

**Sulle cause delle « acque alte »  
nell'Adriatico settentrionale,  
con particolare riguardo alla Laguna di Venezia**

P. CALOI (\*)

Ricevuto il 5 Gennaio 1973

*« Desponsamus te, mare, in signum veri  
perpetuique domini ».*

(Formula dogale per lo « Sposalizio del mare »)

RIASSUNTO. - È opinione diffusa fra gli esperti che le cause dell'aumentata frequenza delle « acque alte » nella Laguna di Venezia siano limitate allo sprofondamento in atto nella zona (associato a disordinati emungimenti di acque dal sottosuolo), e al bradisismo che interessa la costa occidentale dell'Alto Adriatico.

In realtà, l'alto Adriatico si trova in fase di lentissimo riempimento, provocato dall'enorme quantità di prodotti d'erosione, in esso convogliata dalle decine di fiumi che vi sfociano; quantità che raggiunge proporzioni eccezionali in epoche di piena, specialmente da parte del Po. L'innalzamento del fondo che ne consegue, nel complesso supera l'effetto dell'entatismo e del bradisismo. Pertanto, l'equilibrio idrodinamico del golfo di Venezia è soggetto a continua alterazione, nel senso che assottigliandosi — sia pure lentissimamente — lo spessore delle acque, queste sono costrette (a parità di altre condizioni) ad un lentissimo aumento delle ampiezze dei movimenti liberi, forzati o progressivi; nonché al lentissimo progressivo aumento del periodo delle oscillazioni libere che le interessano. Quest'ultimo aspetto è particolarmente preoccupante, se si pensa che le oscillazioni libere di 11<sup>h</sup>,7 ca

---

(\*) Istituto Nazionale di Geofisica, Roma.

e di 23<sup>h</sup> ca tendono — sia pure con estrema lentezza — verso il ritmo delle maree semidiurne e diurne, accentuando nel tempo l'effetto di risonanza.

È stato constatato che, a partire dal 1940, la temperatura media dell'aria sulla Terra — in leggero aumento dal 1880 — ha segnato un'inversione di tendenza; se ciò ha portato ad un'attenuazione dell'effetto di eustatismo, ha però provocato un progressivo aumento delle precipitazioni atmosferiche, il che si traduce in un'accentuazione dell'efficacia delle cause naturali associate alle acque alte; non ultima la « lievitazione » del mare per diminuita salinità — accompagnata da diminuzione di densità, di viscosità molecolare e di tensione superficiale —, responsabile di effetti isostatici ed agevolazione e rinforzo dei moti del mare per fenomeni di risonanza.

In ogni modo, sembra che il motivo preponderante delle acque alte nel golfo di Venezia, vada ricercato nel transito di zone di bassa pressione, dal largo verso la costa; la corrispondente intumescenza marina, nel suo procedere lungo il piano inclinato costituito dal fondo, raggiunto il punto di risonanza (ciò che può frequentemente verificarsi nell'alto Adriatico), ivi subisce un notevole rinforzo, che supera talvolta di parecchie unità l'effetto statico, e tale ampiezza maggiorata conduce fino alla costa. L'efficacia di questo meccanismo è tanto maggiore quanto più dolce è l'inclinazione del fondo. Pertanto, in conseguenza dell'abbassamento del lato occidentale del golfo di Venezia, particolarmente sensibile in corrispondenza del Delta, a partire dal 1951 — a parità di altre condizioni — è andata via via esaltandosi l'incidenza di questo fenomeno sulle acque alte.

Si prova che l'alto Adriatico (o sue parti) può rendersi estremamente sensibile a sollecitazioni da parte di variazioni di pressione in transito e che fenomeni di risonanza possono verificarsi sia per confluenze periodali, sia per coincidenze cinetiche. In ogni caso, le variazioni di pressione vanno ritenute di gran lunga le più efficienti cause di acque alte nelle lagune venete.

Contrariamente ad un'opinione molto diffusa, il vento non ha azione determinante nella formazione di acque alte; il suo intervento, agisce sempre da causa concomitante.

Naturalmente, esula dagli scopi di questo lavoro la ricerca di rimedi per la salvaguardia di Venezia. Si può solo sottolineare che l'aggravamento della sua situazione è legato — per quanto è stato sopra ricordato — ad un'eventuale ulteriore cedimento del sottosuolo. In un precedente lavoro, ho richiamato l'attenzione sulla situazione altrettanto allarmante che si era verificata a Wilmington (Long Beach), dove la locale base della Marina militare U.S.A. — come conseguenza dell'estrazione di petrolio nel vicino giacimento di Long Beach — era venuta a trovarsi, nel 1959, con le banchine prossime alla sommersione. L'intervento di cospicue immissioni d'acqua nel sottosuolo, in tutta la zona interessata dall'abbassamento, valse non solo ad arrestare il preoccupante fenomeno, ma altresì a riportare la superficie esterna verso le primitive posizioni, nei riguardi del mare. Una accurata, ben ponderata azione di pressurizzazione sotterranea nella zona della laguna, dovrebbe sortire risultati altrettanto apprezzabili nei confronti di Venezia.

Certo, stanno per invertirsi le parti nella formula dello sposalizio di Venezia col mare: nulla deve restare intentato, allo scopo di evitare che tanta iattura venga portata a compimento.

## 1. — « ACQUE ALTE » IN UN BACINO A CONFIGURAZIONE COSTANTE.

Supponiamo che le caratteristiche morfologiche dell'alto Adriatico siano rimaste immutate attraverso l'ultimo secolo. In questa ipotesi prescindendo dalla marea astronomica — da ritenersi pure immutata nel suo verificarsi, durante il lasso di tempo considerato — a quali cause vanno attribuite le acque alte osservate nelle lagune venete? Tali cause, evidentemente si identificano con interazioni fra atmosfera ed idrosfera. Di tempo in tempo, la mia attenzione è stata a più riprese attratta da tali fenomeni. Gli aspetti fondamentali che li caratterizzano, sono stati da me riassunti in un lavoro del 1963, al quale rimando il lettore (1).

Qui mi preme sottolineare che movimenti delle acque di eccezionale ampiezza, sono sempre legati a fenomeni di risonanza, che insorgono durante il propagarsi di più o meno vaste perturbazioni della pressione atmosferica, sopra il bacino idrico sottostante. Due sono le principali condizioni di risonanza: velocità di propagazione della perturbazione atmosferica tendente alla velocità delle onde libere del mare su cui transita; periodo portante della variazione di pressione tendente a coincidere con il periodo proprio di un'oscillazione libera del sottoposto bacino.

Con la prima causa, p. es., si spiega il formarsi della sessa del golfo di Trieste (e, quindi, dell'oscillazione libera trasversale dell'alto Adriatico). Ho già trattato l'argomento in più occasioni. Qui mi basterà richiamare la formula, che sintetizza l'andamento del fenomeno. Se consideriamo un canale chiuso all'estremo  $x = 0$  e indefinitamente esteso nella direzione delle  $x$  positive, si prova che per lo spostamento verticale vale la relazione:

$$\zeta = \frac{1}{1 - v^2/c^2} \left\{ F(t - x/v) - \frac{v}{c} F(t - x/c) \right\},$$

dove  $v$  è la velocità della perturbazione,  $c$  quella delle onde libere del mare ed  $F$  una funzione qualunque dei suoi argomenti. Nel caso del golfo di Trieste, il verificarsi dell'oscillazione libera, richiede che la propagazione della causa perturbante si effettui da Ovest ad Est, normalmente al fondo del golfo stesso (2).

Per quanto concerne la seconda condizione di risonanza, essa trova verifiche molteplici. Ridotta alla sua più semplice espressione, la teoria può riassumersi nella seguente formula:

$$\eta = \frac{k M}{\rho c^2 (m^2 - 1)} \left[ \cos k (x - vt) - \frac{m}{\sin 2klm} \left\{ \sin k (l + vt) \cdot \right. \right. \\ \left. \left. \cdot \cos km (x - l) + \sin k(l - vt) \cos km (x + l) \right\} \right]$$

dove  $\eta$  rappresenta lo spostamento verticale,  $c$  la velocità di propagazione di un'onda lunga,  $\rho$  la densità,  $v$  la velocità dell'azione perturbante, rappresentata da

$$M_0 = M \cos k (x - vt),$$

in cui  $M$  è un numero generalmente piccolo. Le condizioni ai limiti sono rappresentate da spostamento orizzontale nullo per  $x = \pm l$ , essendo  $2l$  la lunghezza del bacino chiuso. Con lievi varianti, la relazione vale anche per bacino aperto. È inoltre  $h$  la profondità media del bacino e  $m = v/c$ .

In prima approssimazione, possiamo ritenere

$$c = \sqrt{gh}, \quad T_i = \frac{4l}{i \sqrt{gh}} \quad \text{per } i = 1, 2, \dots$$

Contrariamente all'apparenza, in questo caso, per  $v = c$ ,  $\eta$  non tende all'infinito, mentre si ha risonanza quando  $\sin 2klm \rightarrow 0$ . Se  $s$  è un intero, si ha allora, posto  $2klm = s\pi$ ,  $\frac{T_i}{T_s} = \frac{s}{i}$ , dove  $T_s$  è il periodo della forza perturbante (\*).

Questa elementare teoria, mi ha consentito di spiegare l'insorgere delle onde interne del lago di Bracciano (2) e del lago di Garda (4), il formarsi delle oscillazioni libere (uninodali, binodali, ...) del lago di Caldonazzo (5), nonché le mareggiate della rada di Civitavecchia (78).

(\*) Nel caso di golfi, baie, mari aperti è

$$\eta = \frac{h M}{\rho c^2 (m^2 - 1)} \left[ \cos k (x - vt) - \frac{m \sin k (l - vt)}{\sin 2klm} \left\{ \cos km(x + l) - \right. \right. \\ \left. \left. - \cos km (x - l) \right\} \right], \text{ dove } \eta = 0 \text{ per } x = 0 \text{ (bocca del bacino aperto, di lunghezza } l). \text{ È inoltre } \frac{T_i}{T_s} = \frac{s}{2i - 1}.$$

Non v'ha dubbio che questa causa perturbante entra fra quelle che determinano il fenomeno delle acque alte nelle lagune venete; e ciò tutte le volte che l'interazione fra aria ed acqua è capace di eccitare le oscillazioni libere dell'alto Adriatico o dell'intero Adriatico.

Come spiegare allora l'allarmante aumentata frequenza delle acque alte nelle lagune venete e, in particolare, a Venezia?

Supposta immutata la morfologia dell'Adriatico, come fondo e come livello, bisognerebbe pensare ad un mutamento nelle condizioni meteorologiche, a cui detti fenomeni sono legati. Sebbene questa ipotesi, per quanto avremo modo di vedere più avanti, non sembri affatto azzardata, non spetta a me provarne o meno la validità; altri eventualmente potrà interloquire al riguardo, con maggiore cognizione di causa.

Ma è davvero rimasta costante, negli ultimi decenni, la morfologia dell'Alto Adriatico?

## 2. - MUTAMENTI MORFOLOGICI DELL'ALTO ADRIATICO.

A rigore, nessun bacino idrico, per quanto grande, conserva inalterata la sua forma: variazioni di livello, avanzamenti di spiaggia per progressivo insabbiamento, retrocessioni di sponda per erosione, mutamento del fondo per apporti fluviali, ecc. sono agenti che tendono a modificare di continuo la forma di un bacino e il volume delle acque.

Tali mutamenti sono inapprezzabili nel tempo, nei confronti degli Oceani. Non sono però del tutto trascurabili con riferimento ai mari interni e possono verificarsi con grande rapidità nel caso di piccoli bacini chiusi.

Tra i mari interni, l'Adriatico — in particolare l'alto Adriatico — è certamente fra i più soggetti a mutamenti del genere.

È certo che, ancora nei primi secoli dell'era volgare, l'Adriatico si internava, molto più di adesso, nella pianura padana, occupando tutta la linea da Ravenna ad Aquileia; e che, parecchi secoli avanti Cristo, esso spaziava in gran parte del territorio, che comprende attualmente il Ferrarese, la bassa Padovana, il Polesine ed altre terre venete: Ravenna, porto tanto importante all'epoca romana, e Adria stessa — che diede il nome al mare che la bagnava — sono oggi molto internate nella terra ferma.

Contemporaneamente, si verificava un progressivo abbassamento del sottosuolo dovuto sia a compattizzazione dello strato super-

ficiale molle e melmoso, sia alla lenta flessione del fondo della fossa adrio-padana. Con ciò si spiega l'affossamento di città come Spina, Eraclea, Altino, . . . semisommerse fra fango e canneti.

L'interrimento prodotto dai fiumi e l'abbassamento del sottosuolo furono le cause principali che generarono, nei secoli, tante e così radicali mutazioni nell'estuario veneto-padano (\*).

Anche oggi, nel complesso, è la terra che la vince sul mare; l'opera lenta di quelle forze, che hanno già interrato la pianura padana, continua incessante: le sabbie, il fango, il limo trasportati dai fiumi fino alla foce e spinti in mare, ivi si espandono, per depositarsi infine sul fondo, comandone le parti più basse e contribuendo alla formazione di uno strato, dolcemente declinante verso l'alto mare, strato che, lentamente, eleva il fondo stesso.

Anche a prescindere dalle variazioni di spiaggia — accentuate al massimo in corrispondenza del Delta padano —, il fondo dell'alto Adriatico è quindi sottoposto a continui cambiamenti per l'apporto di torbida dei fiumi. P. es., l'Adige, a Boara Pisani (nei pressi della foce), presenta una media portata annuale di torbida dell'ordine di 370.000.000 tonn. [dedotta dalle caratteristiche torbiometriche medie annue del periodo 1957-1963 (?)]. Se si considera che, nell'alto Adriatico confluiscono l'Isonzo, il Tagliamento, il Livenza, il Piave, il Brenta, l'Adige, il Po, il Reno, . . . — per non citare che i fiumi principali — ci si rende facilmente conto dell'enorme mole di materiale che incessantemente affinisce in questo tratto di mare; e l'affluenza assume sovente proporzioni grandiose, in corrispondenza delle piene, e dello straripamento dei fiumi presso la foce, in particolare del Po.

Il trasporto del materiale di torbida interessa, indubbiamente — nei suoi componenti più fini — tutto l'alto Adriatico.

Certo, una valutazione precisa dell'alterazione del fondo dell'alto Adriatico nel tempo, non è di facile realizzazione. Necessiterebbe disporre di attendibili carte batimetriche, relative a campagne di misura frequenti ed esaurienti. Purtroppo, questa condizione non è soddisfatta che in modesta misura.

Ad ogni modo, l'ordine di grandezza delle variazioni più cospicue può essere tratto dal confronto di carte batimetriche, relative a misure opportunamente scaglionate nel tempo. A questo proposito, la fig. 7 si riferisce al confronto dell'andamento del fondo, effettuato in tre direzioni diverse, valendomi di carte batimetriche del 1867-1873 (\*) e del 1896 (1928) (°). Si noterà che, in tutti e tre i casi esaminati, la tendenza del fondo è stata decisamente verso il sollevamento. Questo vale anche

per confronti in altre direzioni, che qui si ritiene superfluo riportare (\*). Naturalmente, i risultati sono solo indicativi, di grossolana approssimazione, sufficienti, comunque, a comprovare un progressivo, lento sollevamento del fondo dell'alto Adriatico, conseguente all'enorme quantità di materiale d'erosione che i fiumi ivi sfocianti vi convogliano dalle Alpi e dagli Appennini.

Torneremo più avanti su questi argomenti.

Ora ritengo utile fare alcuni richiami di Idrodinamica.

### 3. — SULLE OSCILLAZIONI LIBERE E FORZATE DI UN BACINO SOGGETTO A MAREA.

3.1. — *Generalità.* È noto che un bacino idrico, chiuso o aperto, può assumere due tipi di oscillazioni: le oscillazioni proprie (o libere) e le oscillazioni forzate. Il periodo delle prime dipende dalla configurazione del bacino, mentre il periodo delle seconde coincide con quello della forza perturbante ed è quindi indipendente dalle caratteristiche geometriche del bacino.

Se  $T$  è l'energia cinetica di un sistema meccanico — costituito da un numero discreto di punti materiali —, avente un numero finito  $n$  di gradi di libertà, la cui situazione può essere definita da  $n$  parametri  $q_1, q_2, \dots, q_n$ , se  $q_r' = \frac{dq_r}{dt}$  e se  $U$  rappresenta l'energia potenziale dovuta alle forze interne, le equazioni di Lagrange relative al moto del sistema si scrivono

$$\frac{d}{dt} \frac{dT}{dq_r'} - \frac{dT}{dq_r} + \frac{dU}{dq_r} = Q_r \quad (r = 1, 2, \dots, n) \quad [1]$$

dove  $Q_r$  rappresentano le forze esterne.

L'estensione ai problemi delle maree si otterrà sostituendo degli integrali alle somme finite.

---

(\*) Non si sono fatti confronti con più recenti batimetrie, sia perché queste sono state riportate su carte a scala alquanto ridotta, sia perché i risultati sono raccolti in linee isobate e non riportati per punti, come nelle determinazioni più antiche. I rilievi batimetrici, eseguiti recentemente per conto del C.N.R. nell'alto Adriatico (10), risulteranno preziosi per futuri raffronti.

