of diagrams and they are not made by electronic computers but graphically by means of these diagrams and of the corrections which I mentioned.

Now, the tide stations do not belong to the same Institute where these predictions on wind effects are made, but of course the empirical basis of the diagrams is formed by the observations of a number of tide stations. We make predictions of sea level variations daily for five different places along the Netherlands coast.

PRESIDENTE: Mi dispiace che non ci sia il Coll. Cerasuolo, perchè quanto egli ha detto ieri avrebbe potuto essere molto bene integrato dalla relazione del Prof. Groen. Vorrei chiedere con quanto anticipo in Olanda è possibile fare una previsione di utilità pratica, in questo servizio di correlazione tra influenze meteorologiche e influenze mareografiche ? E in secondo luogo, se il relatore ritiene che anche nell'Adriatico potrebbero essere impiegati metodi simili a quelli che sono usati in Olanda.

GROEN: The first question may be addressed to the meteorologists. I mean we can make the forecast as much time in advance as the meteorologists can make useful predictions. 36 hours in advance is still possible, but if you go further on in time the meteorological predictions lose much in accuracy. So in the same way of course the sea level forecasts would lose in accuracy, because everything depends on the wind to be expected over the sea.

And the second question : I indeed think that this method would be very well suited for a warning system for Venice, since here also is a partly enclosed sea area and it has one advantage over the North Sea, that it does not have such a leak, so to speak, as the Straits of Dover, where the North Sea has an opening which complicates the problem

PRESIDENTE: Ringrazio ancora il Prof. Groen per la sua interessante relazione che credo abbia non soltanto importanza dal punto di vista teorico, ma anche pratico, direttamente collegato con le nostre condizioni nell'Adriatico, La parola al Prof. Hansen, direttore dell' Institut für Meereskunde di Amburgo.