Le [1] valgono solo per movimenti assoluti. Atteso il moto di rotazione della Terra, ne consegue un moto relativo dei mari. Se  $q_0$  (\*) definisce l'orientamento attuale del sistema nello spazio assoluto ( $\frac{dT}{dq_0} = \frac{dU}{dq_0} = 0$ ), in mancanza di coppie esterne tendenti a far variare la rotazione della Terra ( $Q_0 = 0$ ), l'equazione di Lagrange relativa al parametro  $q_0$  si riduce a  $\frac{d}{dt} \frac{dT}{dq_0'} = 0$  e, quindi,

$$\frac{dT}{dq_0} = p_0,$$

$p_0$  essendo una costante. Fatto

$$H = T - U - p_0 q_0'$$

si trova che le equazioni di Lagrange divengono <sup>(11)</sup>

$$\frac{d}{dt} \frac{dH}{dq_r'} - \frac{dH}{dq_r} = Q_r \quad (r = 1, 2, \dots, n) \quad [2]$$

Le equazioni di Lagrange conservano quindi la stessa forma, quando si considera l'equilibrio nel movimento relativo.

3.2. - *Studio delle oscillazioni proprie.* Quando le forze esterne sono nulle ( $Q_r = 0$ ), l'equazione di Lagrange relativa al parametro  $q_k$  diviene

$$\frac{d}{dt} \frac{dH}{dq_k'} - \frac{dH}{dq_k} = 0. \quad [3]$$

Si tratta di  $n$  equazioni lineari a coefficienti costanti.

Esprimiamo i diversi elementi di  $H$ , in funzione delle caratteristiche meccaniche del sistema. Avremo

$$T = \sum \frac{m}{2} (x'^2 + y'^2 + z'^2) + q_0' \sum m(xy' - yx') + q_0'^2 \sum \frac{m}{2} (x^2 + y^2),$$

(\*) Supposti tre assi mobili invariabilmente legati alla Terra solida e altresì tre assi fissi, gli assi  $z$  coincidendo nei due sistemi, allora  $q_0$  rappresenterà l'angolo degli assi mobili con gli assi fissi; e le altre coordinate  $q_r$  definiscono la posizione relativa del sistema rispetto agli assi mobili.

dove  $m$  rappresenta la massa di un punto materiale di coordinate  $x, y, z$  rispetto agli assi liberi e gli apici significano derivate rispetto al tempo. Se  $T'$  esprime la semiforza viva del sistema nel suo moto relativo,  $M$  il momento di rotazione e  $J$  il relativo momento d'inerzia, possiamo scrivere

$$T = T' + q_o' M + q_o'^2 \frac{J}{2}$$

È inoltre

$$p_o = \frac{dT}{dq_o'} = M + q_o' J,$$

per cui

$$H = T' - U - \frac{1}{2J} (p_o - M)^2.$$

Attesa la piccolezza delle coordinate e delle velocità, grazie alla quale possono essere trascurati tutti i termini superiori al 2° grado, ordinando rispetto alle  $q'$ , avremo

$$H_2 = T' - \frac{M^2}{2J}; \quad H_1 = \frac{p_o M}{J}; \quad H_o = -U - \frac{p_o^2}{2J}.$$

Per cui, mettendo in evidenza le diverse parti di  $H$ , le [3] divengono

$$\frac{d}{dt} \frac{dH_o}{dq_k'} + \frac{d}{dt} \frac{dH_1}{dq_k'} - \frac{dH_1}{dq_k} - \frac{dH_o}{dq_k} = 0. \quad [4]$$

Poiché  $H_2$  è un polinomio di 2° grado in  $q'$ ,  $\frac{dH_2}{dq_k'}$  sarà della forma  $\frac{dH_2}{dq_k'} = \sum a_{rk}'' q_r'$ , da cui

$$a_{rk}'' = \frac{d^2 H_2}{dq_r' dq_k'}$$

le  $a_{rk}$  essendo delle costanti.

Si prova (Poincaré, l.c., p. 12) che, essendo  $H_1$  un polinomio di primo grado in  $q$  e in  $q'$ , fatto

$$a_{rk}' = \frac{d^2 H_1}{dq_r' dq_k'} - \frac{d^2 H_1}{dq_r' dq_k}$$

ne segue

$$\frac{d}{dt} \frac{dH_1}{dq_k'} - \frac{dH_1}{dq_k} = \sum a_{r'k} q_{r'}$$

Mentre, essendo  $H_0$  un polinomio di 2° grado in  $q$ , fatto

$$a_{rk} = - \frac{d^2 H_0}{dq_r dq_k},$$

consegue

$$- \frac{dH_0}{dq_k} = \sum a_{rk} q_r.$$

Per cui, le equazioni di Lagrange [4] prendono la forma

$$\sum (a_{rk}'' q_r'' + a_{rk}' q_{rk} + a_{rk} q_r) = 0.$$

Si tratta di  $n$  equazioni lineari a coefficienti costanti, il cui sistema può essere integrato ponendo

$$q_r = a_r e^{\lambda t}$$

dove  $\lambda$  e  $a_r$  vanno determinate in modo che le equazioni vengano soddisfatte. Per sostituzione, queste ultime divengono allora

$$\sum a_r (a_{rk}'' \lambda^2 + a_{rk}' \lambda + a_{rk}) = 0;$$

oppure, fatto

$$C_{rk} = a_{rk}'' \lambda^2 + a_{rk}' \lambda + a_{rk},$$

$$\sum a_r C_{rk} = 0. \quad [5]$$

Si tratta di  $n$  equazioni lineari omogenee in  $n + 1$  incognite,  $a_1, a_2, \dots, a_n, \lambda$ . Il problema è possibile se il determinante di dette equazioni è nullo:

$$\Delta(\lambda) = 0. \quad [6]$$

D'altronde, si prova che  $\Delta(\lambda) = \Delta(-\lambda)$ . Pertanto, la [6] ha radici uguali a due a due e di segno contrario.

Nel caso di equilibrio stabile — che a noi più interessa —, queste radici (Poincaré, l.c., p. 14) sono puramente immaginarie:

$$\lambda = i \mu,$$

essendo  $\mu$  reale. Si hanno quindi  $2n$  soluzioni particolari, soddisfacenti alle equazioni di Lagrange e corrispondenti alle  $2n$  radici della [6]. Esse costituiscono le *soluzioni proprie armoniche* del sistema; funzioni periodiche del tempo, proporzionali ad un esponenziale immaginario.

Se

$$a_r = q_r e^{i\omega_r},$$

ciascuna delle oscillazioni proprie armoniche complesse del sistema, sarà data dagli  $n$  valori

$$q_r = q_r e^{i(\mu t + \omega_r)}$$

dei parametri  $q$ .

Poiché le equazioni differenziali sono lineari e a coefficienti reali, la parte reale e la parte immaginaria delle soluzioni complesse soddisferanno separatamente il problema. Sicché, ad ogni soluzione complessa, corrisponderanno due soluzioni reali

$$q_r = q_r \cos (\mu t + \omega_r)$$

$$q_r = q_r \sin (\mu t + \omega_r).$$

Sono queste le *oscillazioni proprie - libere - armoniche reali del sistema*. Combinando le  $2n$  soluzioni particolari delle equazioni differenziali, si ottiene la soluzione generale del problema.

Il periodo di un'oscillazione libera, corrispondente al valore di  $\mu$ , è dato da  $\frac{2\pi}{\mu} = \frac{2\pi}{\lambda} i$ . L'equazione in  $\lambda$  definisce quindi i periodi delle oscillazioni libere.

Determiniamo  $q_r$  e  $\omega_r$ , cioè  $a_r$ .

Se indichiamo con  $D_{rk}$  i minori del determinante  $\Delta(\lambda)$ , avremo

$$\Delta = \sum C_{rk} D_{rk}.$$

Dalla teoria delle equazioni lineari omogenee, consegue

$$\frac{a_1}{D_{1k}} = \frac{a_2}{D_{2k}} \dots = \frac{a_n}{D_{nk}}.$$

I minori sono quantità complesse interamente determinate, una volta noto  $\lambda$ . Ciò permette di determinare  $a_r$ .

3.3. - *Studio delle oscillazioni forzate.* Quando agiscono forze esterne non nulle, il termine  $Q_r$  dell'equazione di Lagrange, relativo al parametro  $q_r$ , sarà della forma

$$Q_r = \Sigma K_{rk} e^{\lambda_k t}$$

i fattori esponenziali essendo funzioni armoniche del tempo.

Consideriamo le componenti complesse della forza perturbatrice. Ciascuna di essa darà luogo ad un'oscillazione forzata isocrona dello stesso periodo; e quando tutte le componenti agiranno all'unisono, l'oscillazione risultante, per il principio della sovrapposizione dei piccoli movimenti, sarà la somma delle oscillazioni dovute a ciascuna d'esse.

Esaminiamone pertanto una sola. Poniamo

$$Q_r = K_r e^{\lambda t}.$$

A questa forza perturbante corrisponderà un'oscillazione forzata

$$q_r = \varepsilon_r e^{\lambda t}. \quad [7]$$

In tal caso, le equazioni di Lagrange divengono

$$\frac{d}{dt} \frac{dH}{dq_k'} - \frac{dH}{dq_k} = \bar{K}_k e^{\lambda t} \quad (k = 1, 2, \dots, n) \quad [8]$$

Distinguendo le tre parti di  $H$  già considerate nel precedente paragrafo, le [8] divengono

$$\Sigma (a_{rk}'' q_r'' + a_{rk}' q_r' + a_{rk} q_r) = K_k e^{\lambda t},$$

con  $k$  ed  $r$  varianti da 1 ad  $n$ .

Per la [7] e ricordando la [5], avremo il gruppo di equazioni

$$\Sigma \varepsilon_r C_{rk} = K_k.$$

Poiché  $\lambda$  è assegnato, le  $C_{rk}$  sono costanti note.

Ciascuna di queste equazioni comprende le  $n$  incognite  $\varepsilon_r$ ; e le equazioni sono  $n$ . Sono, come le [5], equazioni di primo grado; non più omogenee, però, avendo un secondo membro. Verranno pertanto risolte col metodo di Kramer. Ogni soluzione avrà a denominatore il determinante dei coefficienti  $C_{rk}$  delle incognite, mentre a numeratore

figurerà lo stesso determinante, in cui verrà sostituito  $C_{r1}, C_{r2}, \dots C_{rn}$ , rispettivamente con  $K_1, K_2, \dots K_n$  [cioè  $\sum K_h D_{rh}(\lambda)$ ].

Una soluzione particolare del problema delle oscillazioni forzate è quindi fornita dagli  $n$  valori

$$\varepsilon_r = \frac{\sum K_h D_{rh}(\lambda)}{\Delta(\lambda)}$$

3.4. - *Confronto fra le oscillazioni forzate e le oscillazioni libere.*  
La grandezza  $\varepsilon_r$  è una funzione razionale che può essere scomposta in elementi semplici.

Indicando con  $\lambda_j$  una delle  $2n$  radici dell'equazione  $\Delta(\lambda) = 0$ , abbiamo visto che l'oscillazione propria corrispondente è data dai valori dei parametri

$$q_{rj} = \alpha_{rj} \cdot e^{\lambda_j t}$$

con  $j$  variabile da 1 a  $2n$  e  $r$  variabile da 1 a  $n$ .

Questi valori di  $q$  sono soluzioni delle equazioni differenziali omogenee, laddove  $q_r = \varepsilon_r e^{\lambda_j t}$  è una soluzione particolare delle stesse equazioni con secondo membro.

Il problema delle oscillazioni forzate sarà quindi risolto, aggiungendo alla soluzione particolare una soluzione qualunque delle equazioni omogenee, cioè una soluzione propria. Le radici del denominatore,  $\lambda = \lambda_j$ , sono quelle che definiscono i periodi di oscillazione libera del sistema: ad ognuna di tali radici corrisponderà un termine  $\frac{\sum K_h D_{rh}(\lambda_j)}{(\lambda - \lambda_j) \Delta'(\lambda_j)}$ , ( $h = 1, 2, \dots n$ ). Sommando rispetto a  $j$ , ( $j = 1, 2, \dots 2n$ ), avremo pertanto

$$\varepsilon_r = \sum \frac{\sum K_h D_{rh}(\lambda_j)}{(\lambda - \lambda_j) \Delta'(\lambda_j)}$$

Le soluzioni immaginarie coniugate essendo  $s_{rj} = \beta_{rj} e^{\lambda_j t}$ , si dimostra (Poincaré, l.c., pp. 15-16, 20) che il rapporto  $\frac{D_{rh}(\lambda_j)}{\alpha_{rj} \beta_{hj}}$  è indipendente da  $r$  e da  $h$ ; per cui possiamo scrivere

$$\frac{D_{rh}(\lambda_j)}{\alpha_{rj} \beta_{hj}} = \mu_j \Delta'(\lambda_j);$$

ne segue

$$\varepsilon_r = \sum \sum \frac{K_h \mu_j \alpha_{rj} \beta_{hj}}{\lambda - \lambda_j},$$

da cui seguono le espressioni dei parametri  $q_r$ . Scrivendo  $q_r^o$  per indicare che si tratta di una soluzione *particolare* delle equazioni non omogenee, avremo

$$q_r^o = \sum_{j=1}^{j=2n} \left( \frac{a_{rj} e^{\lambda_j t}}{\lambda - \lambda_j} \sum_1^n K_h \mu_j \beta_{hj} \right). \quad [9]$$

$\lambda$  e  $K_h$  sono costanti date, in quanto si riferiscono alla forza perturbatrice conosciuta;  $\lambda_j$ ,  $\mu_j$ ,  $a_{rj}$  e  $\beta_{hj}$  sono pure costanti, relative all'oscillazione libera, il cui periodo è definito dalla radice  $\lambda_j$  dell'equazione [6].

Si dimostra (Poincaré, l.c., p. 26) che  $2\mu_k = -\lambda_k$ ; per cui, fatto

$$T_o = \sum K_h \beta_{hj},$$

la [9] può scriversi

$$q_r^o = -\frac{1}{2} \sum T_o a_{rj} \frac{\lambda_j}{\lambda - \lambda_j} e^{\lambda t} \quad [10]$$

A meno di un coefficiente, che non dipende da  $j$ , il termine generale di  $q_r^o$  sarà  $a_{rj} e^{\lambda_j t}$ . Ogni termine corrisponderà ad un'oscillazione forzata armonica. Confrontando questa oscillazione con l'oscillazione libera corrispondente, si vede che  $a_{rj}$  è la stessa per entrambe le oscillazioni, ma che il coefficiente esponenziale è  $e^{\lambda t}$  per la prima e  $e^{\lambda_j t}$  per la seconda.

Ogni oscillazione forzata ha dunque, nei suoi diversi punti, le stesse differenze di fase dell'oscillazione propria armonica corrispondente e un'ampiezza proporzionale, ma il suo periodo ne differisce, essendo quello della forza perturbatrice.

Va qui sottolineato un fatto d'estremo interesse. Supponiamo che  $\lambda$  sia molto vicino ad uno dei valori  $\lambda_j$ , relativi alle oscillazioni libere.

Allora, il termine corrispondente nell'espressione di  $q_r$  diverrà preponderante, e l'oscillazione forzata osservata differirà molto poco nel periodo, nel rapporto delle ampiezze e nelle differenze di fase in diversi punti di una delle oscillazioni libere armoniche del sistema: e questa tendenza a coincidere è accompagnata da un'esaltazione del moto risultante. È questo il caso della risonanza: se ne constata l'effettuazione in certi bacini marittimi, dove si manifestano delle maree considerevoli (baia di Fundy, ecc.), prossime ad una oscillazione armonica propria dei bacini stessi.

Fino a che punto questo fenomeno interessa l'alto Adriatico? E, se ivi esiste anche solo in parte, qual'è la sua attuale tendenza? Le variazioni morfologiche contribuiscono ad accentuarne gli effetti?

#### 4. - SULLE OSCILLAZIONI LIBERE DELL'ADRIATICO E DI SUE PARTI.

Le maree dell'Adriatico formarono oggetto di osservazione e di studio già da parecchi secoli. Giuseppe Toaldo ne tratta diffusamente in un suo lavoro del 1781 <sup>(12)</sup>; in modo specifico nell'Articolo VIII: « Digressione sulla marea del Golfo Adriatico », dove distingue la marea diurna, la « menstrua » (mensile) e l'annua. Ma le ricerche più accurate si hanno verso la fine del secolo scorso e agli inizi dell'attuale <sup>(13-19)</sup>.

Spetta a von Kesslitz l'aver provato — per la prima volta — l'esistenza di un'oscillazione propria dell'Adriatico, il cui periodo valutò in 23<sup>h</sup> circa. Egli ritenne tale oscillazione l'uninodale dell'intero Adriatico, con l'uninodo dove l'Adriatico si unisce al Mediterraneo (come effettivamente fu dimostrato da von Sterneek). Anche Defant <sup>(20)</sup> accettò le conclusioni di von Kesslitz e calcolò per il periodo dall'Adriatico, considerato come golfo del Mediterraneo, il valore di 22<sup>h</sup>,4, non lontano quindi da quello che von Kesslitz trasse dalle osservazioni.

Von Kesslitz aveva pure osservato un'onda stazionaria del periodo di 12<sup>h</sup> ca. Tale oscillazione (prossima alla marea semidiurna) fu all'inizio diversamente interpretata. Defant la ritenne come fondamentale dell'Adriatico, considerato come lago — e quindi con due ventri agli estremi Nord e Sud (Canale d'Otranto). Altri l'attribuirono all'oscillazione della sola conca adriatica settentrionale aperta, per la quale von Sterneek indicava un periodo di 12<sup>h</sup> e Oddone di 11<sup>h</sup>,5 <sup>(21)</sup>.

Come nascono le oscillazioni libere nell'Adriatico?

L'influenza delle variazioni di pressione atmosferica in bacini chiusi, non si limita — come del resto si è già visto — all'azione statica; molto spesso essa induce influssi dinamici, dando luogo a dislivelli talora notevoli. Anche il vento agisce sul livello del mare. Nell'Adriatico, com'è noto, lo scirocco tende a spingere l'acqua verso le coste settentrionali, mentre la bora, soffiando da ENE provoca l'effetto opposto.

Francesco Vercelli — che ebbe ad occuparsi ripetutamente dell'effetto delle perturbazioni atmosferiche sul livello del mare, — in uno studio del 1922 <sup>(22)</sup>, mette in evidenza, nel diagramma esteso ad un anno di registrazioni del mareografo di Trieste, ondulazioni periodiche

con periodo di circa 11 ore ed altre con periodo di circa 22 ore, analogamente a quanto aveva fatto von Kesslitz per i porti di Pola (<sup>18</sup>) e di Ragusa (<sup>19</sup>). Nello stesso lavoro, applicando alla curva registrata il suo metodo di analisi periodale, Vercelli ottiene per le due oscillazioni accennate i periodi di 22,2 ore e 11 ore circa, rispettivamente. I valori approssimati ottenuti da v. Kesslitz, furono quindi da Vercelli corretti di circa un'ora (in meno).

Per quanto riguarda l'uninodale, un tentativo fatto da Oddone con un piccolo modello dell'Adriatico, ha portato a valori forse eccessivi (<sup>21</sup>).

Applicando la cimanalisi di Vercelli, Polli esaminò quattro tratti di curva mareografica, registrati a Trieste rispettivamente il 29 Gennaio-2 Febbraio 1918, il 3-6 Giugno 1948, il 18-22 Ottobre 1949 e il 15-17 Aprile 1950 (<sup>22</sup>). Nei casi esaminati, Polli ottiene i valori di 21,1 ( $\pm 0,7$ ) ore; 21,2; 21,5; 21,0 per l'uninodale dell'intero mare; e 12,2 ore per la semidiurna, ritornando quindi al valore indicato da V. Kesslitz. Per quanto concerne l'uninodale, va però fatta un'osservazione. I valori riportati sono in realtà delle medie. Dalla fig. 1 del lavoro di Polli (l.c., p. 70), la prima onda completa risulta avere un periodo di 20<sup>h</sup>,5 la 2<sup>a</sup> un periodo di 23<sup>h</sup>,7, la 3<sup>a</sup> 21<sup>h</sup>,0, la 5<sup>a</sup> 21<sup>h</sup>,9 ecc. Dalla fig. 2 (l.c., p. 71) è difficile trarre valori attendibili: vi appaiono infatti oscillazioni chiaramente indipendenti nel tempo, una con pseudo periodo di 28<sup>h</sup> ca., l'altra con periodo di 21<sup>h</sup>,4 ca. Anche dalla fig. 3 (l.c., p. 74) risulta evidente che la 1<sup>a</sup> oscillazione, con periodo di 23<sup>h</sup>,9 è separata dalla successiva, di piccola ampiezza. Ritengo pertanto solo indicativa la media di 21<sup>h</sup>,5 ca., tratta dalle elaborazioni di Polli. Ma di ciò sarà detto più avanti.

Il valore di 21<sup>h</sup> calcolato da C. Baje (<sup>23</sup>), non va considerato — come del resto riconosce lo stesso A. — molto preciso, essendo stato dedotto su schematizzazioni troppo spinte, alle quali sfuggono le preponderanti conseguenze della forma del bacino sul periodo delle sue oscillazioni libere.

Solo un metodo differenziale, che tenga conto delle continue variazioni della forma del bacino, può condurre ad approssimazioni accettabili. Chi ha fatto esperienza nello studio delle sesse è ben conscio di questa verità. Pertanto, a mio parere, i valori più attendibili per i periodi propri dell'Adriatico, sono quelli tratti da Kasumović (<sup>25</sup>), estendendo il metodo di Chrystal ad una quarantina di sezioni trasversali, che l'hanno condotto ad una curva normale analoga a quella da

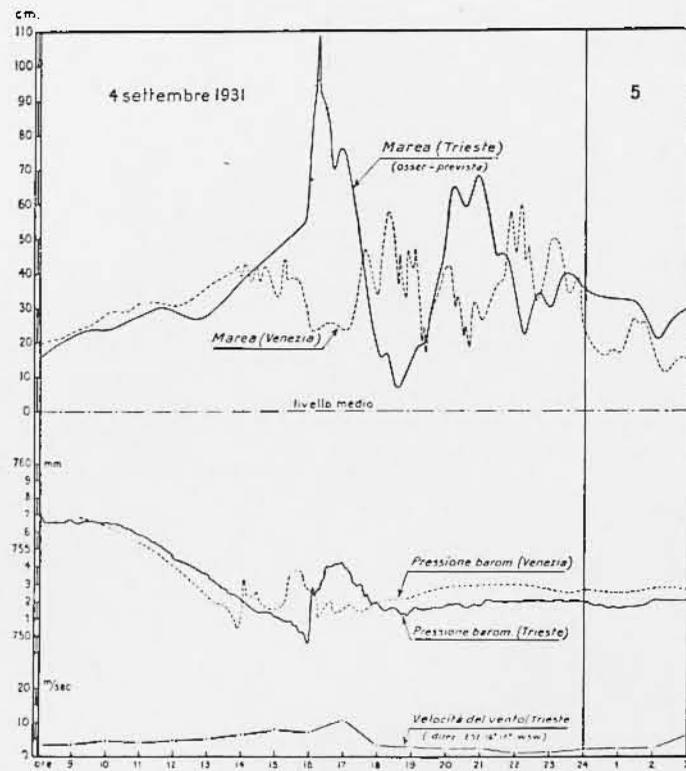


Fig. 1 - Interazione fra atmosfera ed idrosfera a Trieste, per propagazione di disturbi microbarici verso la base del golfo di Trieste, con velocità dell'ordine di quella delle onde libere del mare sottostante (2,5): oltre alla scossa del golfo di Trieste (e Venezia), con periodo di 3<sup>h</sup>45<sup>m</sup> ca, l'interazione provoca inizialmente un balzo di livello di 52 cm su breve periodo, in corrispondenza di un copericodale disturbo microbarico di solo mezzo Torr: quindi, con un effetto *dinamico* pari a ca. 87 volte quello statico.

Fig. 1 - Interaction between atmosphere and hydrosphere in Trieste, due to the propagation of microbaric perturbations toward the Gulf of Trieste, at a velocity in the order of that of the free waves of the underlying sea (2.5): the interaction gives rise not only to the sciehe of the Gulf of Trieste (and Venice), with periods of about 3 hours and 45 minutes, but initially also to a bound of 52 cms of the level on a short period, corresponding to a microbaric copericodal perturbation of only 1/2 Torr: therefore with a *dynamic* effect equal to 87 times the static effect.

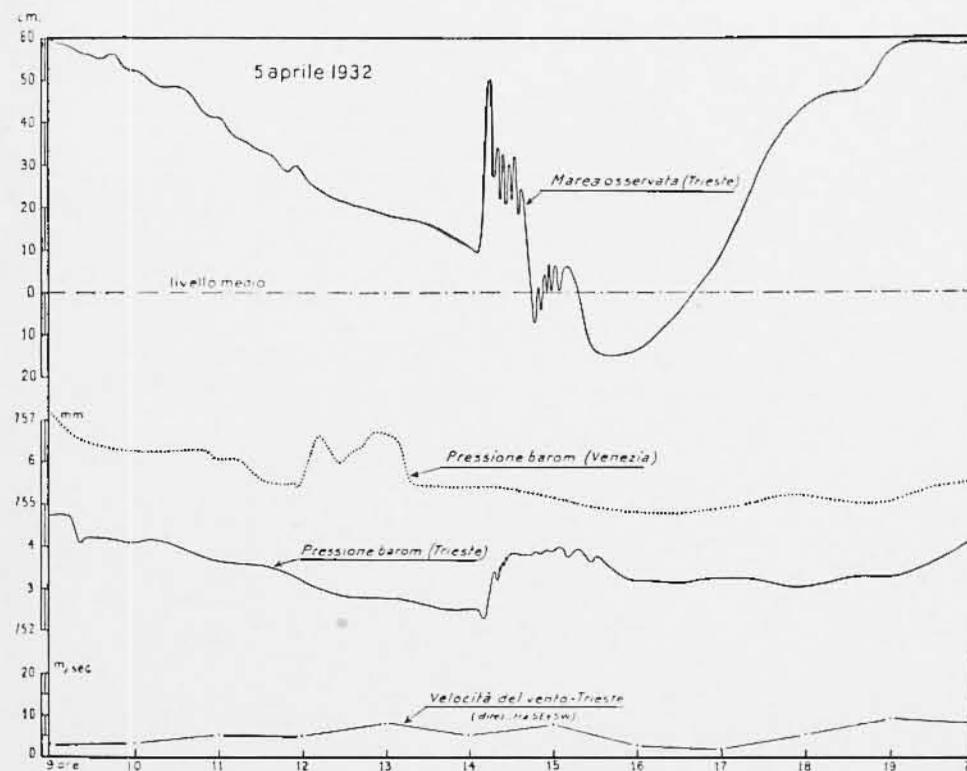


Fig. 2 - Altro chiarissimo esempio di interazione fra atmosfera ed idrosfera nel golfo di Trieste, particolarmente pronunciato nei brevi periodi. Il disturbo microbarico iniziale di circa 1/5 di Torr, provoca un balzo nell'acqua di ca. 40 cm; cioè, l'effetto dinamico è circa 150 volte quello statico.

Fig. 2 - Another clear evidence of interaction between atmosphere and hydrosphere in the Gulf of Trieste, particularly strong in the short periods. The initial microbaric perturbation of about 1/5 Torr causes the water to bound some 40 cms; in other terms, the dynamic effect is about 150 times as strong as the static effect.

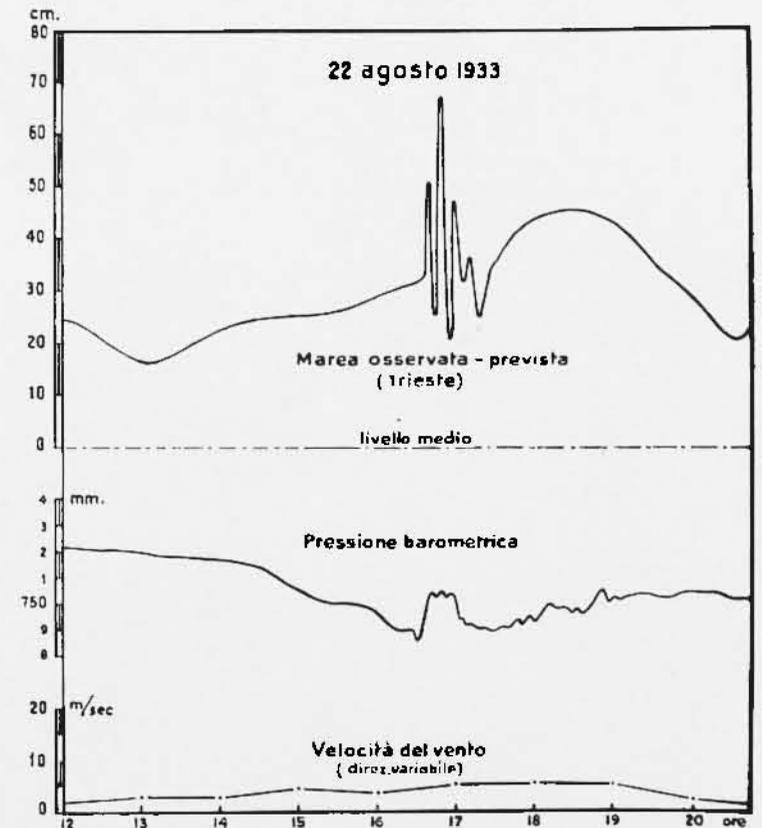


Fig. 3 - Anche in questo esempio, l'effetto dinamico sui brevi periodi è centinaia di volte quello statico (v. figg. 1 e 2).

Fig. 3 - In this example, too, the dynamic effect on short periods is hundreds of times as strong as the static effect (see fig. 1. and 2).

me, a suo tempo, ottenuta per il lago di Levico; e quindi, allo stesso sistema di formule operative (26). La fondamentale del mare Adriatico, come golfo aperto sul Mediterraneo, risulta così avere il valore di  $22^h,11$  (metodo Chrystal) e  $23^h,16$  (metodo Goldberg) — che si avvicina al valore di  $23^h,34$  calcolato da Defant —. La media delle osservazioni, portano Kasumovic al valore di  $22^h,7 \pm 0^h,8$ , in buon accordo con i valori calcolati.

Per l'oscillazione propria di circa 12 ore, Kasumovic ottiene — con il metodo di Chrystal, applicato al tratto di mare fra le coste venete e l'allineamento Gargano-Pelagosa-Lagosta-Curzola, considerato come lago —, il valore di  $11^h,34$ ; mentre la media delle osservazioni lo conducono a  $11^h,76 \pm 0,3$ . L'ipotesi dell'A. è suffragata dalle registrazioni mareografiche, che mostrano ventri in opposizione a Venezia e a Vieste, con linea nodale fra Ancona e l'isola Pago. Kasumovic giunge a questa conclusione, dopo aver provato erronea l'ipotesi di Defant, che faceva dell'oscillazione di 12 ore circa l'uninodale dell'intero Adriatico, oscillante come lago.

Ma torniamo, per un momento, sull'oscillazione propria, uninodale dell'Adriatico. Come ho già detto, a mio parere *il suo periodo* è quello calcolato da Kasumovic, di *22 ore almeno*. Se essa è — come è stato provato — la fondamentale dell'Adriatico, come golfo aperto sul Mediterraneo centrale, le leggi dell'Idrodinamica garantiscono la possibilità del suo realizzarsi, in quanto la sua linea nodale si affaccia sopra un bacino capace di oscillazioni proprie di più lungo periodo. Che questa sia la sua origine, è del resto provato anche dalle registrazioni, dove le onde si presentano con carattere autonomo: a volte intervallate da lunghezza d'onda pressoché uguali (Vercelli, l.c., Tav. IV), a volte parzialmente sovrapposte (Polli, l.c., p. 70), talora separate da intervalli più o meno lunghi (Polli, l.c., p. 71), o addirittura isolate (Polli, l.c., p. 74). E ciò si spiega, tenendo presente che queste onde sono oscillazioni di un bacino, aperto sopra altro bacino molto più esteso. In tal modo, quando la causa perturbante agisce, l'oscillazione tornando dalla base del golfo, prosegue oltre il nodo come onda progressiva, esaurendosi quindi in un periodo. L'insorgere di una nuova oscillazione, presuppone la continuità della causa origine, o la sua ripresa, che può essere anticipata o posticipata su un intero periodo (27-31). Qualsiasi metodo di analisi periodale, richiede la continuità del treno d'onde investigato; mancando questa, i dati vengono forzatamente mediati, con « stiramenti » e « contrazioni » inevitabili, che portano a risultati, spesso

discosti dalla realtà. Per tali motivi, ritengo più attendibile, come media delle osservazioni, il valore di  $22^h,7 \pm 0^m,8$ , dedotto da Kasumović con altri metodi.

Per il modo con cui si realizza, anche l'ondata di 12 ore ca. è soggetta a rapide attenuazioni al cessare della causa perturbatrice, sia pure in minor misura di quella di 22 ore ca.

Anche parti più limitate dell'Adriatico sono capaci di notevoli oscillazioni proprie (figg. 1-6). Così, quando una perturbazione atmosferica si propaga da Ovest ad Est attraverso l'alto Adriatico, il golfo di Trieste entra in oscillazione libera, sul ritmo di  $3^h,5$  circa, come è stato da me provato nel 1937. Quando l'energia della forza perturbante è sufficiente, la sessa del golfo di Trieste si tramuta nell'oscillazione propria del golfo di Venezia, come oscillazione trasversale dell'alto Adriatico (2). Nella grandi manifestazioni meteorologiche, questa è sempre presente. Poiché il primo massimo viene raggiunto a Trieste, 3,5-4 ore più tardi alla marea di Venezia verrà a sovrapporsi un incremento variabile fra i 15 e i 40 cm. Si vede in ciò la possibilità di una preziosa — sia pur parziale — previsione di acqua alta per Venezia (figg. 1, 4-6).

##### 5. — EFFETTI DELLA PROFONDITÀ SULL'AMPIEZZA DELLE OSCILLAZIONI LIBERE O FORZATE DI UN BACINO.

Esaminati i periodi delle principali oscillazioni libere dell'Adriatico, cerchiamo di precisare il comportamento di queste ultime nel golfo di Venezia, nella parte cioè che a noi più interessa. A questo fine, facciamo alcuni richiami di idrodinamica.

La teoria e l'osservazione delle oscillazioni proprie di un bacino idrico provano che, a parità di altre condizioni, l'ampiezza delle oscillazioni è sempre maggiore dalla parte caratterizzata da minor profondità e che il divario aumenta con l'aumentare della differenza di profondità ai due estremi (in caso di bacino chiuso). Per es., per questo motivo, l'uninodale del lago di Caldorazzo, all'estremo Nord (S. Cristoforo), ha ampiezza doppia di quella che si osserva a Sud (Lido di Caldorazzo) (26,25), l'uninodale del lago di Levico a Nord è quadrupla di quella che si registra a Sud (28,30); per il lago di Albano, sempre per lo stesso motivo, si osserva ad Est un'ampiezza circa quintupla di quella relativa all'estremo Ovest, dove il lago presenta una notevole profondità (31). L'effetto assume le più vistose manifestazioni presso i bacini artificiali,

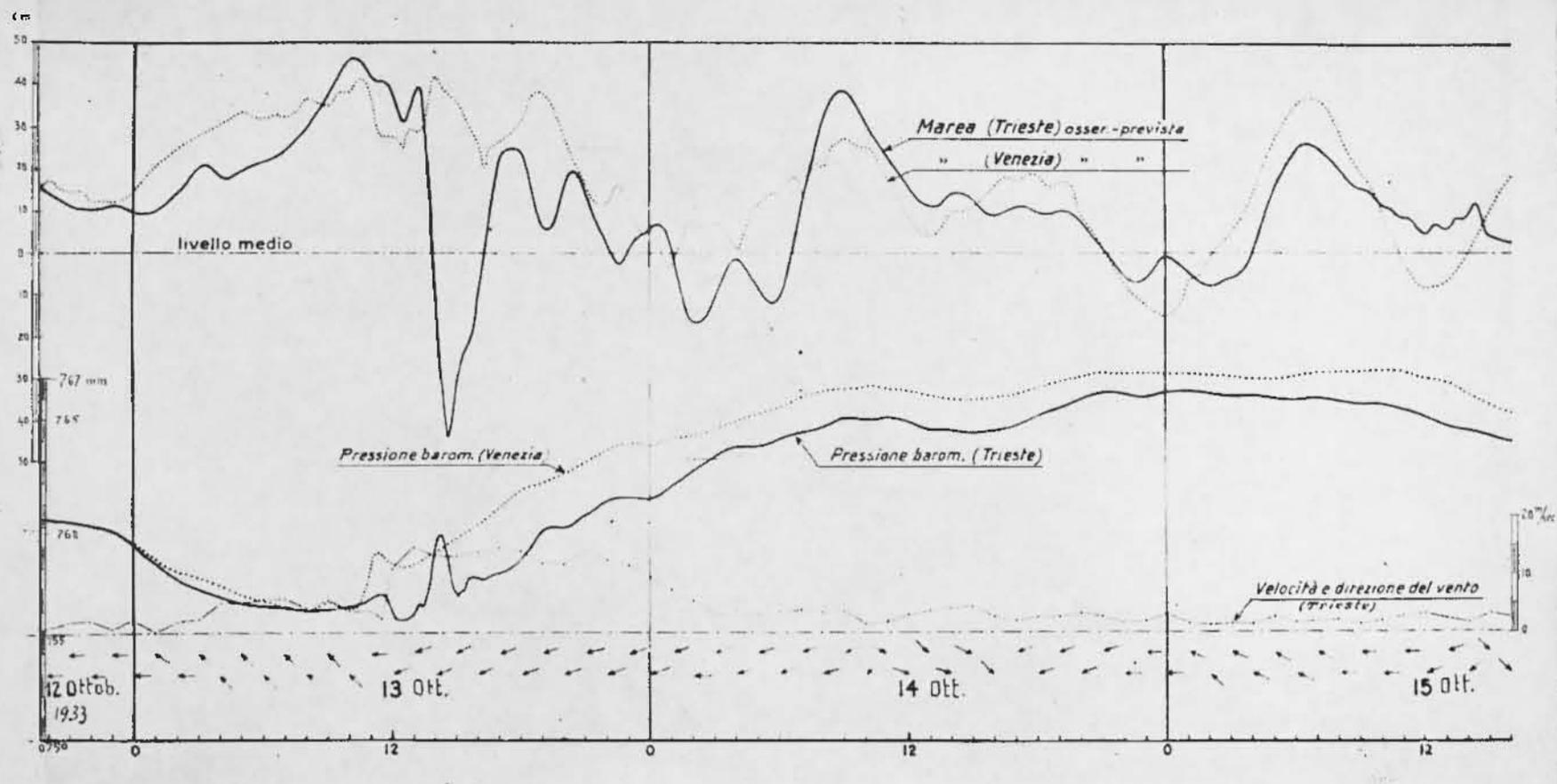


Fig. 4 - In questo caso, l'interazione fra atmosfera ed idrosfera si è manifestata sui lunghi periodi, destando le sesse del golfo di Venezia (trasversali) e quella uninodale dell'intero Adriatico e dell'alto e medio Adriatico. L'iniziale nucleo positivo della pressione, dell'ordine di 3 Torr, ha provocato un abbassamento del livello del mare a Trieste pari a 83 cm, con un effetto dinamico più di 20 volte quello statico.

Fig. 4 - In this case the interaction between atmosphere and hydrosphere became apparent on the long periods by arousing the seiches of the Gulf of Venice (transversal) and the uninodal oscillation of the entire Adriatic Sea and of the high and medium sectors of it. The initial positive pressure nucleus in the order of 3 Torr brought about a reduction of the sea level at Trieste of about 83 cms, with a dynamic effect of over 20 times as strong as the static one.

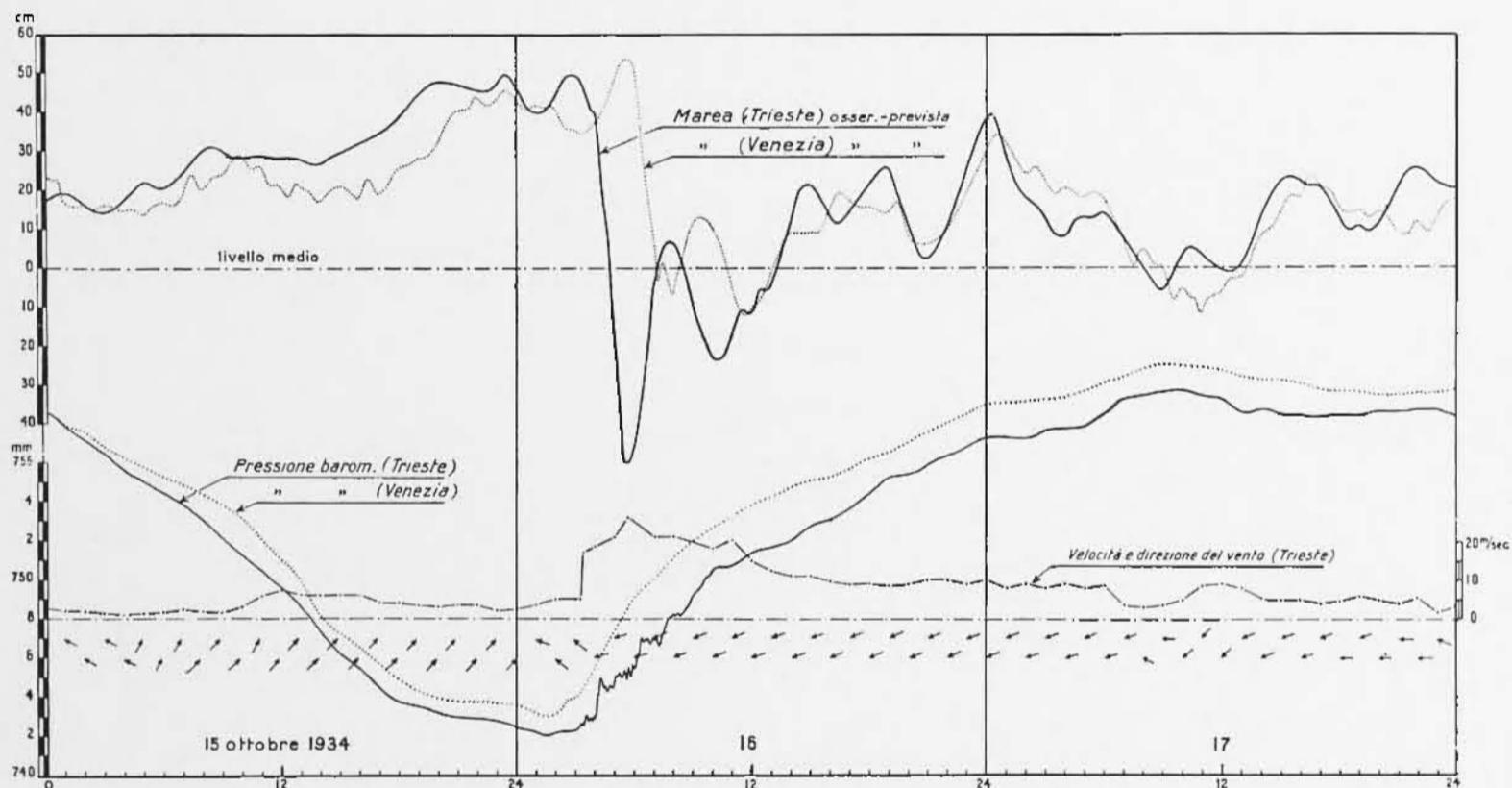


Fig. 5 - Analogo a quello della fig. 4. L'effetto dinamico iniziale è oltre 30 volte quello statico.

Fig. 5 - Analogous to fig. 4. The initial dynamic effect is over 30 times as strong as the static effect.

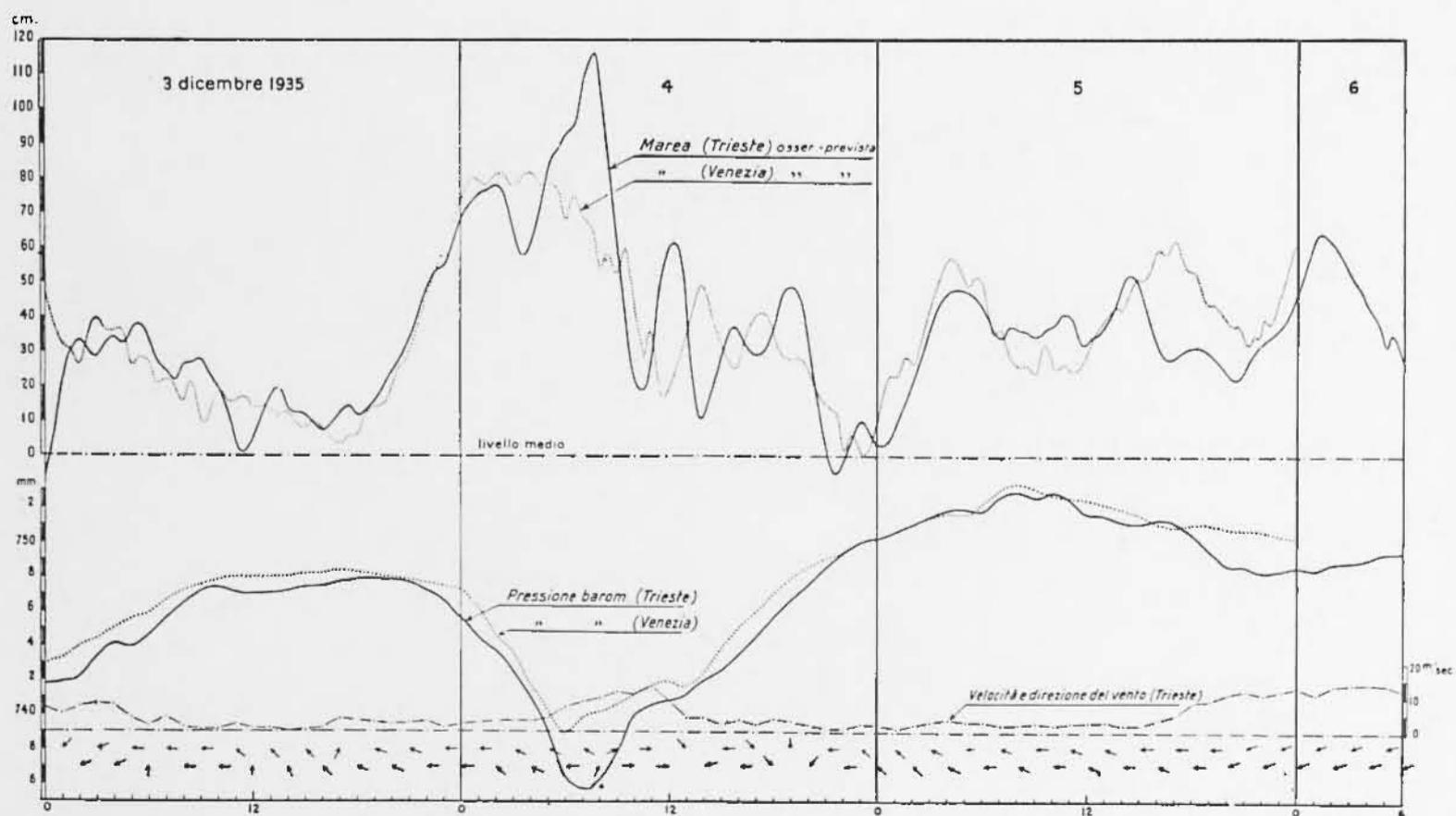


Fig. 6 - Anche in questo caso, l'interazione è stata particolarmente attiva sui lunghi periodi, provocando oscillazioni libere del golfo di Trieste (Venezia), dell'intero Adriatico e della sua parte centro-settentrionale.

Fig. 6 - In this case, too, the interaction showed to be particularly active on the long periods; it brought about free oscillations of the Gulf of Trieste (Venice), of the entire Adriatic Sea and of its central and northern sectors.

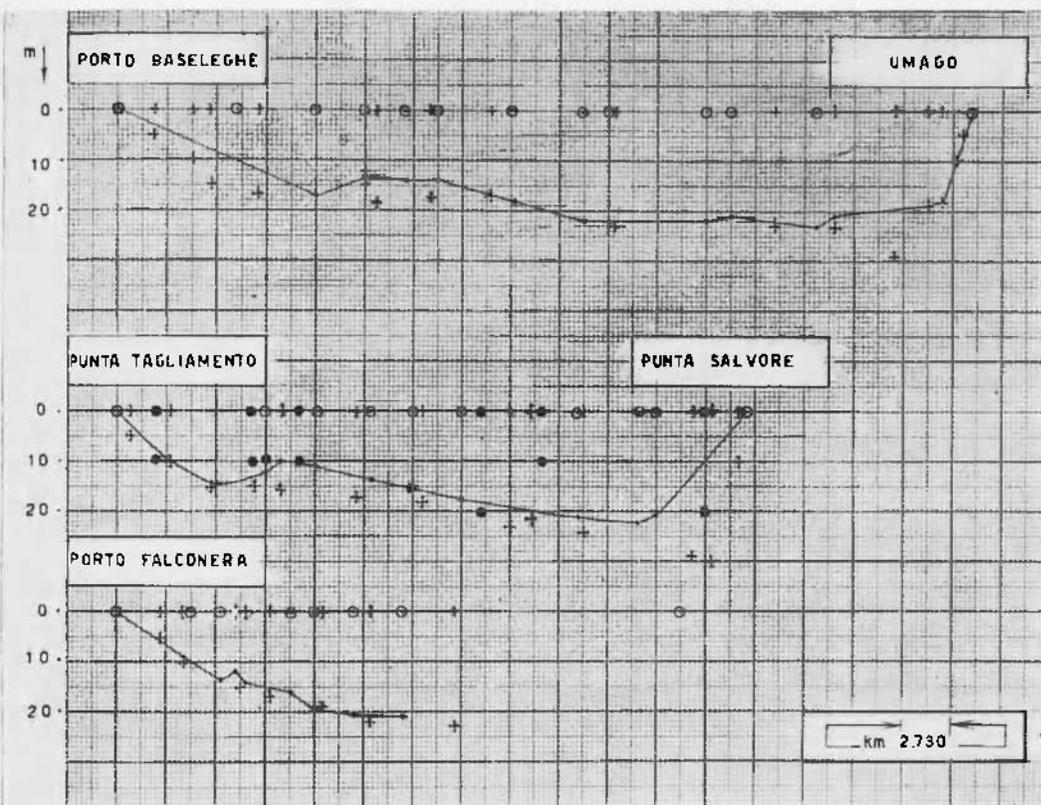


Fig. 7 - Sezioni dell'Adriatico fra Porto Baseleghe e Umago, Punta Tagliamento e Punta Salvore, e Porto Falconera verso il punto 45° N, 13°E, con andamento del fondo tratto da carte batimetriche del 1867 (crociette separate), del 1896 (tratto continuo) e del 1959 (cerchietti pieni).

Fig. 7 - Sections of the Adriatic Sea between Porto Baseleghe and Umago, Punta Tagliamento and Punta Salvore, and Porto Falconera toward the point 45°N, 13°E, showing the development, of the sea bottom taken from bathymetric maps of 1867 (crossed line), of 1896 (full line) and of 1959 (dotted line).

formati dallo sbarramento di valli alpine, dove le oscillazioni libere fondamentali dal lato della diga sono sempre notevolmente inferiori, in ampiezza, di quelle che si osservano nell'estremo più a monte.

Consideriamo il caso dell'Adriatico. In via approssimativa, questo mare può considerarsi formato da due conche consecutive: la settentrionale poco profonda (salvo la poco estesa fossa meso-adriatica), la

meridionale con profondità superiore ai 1000 metri (figg. 8-9). La linea di divisione di queste due conche, può considerarsi la congiungente Vieste-Ragusa, nei pressi della quale l'Adriatico scende, quasi bruscamente, dai 200 ai 1200 m (fig. 8).

Ciò premesso, consideriamo le *oscillazioni libere* di un bacino costituito da due conche siffatte. Schematizzando il problema, immaginiamo un canale, limitato da due pareti verticali:  $x = -b$ ,  $x = +b'$  e presentante una soglia in corrispondenza di  $x = 0$ . Siano  $h$  e  $h'$ , rispettivamente, le profondità nei due scompartimenti (fig. 10), profondità ritenute molto piccole, nei confronti delle lunghezze d'onda.

Occorre trovare una funzione  $\varphi$  di  $x, y$  che soddisfi alla condizione (Poincaré, l.e., p. 90):

$$\frac{d^2\varphi}{dt^2} = gh\Delta_2\varphi,$$

essendo  $\Delta_2$  il laplaciano di  $\varphi$ .

Poiché  $\varphi$  è sempre proporzionale a  $e^{\lambda t}$ , essendo  $\lambda$  espressione della pulsazione d'onda, nel caso delle oscillazioni libere possiamo scrivere

$$\lambda^2\varphi = gh\Delta_2\varphi. \quad [11]$$

Con riferimento alla parte profonda del bacino, poniamo

$$\varphi = A e^{\lambda t} \cos i\lambda(x + b).$$

Avremo

$$\frac{d\varphi}{dx} = -i\lambda A e^{\lambda t} \sin i\lambda(x + b); \quad \frac{d^2\varphi}{dx^2} = \lambda^2 A e^{\lambda t} \cos i\lambda(x + b); \quad \frac{d\varphi}{dy} = 0; \quad \frac{d^2\varphi}{dy^2} = 0.$$

La condizione  $\frac{d\varphi}{dx} = 0$ , per  $x = -b$ , è soddisfatta; è inoltre  $\Delta_2\varphi = \lambda^2 A e^{\lambda t} \cos i\lambda(x + b)$ . Dalla [11] avremo quindi

$$a = \frac{1}{\sqrt{gh}} \quad [12]$$

Per la parte meno profonda, posto

$$\varphi = A' e^{\lambda t} \cos i\lambda'(x - b'),$$



Fig. 8 - L'Adriatico, con alcune linee batimetriche.  
 Fig. 8 - The Adriatic Sea, with some bathymetric lines.

soddisfatte le condizioni ai limiti, si ottiene parimenti

$$a' = \frac{1}{\sqrt{gh'}} \quad [13]$$

La  $\varphi$ , come funzione continua assume uguali valori da una parte e dall'altra di  $x = 0$ . Ne segue

$$A \cos i\lambda ab = A' \cos i\lambda a'b' \quad [14]$$

Attraverso  $x = 0$ , anche  $h \frac{d\varphi}{dx}$  dev'essere continua:

$$\left( h \frac{d\varphi}{dx} \right)_{x=0} = \left( h' \frac{d\varphi}{dx} \right)_{x=0}$$

Ne segue

$$h\lambda A \sin i\lambda ab = -h'\lambda A' \sin i\lambda a'b' \quad [15]$$

Dividendo membro a membro le [14], [15], si ottiene

$$ah \operatorname{tang} i\lambda ab = -a'h' \operatorname{tang} i\lambda a'b'.$$

Pertanto, per  $h' < h$ , è  $a' \neq a$ ; e poichè, per le [12], [13],

$$\frac{a'h'}{ah} = \sqrt{\frac{h'}{h}},$$

ne segue

$$a'h' < ah.$$

In valore assoluto, è pertanto

$$|\operatorname{tang} i\lambda ab| < |\operatorname{tang} i\lambda a'b'|.$$

Essendo  $\lambda$  immaginario (pag. 170), gli argomenti  $i\lambda ab$  e  $i\lambda a'b'$  sono reali; quindi, poichè al crescere delle tangenti, i coseni decrescono, in valore assoluto è

$$|\cos i\lambda ab| > |\cos i\lambda a'b'|$$

Ne segue, per la [14],

$$A' > A.$$

Cioè, l'ampiezza dell'onda libera risulta maggiore nella parte del bacino di minore profondità.

Lungo il canale prima considerato, esaminiamo ora la propagazione di un'onda forzata. Come in precedenza, si abbia per  $x < 0$  una profondità  $h$  e per  $x > 0$  una profondità  $h'$ , sicché per  $x = 0$  la profondità passi bruscamente da  $h$  a  $h'$  (fig. 10). Per approssimarci al problema

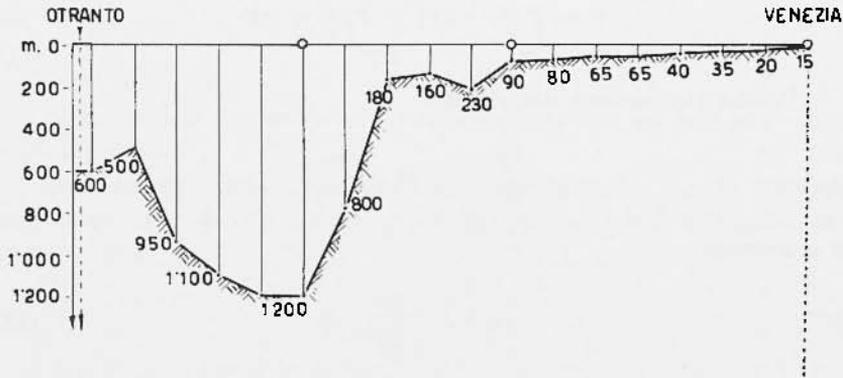


Fig. 9 - Andamento della profondità dell'Adriatico, lungo la linea di valle. (25)

Fig. 9 - Trend of depth of the Adriatic along the depth line. (25)

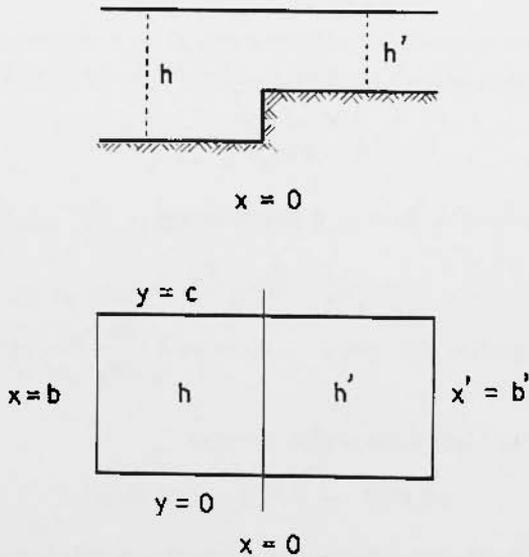


Fig. 10 - Sezione e proiezione di un canale con fondo a gradino.

Fig. 10 - Section and projection of a canal with a step-shaped bottom.

delle maree, tali profondità vanno ritenute infinitamente piccole, nei confronti della lunghezza d'onda.

Consideriamo nel tratto  $x < 0$  un'onda propagantesi nel senso delle  $x$  positive. Incidendo contro la soglia  $x = 0$ , quest'onda subirà una riflessione parziale. Nel primo tratto, il movimento dipenderà quindi da una funzione

$$\varphi = F(t - ax) + F_1(t + ax)$$

Poiché l'equazione del moto è

$$\frac{d^2\varphi}{dt^2} = g^2 \frac{d^2\varphi}{dx^2},$$

in  $\varphi$  avremo

$$a = \frac{1}{\sqrt{gh}}. \quad [16]$$

Nel tratto oltre la soglia  $x = 0$ , si propagherà l'onda residua

$$\varphi = F_2(t - a'x),$$

con

$$a' = \frac{1}{\sqrt{gh'}}. \quad [17]$$

Per la continuità, in  $x = 0$  dovrà essere

$$F + F_1 = F_2 \quad [18]$$

Si prova inoltre che, per  $x = 0$  anche  $h \frac{d\varphi}{dx}$  dev'essere continua.

Per cui, d'ambo i lati della soglia avremo

$$ah[F'(t) - F_1'(t)] = a'h'F_2'(t),$$

dove l'apice sulle  $F$  indica derivazione rispetto ad  $x$ . Integrando si ottiene

$$ah(F - F_1) = a'h'F_2. \quad [19]$$

Questa relazione, combinata con la [18], consente di determinare  $F_1$  e  $F_2$ , una volta assegnato  $F$ . D'altronde, dalle [16], [17] si trae

$$\frac{a'h'}{ah} = \sqrt{\frac{h'}{h}}.$$

Pertanto, per  $h' < h$  dalla [19] consegue  $F - F_1 < F_2$ ; e quindi, per la [18]

$$F_2 > F.$$

*Il movimento assume perciò maggiore ampiezza nel lato meno profondo del canale.*

Consideriamo infine, propagantesi lungo lo stesso canale, un'onda progressiva. Per la [11], l'equazione di propagazione dell'onda può essere scritta

$$gh \frac{d^2\varphi}{dx^2} = \lambda^2\varphi, \quad [20]$$

dove, nel tratto più profondo (di profondità  $h$ ),

$$\varphi = B e^{i\mu x + \lambda t} + B' e^{-i\mu x + \lambda t} \quad [21]$$

mentre, oltre la soglia  $x = 0$ , che immette nel secondo tratto, sul prolungamento del primo (nel nostro caso, la fossa Adriatica che si prolunga nell'alto Adriatico)

$$\varphi = B'' e^{i\mu'x + \lambda t} \quad [22]$$

Intanto, dalla [21] si ha

$$\frac{d\varphi}{dx} = i\mu (B e^{i\mu x} - B' e^{-i\mu x}) e^{\lambda t}; \quad \frac{d^2\varphi}{dx^2} = -\mu^2\varphi \quad [23]$$

Dalla [20] si ha, allora

$$-\frac{\mu^2}{\lambda^2} = \frac{1}{gh}.$$

Dalla [22] risulta

$$\frac{d\varphi}{dx} = i\mu' B'' e^{i\mu'x + \lambda t}; \quad \frac{d^2\varphi}{dx^2} = -\mu'^2 B'' e^{i\mu'x + \lambda t} \quad [24]$$

e quindi, per la [20],

$$-\frac{\mu'^2}{\lambda^2} = \frac{1}{gh'}$$

per cui

$$\frac{\mu}{\mu'} = \sqrt{\frac{h'}{h}} \quad [25]$$

La prima condizione di continuità esige che le [21] e [22] si uguaglino per  $x = 0$ ; ne viene

$$B + B' = B'' \quad [26]$$

La seconda condizione di continuità, in corrispondenza della soglia ( $x = 0$ ), si traduce nell'uguaglianza

$$h \frac{d\varphi}{dx} = h' \frac{d\varphi}{dx};$$

quindi, dalle [23], [24] risulta

$$\frac{\mu}{\mu'} h (B - B') = h' B'',$$

da cui, per le [25] e [26],

$$2B = B'' \left( 1 + \sqrt{\frac{h'}{h}} \right)$$

e infine

$$B'' = \frac{2B}{1 + \sqrt{\frac{h'}{h}}}.$$

Quindi, per  $h' < h$  è  $B'' > B$ .

Pertanto, l'onda propagantesi nel tratto poco profondo, ha un'ampiezza maggiore dell'onda incidente nel tratto profondo.

Concludendo, un sistema di onde lunghe, comunque si propaghi verso l'alto Adriatico, si presenterà presso le coste venete con un'ampiezza maggiore di quella con cui ha percorso l'Adriatico meridionale.

## 6. — SULL'EFFETTO DI RISONANZA IN UN'«ACQUA ALTA».

Consideriamo ora un'altra causa di alterazione dinamica del livello del mare, legata al transito di una variazione di pressione atmosferica.

I giapponesi H. Yamada, J. Okabe e M. Kumazawa hanno provato <sup>(32)</sup> che, quando un'intumescenza liquida, conseguente ad una perturbazione atmosferica di intensità invariabile — che avanza, con velocità costante, alla superficie dell'acqua —, monta lungo un letto inclinato avvicinandosi alla riva, *quanto più piccola è la pendenza del fondo tanto maggiore è il livello dell'onda*: la crescita improvvisa si manifesta quando la variazione della pressione transita sopra il punto di risonanza, definito rispetto alla profondità dell'acqua.

Se  $P = P(X)$ , dove  $X = x - Vt$ , esprime l'intensità della perturbazione della pressione atmosferica agente sulla superficie dell'acqua, su cui si propaga con velocità  $V$  ( $x$  definendo, con  $y = 0$ , la media posizione della superficie liquida), si ha

$$h(x) = h_0 \left[ 1 - \lambda \operatorname{tanh} \frac{x}{L_2} \right],$$

dove  $h_0$  esprime la profondità nel punto  $x = 0$ ,  $\lambda$  è una costante,  $L_2$  la lunghezza della zona in declivio. Si prova che la risonanza delle onde destata dal passaggio della perturbazione, inizia esattamente alla profondità  $h_0$ , per la quale risulta

$$\sqrt{gh_0} = V.$$

Al crescere dell'estensione  $2L_1$  della perturbazione ( $-L_1 < X < L_1$ ), cresce evidentemente la zona interessata dalla mareggiata; e quanto più  $L_2$  aumenta, tanto più dolce si fa la pendenza del fondo, fra due profondità fisse  $h_1$  e  $h_2$  ( $h_1$ , al largo;  $h_2$  presso la costa).

La superficie e il fondo dell'acqua sono rappresentate rispettivamente da

$$y = \eta(x, t), \quad \text{e} \quad y = -h(x).$$

Se  $u$  è la componente orizzontale della velocità del liquido, sono da soddisfare le equazioni differenziali <sup>(33)</sup>

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} = -g \frac{\partial}{\partial x} (\eta + P),$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x} \{u(h + \eta)\}.$$

Fissato il campo di variazione di  $P$

$P = -P_o \left\{ 1 + \cos \left( \pi \frac{x - Vt}{L_1} \right) \right\}$  per  $\frac{x - Vt}{L_1} \leq 1$ , (diversamente  $P = 0$ ) gli AA. compiono una serie di calcoli, con i seguenti dati di partenza:

$$P_o = 0,10 \text{ m}, L_1 = 10 \text{ km}, V = 15,3362 \text{ m/sec}; \quad [27]$$

$$h_o = 24 \text{ m}, h_1 = h_o (1 + \lambda) = 40 \text{ m}, h_2 = h_o (1 - \lambda) = 8 \text{ m},$$

essendo  $\lambda = \frac{2}{5}$ . Fatto  $g = 9,80 \text{ m/sec}^2$ , si ha

$$\frac{V^2}{gh_o} = 1,00, \frac{V^2}{gh_1} = 0,60, \frac{V^2}{gh_2} = 3,00.$$

I risultati sono riassunti in due tabelle e in due figure. A noi interessa qui riportare la figura che dà il variare di  $\eta$  — cioè dell'elevazione della superficie — in  $L_1$ , al variare di  $h$  (fig. 11). Si veda il notevole effetto sull'ampiezza del moto ondos, quando  $m$

$$m = V / (gh_1)^{1/2} = (h_o / h_1)^{1/2}$$

tende a 1, sia per valori decrescenti che per valori crescenti: l'acqua alta che accompagna la bassa pressione, cresce al tendere di  $m$  a 1 e, transitata su  $m = 1$ , costituisce l'onda libera dietro la bassa pressione; la sua tendenza è di gonfiarsi a mano a mano che ascende il fondo inclinato ed essa diverrà via via più ampia, quanto più ampia è l'onda primitiva. L'effetto di risonanza diverrà più pronunciato, quando le condizioni prossime allo stato di massima amplificazione, si estendono al massimo prima e dopo il punto stesso di risonanza; e quindi, allorché il trasferimento dallo stato subcritico a quello supercritico è raggiunto sopra un fondo esteso il più dolcemente inclinato. Nella fig. 12 sono riportati i risultati dei calcoli — eseguiti con un calcolatore elettronico dell'Università di Kyoto — condotti con i dati di partenza inclusi in [27]. I valori di  $P$ ,  $u$  e  $\eta$  al tempo  $t = 0$  sono ricostruiti rispettivamente in

(A), (B) e (C) sul punto-tempo zero (S. 0). Le linee intere in (B) e (C) mostrano  $u$  (velocità della corrente) e  $\eta$  (elevazione della superficie) in corrispondenza di punti-tempo appropriati. Ne risulta che il *massimo della mareggiata e la massima velocità di corrente si riscontrano quando la perturbazione si approssima all'estremo superiore del fondo inclinato*. L'effetto ottenuto, come risultante dell'azione del fondo inclinato e della profondità di risonanza, va in realtà considerato come singolo, l'inclinazione e la profondità di risonanza essendo concettualmente inseparabili.

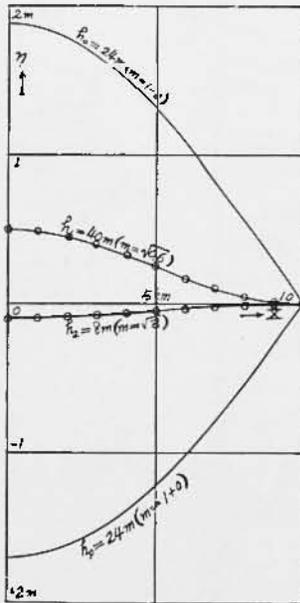


Fig. 11 - Distribuzione degli innalzamenti di livello nel caso contemplato in [27] — Secondo Yamada ed al.

Fig. 11 - Distribution of level raisings in the case considered under [27] - After Yamada and others.

Va comunque sottolineato il fatto che *tanto maggiormente cresce l'ampiezza dell'elevazione del livello dell'acqua quanto più l'inclinazione del fondo si fa graduale*. Pertanto, il fenomeno di risonanza non è un evento, che si verifica in un punto singolo, isolato; esso va invece inteso come un effetto d'insieme sopra un più o meno largo dominio. Gli AA. citati, nella parte II <sup>(34)</sup> del loro lavoro, provano che l'effetto della viscosità è trascurabile ai fini dei fenomeni di risonanza; inoltre, l'acqua

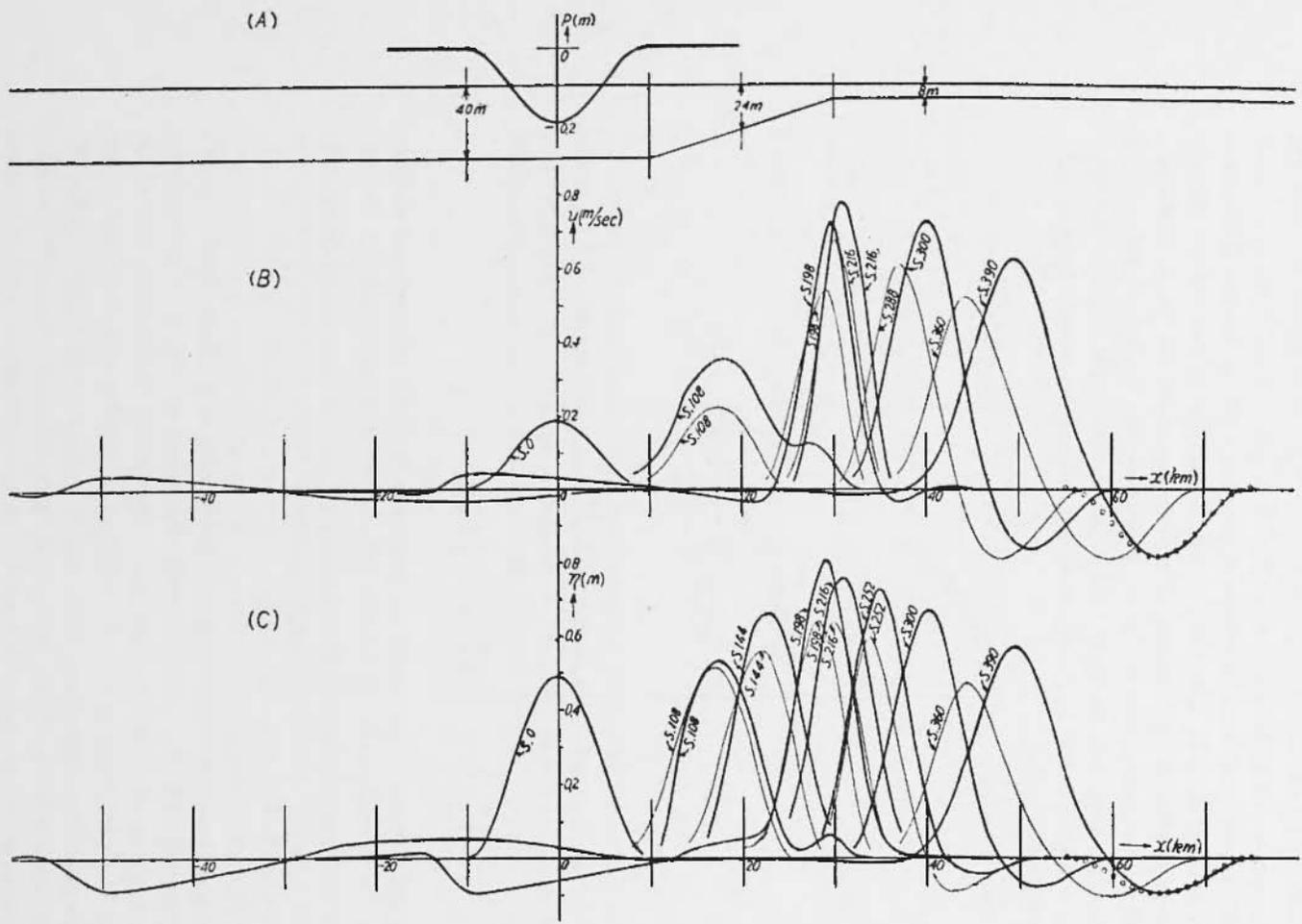


Fig. 12 - Fondo inclinato ed acqua alta per risonanza: linea grossa per caso non lineare, linea sottile per approssimazioni lineari (v. testo) — Secondo Yamada ed al.

Fig. 12 - Sloping bottom and high water due to resonance: the thick lines represents a non linear case, the thin lines a linear approximated case (see text) — After Yamada and others.

alta provocata da una depressione di dimensioni nettamente maggiori nei confronti della scala lineare del fondo inclinato, non determina modificazioni sensibili (v. p. es. fig. 5). Infine, dimostrano che gli effetti dei fattori meteorologici possono essere espressi unicamente in termini di un gradiente di pressione atmosferica. Così, l'influenza del vento [valutata, p. es., per quanto concerne l'Adriatico, da F. Stravisi<sup>(35)</sup>] può pure essere inclusa nello stesso schema di calcolo. In altre parole, lo stesso tipo di soluzione approssimata è valido per una perturbazione meteorologica, presa in senso globale.

Vedremo che l'effetto considerato interessa molto da vicino il golfo di Venezia.

#### 7. — EUSTATISMO ED ALTRE CAUSE CHE AGISCONO SUL LIVELLO DEL MARE.

Dopo i richiami teorici, di cui ai numeri precedenti, torniamo alla situazione fra terra e mare nella zona di Venezia. Tale situazione dipende dai movimenti dell'una o dell'altro, oppure — come generalmente avviene — di entrambi. Sicché il graduale aumento o diminuzione del dislivello fra caposaldi a terra e livello medio del mare (*l m m*) è il risultato dei movimenti relativi dell'acqua e del suolo.

Attualmente, il *l m m* è in generale aumento sul nostro pianeta. La causa è attribuita al progressivo accrescimento della temperatura dell'aria nell'ultimo secolo (almeno fino al 1940) e al conseguente aumentato scioglimento dei ghiacci. Questo accrescimento intrinseco, indicato anche con il termine « eustatismo », è stato valutato sulla media di 1,1-1,2 mm/anno per l'ultimo trentennio.

Tali valutazioni sono estremamente delicate. Esse si valgono prevalentemente dei dati mareografici: le postazioni mareografiche risentono naturalmente di perturbazioni locali, che possono mascherare — come in effetti mascherano — l'andamento del fenomeno, nei suoi aspetti mondiali.

Di qui inevitabili incertezze, non scovre da autentiche contraddizioni. (\*)

---

(\*) A questo riguardo, non è forse del tutto superfluo osservare che, in alcune grandi città costiere, sede di mareografi, il carico complessivo degli edifici si è notevolmente accentuato negli ultimi decenni, in seguito a massicci pesanti insediamenti industriali. Il conseguente avvallamento del terreno, quanto entra nel livello segnato dai mareografi?

A questo riguardo, ritengo utile richiamare l'attenzione sui risultati di uno studio condotto da William L. Donn e David M. Shaw, del Lamont Geological Observatory (<sup>36</sup>), in cui il livello marino nell'ultimo secolo è correlato all'andamento della temperatura dell'aria. Sulla

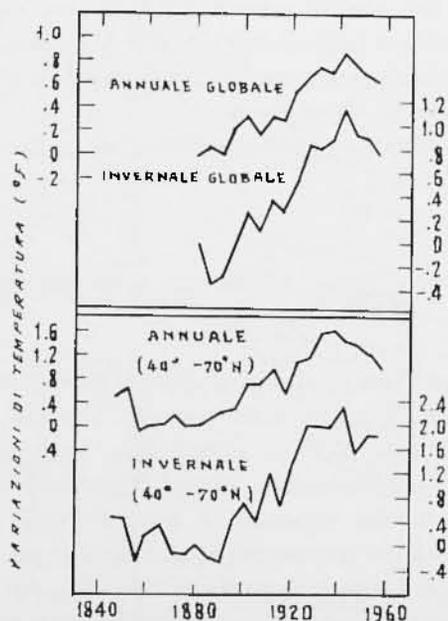


Fig. 13 - Andamento delle medie temperature mondiali globali (sopra, secondo Mitchell) e per le latitudini da 40° a 70° N (sotto, secondo Donn e Shaw), prima e dopo il 1940.

Fig. 13 - Trend of overall average world temperature (top, after Mitchell), and for latitudes from 40° to 70° N (bottom, after Donn and Shaw), before and after 1940.

base di studi condotti da Willett (<sup>37</sup>) e proseguiti da Mitchell (<sup>38</sup>), un riscaldamento annuo globale si verificò dal 1880 al 1940, per l'ammontare di 0,8°F (0,4°C); nello stesso periodo, l'innalzamento termico globale invernale fu di 1,2°F (0,6°C) — fig. 13, parte superiore —. La parte inferiore della fig. 13 mostra un innalzamento termico alle latitudini da 40°N a 70°N di maggiore ampiezza: un riscaldamento annuale di 1,6°F (0,9°C) e un'elevazione termica invernale di 2,4°F (1,3°C).

*Dall'inizio del 1940, il fatto nuovo:* un'inversione dell'andamento termico. Il moderato raffreddamento che ne è seguito, ha compensato

circa il 30% dell'aumento di temperatura, verificatosi fra il 1880 e il 1940.

Un effetto simile si è verificato in un altro parametro climatico: la pioggia. È stata constatata una diminuzione delle precipitazioni nei primi 40 anni di questo secolo, seguita da un aumento alla pioviosità dopo il 1940. Un riflesso del predetto andamento termico si è avuto pure sul livello dei mari. Donn e Shaw hanno elaborato le osservazioni mareografiche di nove stazioni delle coste atlantiche degli Stati Uniti, suddividendole in due serie: una dall'inizio delle osservazioni al 1939 e l'altra dal 1940 al 1960; e calcolando con il metodo dei minimi quadrati, l'andamento rettilineo di ogni serie, per ogni stazione (fig. 14). Tutte le stazioni, eccetto Portland, mostrano una tendenza all'innalzamento fino al 1940 circa.

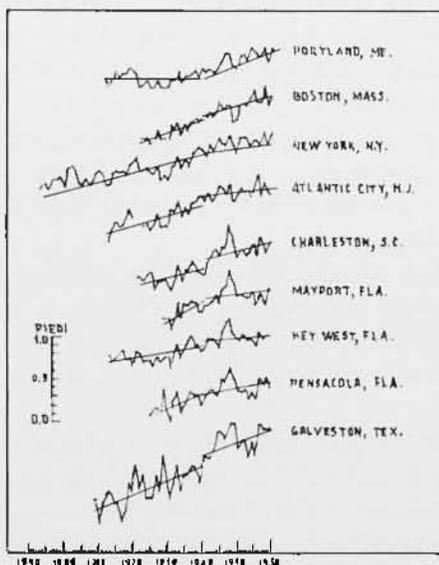


Fig. 14 - Andamento del livello marino per alcune località atlantiche americane prima e dopo il 1940 (secondo Donn e Shaw).

Fig. 14 - Trend of sea level for some American places on the Atlantic seaboard before and after 1940 (after Donn and Shaw).

Dal 1940, tutte le stazioni, ad eccezione di Portland, Charleston e Galveston, accennano ad una decisa diminuzione nell'entità dell'innalzamento del livello del mare, benché l'ascesa continui in tutte le nove

stazioni. Portland è chiaramente anomala, Charleston lamenta incompletezza di dati prima del 1942, mentre in altre stazioni agiscono fattori locali, naturali e occasionalmente artificiali. Presciudendo da Portland e Charleston, la media ascesa del livello del mare presso le altre sette stazioni, prima del 1940, fu di 0,7 ft (21 cm) per cinquantennio; dal 1940 al 1960 l'aumento del livello marino fu in media di 0,4 ft (12 cm) per cinquantennio, il che rappresenta un 40% di diminuzione nella tendenza all'innalzamento. L'espansione termica degli strati superficiali dell'Oceano (per uno spessore di 400 m circa), può dar ragione di circa un centimetro soltanto dei cambiamenti osservati. L'aumento nel livello viene attribuito *quasi* totalmente allo scioglimento dei ghiacci nelle alte latitudini, per cui la diminuzione della temperatura a partire dal 1910 ha avuto come conseguenza una diminuzione nello scioglimento dei ghiacci, il che sembra costituire una convincente spiegazione della diminuita entità nella crescita del livello del mare.

Come suggeriscono gli AA. citati, va però sottolineato il fatto che i valori della tendenza all'innalzamento qui riportati *non sono tipici del livello marino mondiale e quindi non possono essere totalmente attribuiti allo scioglimento dei ghiacci*. Infatti, l'elaborazione dei dati mareografici, ottenuti lungo le coste statunitensi del Pacifico mostrano un innalzamento del livello del mare *che è circa la metà* di quello osservato lungo le coste atlantiche.

Necessita quindi grande cautela nel far previsioni sull'andamento dell'eustatismo, specie con riferimento al fenomeno in atto dell'inversione nella temperatura media del globo, di cui d'altronde non si trova traccia nelle relazioni e nei lavori degli esperti, impegnati nel problema di Venezia.

Ma non si fermano qui le cause che possono contribuire a variazioni del livello marino. Intanto è stato osservato che il livello del mare in ogni emisfero è alto durante il rispettivo autunno e basso durante la primavera<sup>(39,40)</sup>; una prima conclusione, attribuisce la principale deviazione dal livello medio alle variazioni di densità nell'Oceano (v. 9.3). Anche la pressione atmosferica ha un sensibile effetto, maggiore nelle alte latitudini nei confronti delle basse. Così, come per l'oceano Pacifico anche per il Nord Atlantico (fig. 15), l'effetto sulle variazioni di livello, della temperatura dell'acqua e della salinità è molto meno importante di quello della pressione atmosferica<sup>(41)</sup>. Ben diversamente si presentano i fenomeni alle basse latitudini. Uno studio condotto sulle variazioni del livello marino alle Bermude, ha mostrato<sup>(42)</sup> che l'onda di temperatura massima nell'oceano, progredisce verso il basso di

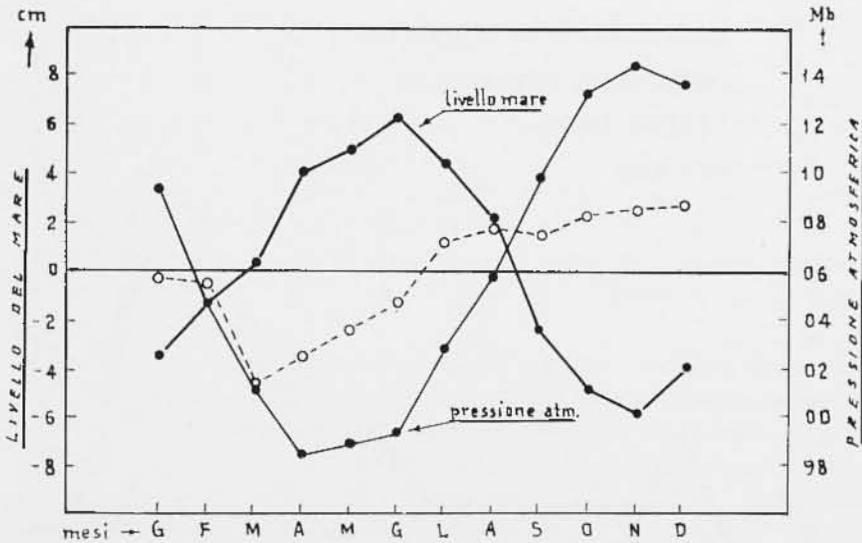


Fig. 15 — Livello marino medio associato a variazioni della pressione atmosferica, (linea tratteggiata, livello residuo) a Grindavik, sulle coste meridionali dell'Islanda (secondo Shaw e Donn).

Fig. 15 — Mean sea level referred to atmospheric pressure variations (dashed line, residual level) at Grindavik on the South coast of Iceland (after Shaw and Donn).

circa 40 m per mese e porta la sua più profonda penetrazione a circa 200 m fra Gennaio e Febbraio. Durante i mesi più caldi, un termoclino superiore, mediamente a ca 80 m di profondità, lentamente si appiattisce con la propagazione verso il basso dell'onda termica. Un particolareggiato lavoro di calcolo, condotto sui dati di temperatura, salinità, densità e anomalia dinamica (intesa come la correzione in centimetri per la conversione di profondità misurate in profondità vere), hanno provato che variazioni isostatiche fondamentali si manifestano solo nei 2.000 m superiori.

Un'ulteriore, complessa indagine <sup>(41)</sup>, condotta sulle osservazioni mareografiche ottenute a Bermuda dal Giugno 1954 al Maggio 1962, hanno portato ai risultati sintetizzati nella fig. 16, da dove risulta che, per la zona delle Bermude, l'effetto predominante è il così detto «steric

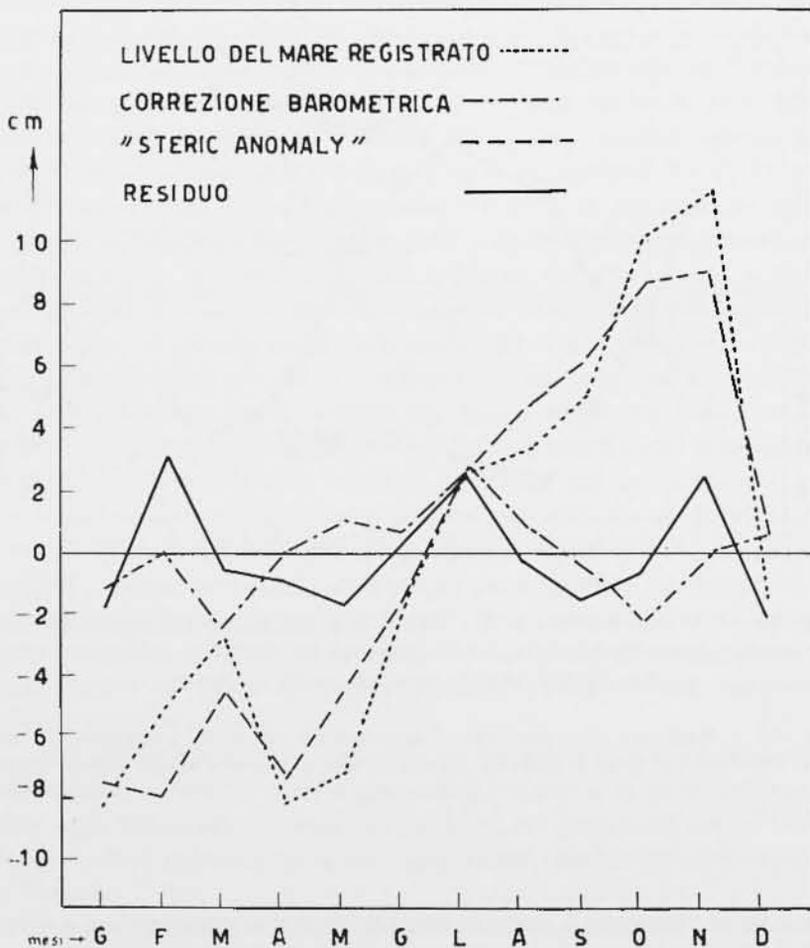


Fig. 16 — Medie mensili livello marino per il periodo 1958-1962 presso Bermuda — secondo Shaw e Donn. (La «steric anomaly» esprime la deviazione dal livello medio annuale, dovuta a variazioni nel volume specifico dell'acqua).

Fig. 16 - Mean monthly sea level for the 1958-1962 period near the Bermuda Islands — after Shaw and Donn. (The «steric anomaly» expresses the deviation from the mean annual sea level due to variations of the specific water volume).

effect », cioè il cambiamento di livello causato dalle deviazioni dalle profondità di pressione normale, provocate dalle espansioni di volume.

Pertanto, i risultati delle ricerche sul livello del mare presso le Bermude e presso l'Islanda, confermano precedenti conclusioni, tratte da studi concernenti l'Oceano Pacifico: le variazioni di livello marino sono cioè dovute, per una parte preponderante, nelle basse latitudini da « steric effects » (legati ad anomalie dinamiche associate all'onda termica) e, nelle latitudini elevate, dagli effetti barometrici. Queste conclusioni sono tratte sulla base del contrasto fra il regime termico zonale annuale negli oceani e le annuali variazioni di pressione nella atmosfera.

Ma non è tutto. Altre complicazioni nascono dal fatto che anche gli Oceani sono animati da oscillazioni libere. L'Oceano Atlantico settentrionale, p. es., presenta sensibili oscillazioni libere, delle quali recentemente furono studiate le caratteristiche dei tre primi modi gravitazionali, aventi periodi di 21, 14 e 11 ore rispettivamente, e strutture di uno, due e tre sistemi anfidromici (42).

È vero che i fenomeni accennati, in una stima pluriennale, vengono attenuati nei loro effetti. Permangono però dei residui, non facilmente valutabili. Inoltre, il fatto che essi siano stati rilevati per gli Oceani, non esclude possano interessare, in misura più o meno accentuata, anche i mari interni, specie se — come il Mediterraneo (\*) — presentano caratteristiche di tipo oceanico.

Si deve pertanto concludere che l'esatta valutazione, per selezione, delle variazioni di livello marino sono tutt'altro che agevoli. Nel momento attuale, poi, ogni previsione viene resa più aleatoria dall'inversione della temperatura del globo, a cui si è fatto cenno sopra.

Ritorniamo all'Adriatico.

Sulla base dei dati riportati da Mosetti (44) (Tab. I, p. 246), ho voluto determinare l'andamento del *l m m*, durante gli ultimi decenni, per porti della sponda dalmata e istriana. Le figg. 17, 18 riportano, in grafico, i valori del *l m m* per Ragusa, Spalato e Buccari sulla sponda dalmata, e di Pola e Rovigno per la sponda istriana. I tratti di retta — segnati punto e linea — sono stati calcolati con il metodo dei minimi

---

(\*) S. Polli (43), per es., valuta per il livello medio del Mediterraneo, oscillazioni annuali simultanee, con un massimo in Novembre e un minimo in Gennaio. L'ampiezza è di circa 11 cm.

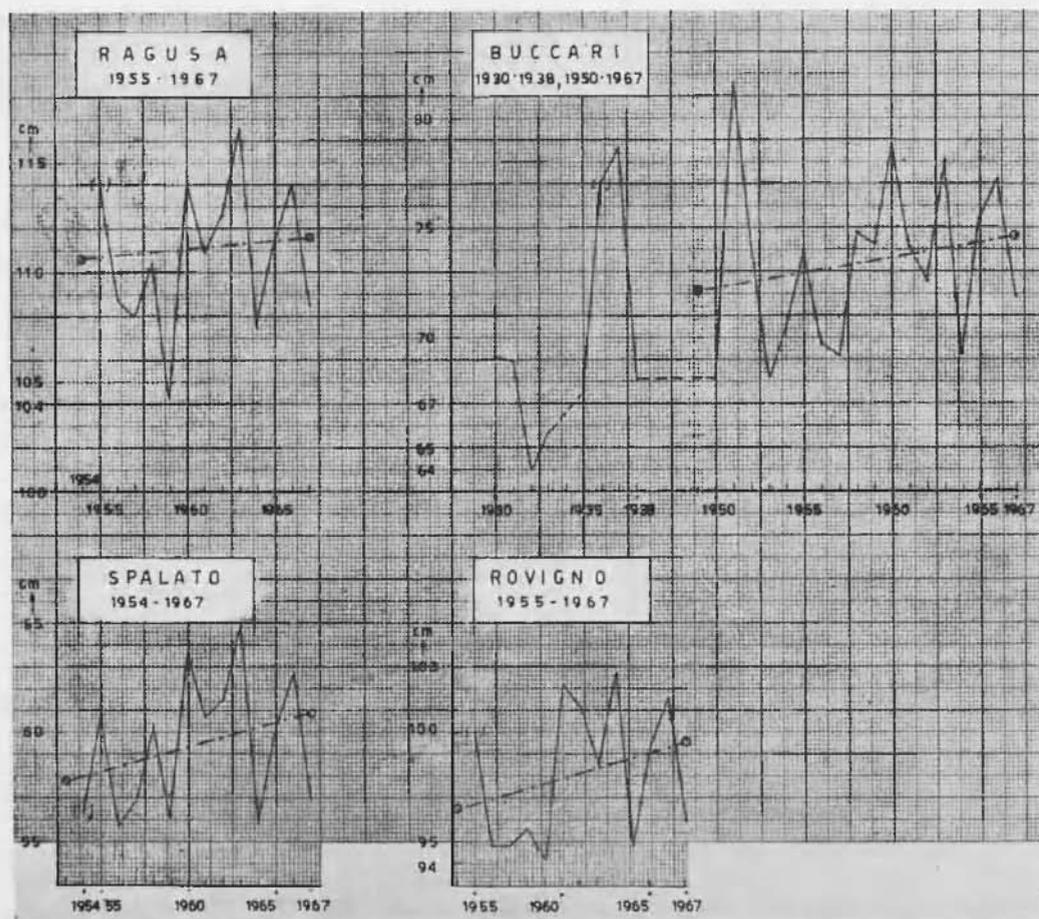


Fig. 17 - Livello medio marino a Ragusa, Spalato, Buccari e Rovigno, per brevi periodi di registrazione, mediato (punto e linea) con il metodo dei minimi quadrati.

Fig. 17 - Mean sea levels of Ragusa, Spalato, Buccari and Rovigno, for short recording periods, averaged (dots and dashes) after the method of least-squares.

quadrati. Va rilevato che i dati a disposizione erano troppo pochi, e con scarti troppo accentuati, per poter consentire approssimazioni spinte: i risultati, quindi, vanno ritenuti puramente indicativi.

Per *Ragusa*, in 13 anni, si trova un aumento medio annuo del *l m m* di mm 0,74. Per *Spalato*, nel periodo di 14 anni esaminati, l'au-

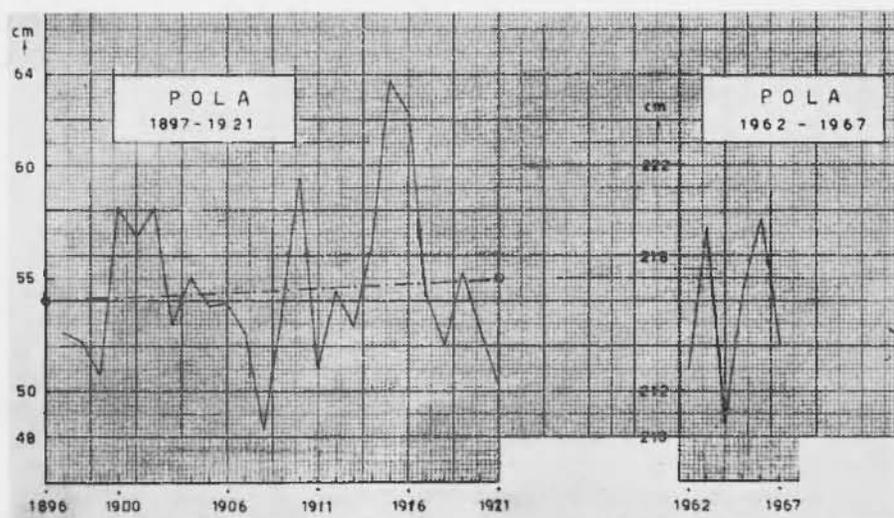


Fig. 18 - Andamento del l.m.m. a Pola: tratti 1897-1921, 1962-1967. L'intervallo 1897-1921 è stato mediato con il metodo dei minimi quadrati.

Fig. 18 - Development of mean sea level at Pola for the intervals 1897 to 1921 and 1962-1967. The first interval has been averaged after the method of least-squares.

mento medio fu di mm 2,2/anno (Si noti la spiccata analogia dell'andamento del *l m m* a *Ragusa* e a *Spalato* dal 1958 al 1967). Per *Buccari* (nel golfo del Quarnaro), l'aumento dal 1950 al 1967, fu di mm 1,35/anno. Per *Rovigno d'Istria*, dal 1955 al 1967, si ebbero mm 2,3 di aumento annuo. A *Pola* si ebbe il più lungo tratto di osservazioni mareografiche, dal 1897 al 1921 (riprese poi nel 1962) (\*). Fino al 1921, l'aumento

(\*) A proposito delle stazioni mareografiche dalmate e istriane, ho notato con stupore, che in alcuni lavori di esperti hanno perduto il loro millenario nome italiano, per assumerne uno slavo: Dubrovnik in luogo di *Ragusa* (considerata, a ragione, la quinta Repubblica marinara italiana),

medio osservato fu di soli 4/10 di mm l'anno (\*).

Come si vede, l'esito dei calcoli non si presta a conclusioni certe; senza dubbio, intervengono fenomeni locali, di effetto non facilmente apprezzabile. Mediamente, sembra di poter affermare che il livello medio, dal 1954 al 1967, abbia subito un incremento medio annuo maggiore, passando da Ragusa a Rovigno. Quanto, su questi risultati, influisce l'aumento « apparente » del livello medio, associato alle forti variazioni dinamiche del livello del mare, provocate dal transito di depressioni, specialmente sull'alto Adriatico?

## 8. ABBASSAMENTO DEL SUOLO, BRADISISMO.

8.1. — Riassunte alcune delle cause, responsabili dell'aumento del livello marino nel mondo, passiamo al fenomeno di abbassamento del

---

Split invece di Spalato, Bakar per Buccari, Rijeca per Fiume, Pula per Pola, Rovinj in luogo di Rovigno, ... perfino Koper invece di Capodistria! (che, a tutt'oggi, anche giuridicamente — Memorandum di Londra — è italiana).

Non so come si possa lavorare per la salvaguardia di Venezia e offendere questa città in ciò che ha di più vivo e geloso: la sua tradizione millenaria, che ha fatto dell'altra sponda (dove fu preceduta da Roma) un tutt'uno con la Serenissima.

E non mi si faccia, per favore, la solita stolido accusa di nazionalismo, così spesso a sproposito elargita in questi tempi di « scollamento » italico.

Qui è questione di un minimo di sensibilità e di giustizia storica. Sensibilità e giustizia che mossero perfino cittadini dell'impero Austro-ungarico, che conservarono a quelle località il loro nome italiano, come provano i richiami bibliografici 13, 15, 18 e 19. Ci volevano degli « italiani » per compiere tanto scempio. Evidentemente, per costoro il dramma di Venezia è soltanto fonte di lavoro. Non metto in dubbio che possano compiere egualmente opere egregie. A questo riguardo, però, Einstein ebbe ad affermare: « *credo che l'amore sia maestro migliore di quanto lo sia il senso del dovere* »; mentre, nella sua « *Weltgeschichte* » Hegel lasciò scritto: « *nulla di grande al mondo si fa senza passione* ». Entrambi preceduti dal grande Pascal, per il quale « *la conoscenza presuppone l'amore: si riuscirà a conoscere la verità — a conoscerla realmente nel senso più profondo, con passione dell'assimilazione — nella misura che si ama* ».

Non amore per Venezia è in costoro, né tanto meno passione; ma neppure il residuo tepore delle ceneri.

(\*) S. Polli (46) ha determinato il valore della variazione secolare dei livelli marini, relativi ad 11 porti italiani. Il valore medio della variazione per i mari italiani corrisponde ad un aumento del livello marino di 16 cm/ secolo, contro gli 11 cm/secolo di tutti i mari del mondo.

suolo, al quale è intimamente legato l'apparente aumento del livello del mare a Venezia.

Un generale fenomeno di abbassamento, sembra investire l'arco adriatico, almeno dalle foci del Tagliamento a Ravenna; tale abbassamento è senz'altro effettivo nella zona del Delta padano, dove ha raggiunto proporzioni eccezionali. Per quanto si riferisce al Delta, la principale (se non esclusiva) causa della flessione del terreno è stata, a suo tempo, ben individuata: la disordinata estrazione di acque metanifere. Di esse ho lungamente trattato in precedenti pubblicazioni e qui non intendo ripetermi<sup>(46,47)</sup>. Limitiamoci pertanto alla parte che più ci interessa: quella comunque associata a Venezia.

Una comparazione attendibile di misure di livellazione eseguite in una determinata zona, richiederebbe linee di livellazione espressamente istituite, il più possibile in là nel tempo, e rimisurate ad intervalli regolari, con gli stessi metodi e con la stessa precisione. Tali condizioni non si sono di fatto verificate per la zona di Venezia, prima del 1970<sup>(48)</sup>.

L'Istituto Geografico Militare (I.G.M.) ha compiuto alcune livellazioni di precisione durante gli ultimi 100 anni: una prima, iniziata negli ultimi decenni del secolo scorso ed ultimata nel 1908, una seconda nel 1925, una linea di alta precisione Genova-Venezia nel 1942, una nuova rete altimetrica fondamentale nel 1952 ed una livellazione di alta precisione nel 1968. Vanno aggiunte le livellazioni eseguite da ditte private, per conto del Magistrato alle Acque nel 1961 e nel 1964.

Quindi, rilievi eterogenei (per precisione e per metodi), eseguiti in tempi disparati, con *un numero esiguo* di capisaldi comuni. In ogni modo, non spetta a me la critica dei risultati.

Mi limito a riportare il raffronto fra le varie livellazioni riferite al caposaldo di Punta della Dogana (S. Maria della Salute). Esso si riassume nei seguenti risultati: fra le livellazioni del 1942 e quelle del 1961, l'abbassamento medio annuo (per un intervallo di 19 anni) è stato di mm 3,3; fra il 1961 e il 1968 (intervallo 7 anni), l'abbassamento medio annuo fu di 2,0 mm, mentre fra il 1942 e il 1968 si ebbe una media flessione annua di 2,9 mm. Tutte le misure aventi come caposaldo Punta della Dogana, risultano comprese entro una fascia d'incertezza superiore a  $\pm 1$  cm.

Le misure mareografiche hanno mostrato un incremento medio annuo del *l m m* dell'ordine di 1,2 mm, attribuito all'eustatismo.

Per quanto concerne il confronto fra i dati mareografici di S. Maria della Salute e di Trieste, si è osservata una differenza di livello, con aumento deciso e progressivo per Venezia, a partire dal 1926 ca.

L'abbassamento non presenta caratteri di continuità né di linearità. Risultano sovrapposte evidenti ondulazioni. Va però sottolineato

che i mareografi lagunari non hanno serie di osservazioni sufficientemente lunghe, per poter dedurre l'eventuale periodicità delle ondulazioni sovrapposte e le loro caratteristiche fondamentali <sup>(49)</sup>; quindi il confronto con i risultati altimetrici è solo di prima, grossolana approssimazione.

In ogni modo, sulla base delle osservazioni altimetriche e mareografiche sembra di poter concludere che gli abbassamenti negli ultimi 40 anni (1929-1967), per la zona di Venezia Centro - Marghera, siano stati dell'ordine di 2,7-3 mm/anno. Il movimento di abbassamento sembra cominciato tra il 1925 e il 1930 ed è tuttora in atto.

Questi risultati, per i motivi accennati, non sono esenti da riserve.

Tali riserve, naturalmente, si estendono a tutte le conclusioni e le illazioni, tratte partendo dai dati sopra accennati: tra esse, l'aver ritenuto valido un abbassamento complessivo del suolo veneziano di circa 20 cm, a partire del 1900. L'accettazione di questo dato ha condotto a ritenere che le effettive acque alte — quelle attribuibili alle sole cause astronomiche e meteorologiche —, negli ultimi decenni non avrebbero subito incremento apprezzabile: il che porterebbe a concludere che l'aumentata frequenza dell'acqua alta sarebbe da attribuire al progressivo aumento del livello marino relativo, come somma del progressivo aumento intrinseco del livello del mare e del contemporaneo abbassamento del suolo di Venezia <sup>(50)</sup>. Conclusione opinabile, naturalmente: da una somma di incertezze infatti non può scaturire un dato certo (\*). È mia convinzione (suffragata da quanto esporrò più avanti) che le cause del più frequente verificarsi delle acque alte non si limitano alle due qui citate.

8.2. — I risultati riassunti nel paragrafo precedente, sui quali gli stessi estensori non sono stati avari di riserve, hanno provocato numerose contestazioni. C'è chi ne infirma l'attendibilità, partendo dalla constatazione che tre recenti livellazioni assegnerebbero al caposaldo costituito dalla sommità dell'idrometro in calle Loredan (Palazzo comunale di Venezia) un abbassamento, rappresentato da tre diversi valori:

---

(\*) G. Supino <sup>(51)</sup> fa alcuni rilievi sul metodo seguito da Mosetti nelle valutazioni delle acque alte; fra l'altro, gli obietta di aver preso in considerazione il livello medio annuo dell'anno all'esame e non (come sarebbe stato più giusto) il livello marino « teorico », risultante dall'abbassamento del terreno e dall'aumento del mare. Ma, anche nell'ipotesi della validità delle determinazioni di Mosetti, a Supino non sembra si possa dedurre che non sia aumentata la frequenza delle acque alte effettive negli ultimi decenni; essa resterebbe comunque dimostrata, richiamando l'attenzione sul fatto « che dal 1914 al 1943 (in 30 anni) vi sono state 4 acque alte, mentre dal 1944 al 1969, in 26 anni, ve ne sono state 11 ».

Magistrato alle Acque . . . . .	em 9,94
Min. LL.PP. . . . .	em 18,60
I.G.M. . . . .	em 25,00

« Dette discordanze, che superano del doppio e del triplo la stessa prima grandezza bradisismica, sono incompatibili ed indicano pertanto l'esistenza di errori nelle singole livellazioni » (52). L'A. di questo giudizio, si dilunga in una particolareggiata critica sui caposaldi scelti per le diverse livellazioni e sulla loro più o meno marcata inidoneità, nonché su spiccate contraddizioni nei risultati (\*).

A mio parere, la parte più interessante del lavoro di O. Spagnuolo (52) è quella che riferisce l'abbassamento ad elementi costruttivi sicuramente collegati con il livello medio dell'acqua del mare « quali i ponti per il collegamento delle numerose isole di Venezia, i pozzi dell'acqua potabile, i forti (...) ed ogni altra opera che abbia un dato di progetto (o di rilievo esecutivo) collegato con il livello del mare e rintracciabile presso l'Archivio di Stato o nelle biblioteche veneziane » (l.c., p. 34). Le ricerche compiute dall'A., l'hanno condotto a rintracciare, presso archivi e biblioteche, i disegni e i progetti esecutivi, dai quali risulta, per esempio, che il Ponte della Paglia (la cui costruzione risale al 1360) aveva l'altezza del volto dal « Comun dell'acqua » (livello medio del mare dell'epoca) a « piè 8 1/2 » (l.c., p. 35), cioè a m 2,96 circa, che si discosta poco dalla misura attuale (\*\*). Differenze minime risultano per il Ponte di Rialto, il Ponte delle Guglie ed altri ponti. Stessa conclusione per altre opere, antiche di secoli, come il Forte di Sant'Andrea, le conche di navigazione (\*\*\*), la Villa della Malcontenta,

---

(\*) Naturalmente, io non posso entrare nel merito di queste critiche. Osservo solo che, per quanto concerne il ponte sul Crevada (nei pressi di Conegliano), la spalletta portante il caposaldo, alla fine di Novembre 1972, appariva restaurata. Noto inoltre che il caposaldo della livellazione dell'I.G.M. è a circa 500 m dal Crevada, a m 0,50 dallo spigolo nord-est del fabbricato « Ristorante Nazioni Unite ». Sottolineo che questo caposaldo è ai margini immediati della Strada Nazionale n. 13, soggetta a traffico intensissimo, in gran parte pesante.

(\*\*) Spagnuolo traduce piedi veneti 8,5 in m 2,80; il che fa pensare che egli abbia ritenuto il piede veneto inferiore alla misura di m 0,348 circa, quale viene comunemente riportata.

(\*\*\*) A proposito delle antiche conche di navigazione fra bacino lagunare e canali navigabili di terraferma, Spagnuolo ne sottolinea il regolare funzionamento: « Dopo quattrocento anni di vita, queste imponenti opere idrauliche sono tuttora perfettamente funzionanti » (l.c., p. 49).

i pozzi di raccolta dell'acqua piovana (di Campo San Trovaso, di Pellestrina, ecc.) . . . (\*).

Malgrado tutto, ritengo che un giuoco di 10-15 cm possa intercorrere fra l'antico e l'attuale livello del mare; sebbene, una parte dello scarto — con riferimento ai manufatti — sia senz'altro da imputare all'inevitabile avvallamento di opere plurisecolari, quali i ponti, i forti, le colonne, certi edifici, ecc. destinati ad affossarsi — chi più chi meno — nel terreno che li sopporta.

Altri studiosi, pur non negando l'abbassamento in atto, ne contestano l'entità ufficialmente ammessa, anche perché alcuni cedimenti locali, dovuti allo scavo di canali profondi (come il crollo di parte del forte di Sant'Andrea), o ad erosione o ad altre cause accidentali « vengono spesso fatti passare per abbassamento di tutto il bacino lagunare » [Pisenti e Rosa Salva <sup>(53)</sup>, p. 10]. Senza escludere fenomeni di abbassamento, gli AA. citati sostengono che questo va ridimensionato con valori molto più modesti; accettando quelli proposti, molti ponti plurisecolari oggi risulterebbero intransitabili.

In ogni caso, se l'abbassamento del suolo lagunare non può essere negato (anche se la sua entità è probabilmente inferiore a quella proposta da alcuni esperti), un fatto, a mio parere, va fortemente sottolineato: l'abbassamento in questione tende ad aumentare verso Chioggia, per raggiungere valori eccezionali a Porto Corsini. Nel 1967, nella prefazione al mio lavoro sui fenomeni di anormale abbassamento verificatisi nel Delta Padano, osservavo: « Non va dimenticato che, limitrofe alla zona soggetta ad un abbassamento che, in alcuni punti, ha superato i 3 metri e mezzo in circa un decennio, si trovano città come Venezia e Ravenna, in cui — negli ultimi anni — il sottosuolo sta subendo flessioni che possiamo definire anormali » [(46) l.e., p. 332]. E poiché l'abbassamento del Delta veniva — già dal 1958 — attribuito alle smodate estrazioni di acque metanifere dal sottosuolo, aggiungevo (l.e., p. 398): « L'effetto delle estrazioni, indiscusso nelle zone comunque interessate dai pozzi, non è detto non debba estendersi a distanza dai luoghi dove

---

(\*) Un particolare, in cui l'A. del citato lavoro richiama l'attenzione, è quello concernente le due grandi colonne, che si innalzano nella Piazzetta di San Marco al margine del bacino. Queste colonne, erette nel 1172, « sono sempre rimaste alla stessa quota di impostazione, come si può comprovare dall'esame delle antiche stampe raffiguranti il Bacino di San Marco » (l.e., p. 57). Sembra che alcuni esperti abbiano inteso spiegare l'inalterata quota altimetrica che le colonne conservano da otto secoli col « rifiuire del terreno sotto la mole dei fabbricati della Libreria e del Palazzo Ducale » (l.e., p. 57). Spero si tratti solo di una battuta polemica.

è avvenuta — o tuttora avviene — l'estrazione. Non va dimenticato che le flessioni determinate a Long Beach, in conseguenza dell'estrazione del petrolio, si sono sensibilmente estese in zone limitrofe, fino ad interessare la zona di Los Angeles, a circa 40 km di distanza (...). A circa 16 km dalla zona di massima flessione (Cà Vendramin), l'abbassamento osservato dal 1951 al 1963 è stato di circa 35 cm, avendo raggiunto il valore di ben 20 cm dal 1958 al 1963, in soli cinque anni, dei quali tre *dopo* la sospensione degli emungimenti. Si tenga presente che 15 km più a Nord si trova Chioggia, mentre Venezia è a circa 35 km da Porto Celerì... ». Concludevo che, se quelle correlazioni erano ritenute azzardate, sarei stato ben felice di trovarmi in torto. Questi concetti ribadivo nel 1970 (47).

A proposito dell'abbassamento crescente da Venezia a Chioggia a Porto Celerì, qualche anno dopo la pubblicazione delle considerazioni sopra riportate, un esperto scriveva [(44) p. 253]: « Il fatto che Chioggia si sia abbassata più di Marghera e Venezia, e che Porto Corsini presenti dei movimenti ancora più forti, farebbe pensare che almeno uno degli epicentri dell'abbassamento sia situato nella zona del Delta Padano. L'abbassamento del Delta del resto è già stato provato, prescindendo dai dati mareografici, mediante livellazione di precisione ».

E ciò a conferma di quanto da me ripetutamente affermato in precedenza, fra la generale indifferenza o denegazione (47).

A conclusione di queste brevi note, si può osservare che le opinioni sulla stabilità del sottosuolo di Venezia e della sua laguna, sono le più disparate; e vanno da quelle di chi nega recisamente ogni, anche minima, flessione, a quelle di chi sostiene abbassamenti di un'entità tale, da far pensare che Venezia scompaia sotto il livello del mare nel volgere di pochi anni (\*).

## 9. - CRESCENTE FREQUENZA DELLE « ACQUE ALTE » E SUA INTERPRETAZIONE.

9.1. - L'abbassamento, indubbiamente, è in atto: forse si esagera, in un senso e nell'altro, nella valutazione della sua entità.

---

(\*) P. es., vi è chi afferma che lo sprofondamento (per cause tettoniche) è stato, negli ultimi 1.800.000 anni, di 1 mm/anno, al quale andrebbe sovrapposto quello degli ultimi lustri, dell'ordine di 5-7 mm/anno (conseguente all'impoverimento delle falde acquifere); se si aggiunge l'innalzamento del livello del mare per eustatismo, se ne dovrebbe concludere che, all'insaputa generale, attualmente Venezia è allo stato di galleggiamento.

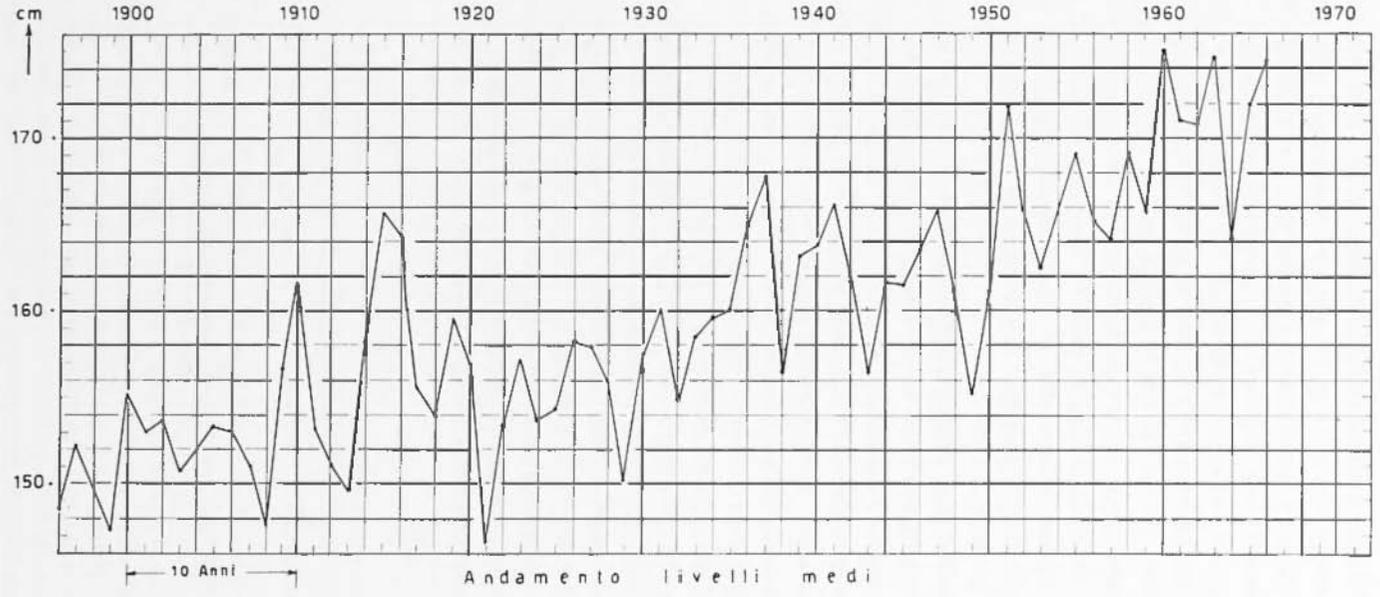


Fig. 19 - Andamento livelli medi (Venezia, Punta della Salute).

Fig. 19 - Trend of mean levels (Venice, Punta della Salute).

Di effettivo, purtroppo, c'è l'allarmante aumento dei giorni di «acqua alta» a Venezia. Per limitarci agli ultimi decenni, le maree superiori ai 110 cm, passano dalle 2 acque alte del periodo 1916-1926, alle 8 del 1927-1936, alle 3 del 1937-1946, alle 10 del decennio 1947-1956, fino alle 29 del decennio 1957-1966, tendendo ad aumentare negli anni successivi. Se poi si prendono in considerazione i livelli superiori ai 70 cm, si passa dai 161 casi del 1964-66, ai 197 del biennio 1966-68, fino alla frequenza massima mai raggiunta di 295 del biennio 1968-1970 (Pisenti, Rosa Salva, l.c., pp. 9, 10).

Richiamo ora l'attenzione sopra un particolare, al quale attribuisco una certa importanza. In generale, i grafici relativi ai livelli marini vengono perequati secondo curve continue. È mio parere che, in quest'ordine d'indagini, tale procedura finisce col mascherare brusche variazioni nell'andamento del fenomeno indagato. Gli americani Donn e Shaw, nel lavoro citato<sup>(36)</sup>, preferiscono mediare lungo tratti rettilinei, applicando il metodo dei minimi quadrati. Un tale procedimento, applicato p. es. ai tratti 1935-1950 e 1951-1969 del diagramma dei livelli medi registrati a Punta della Salute (fig. 19), rivelerebbe una soluzione di continuità nella tendenza del fenomeno delle acque alte, intorno all'anno 1950.

Del resto, questa soluzione di continuità nell'andamento del *l m m* intorno al 1950, si osserva anche in altri porti della costa occidentale del golfo di Venezia. Si noti p. es. l'andamento del *l m m* annuo di Porto Corsini, a Sud del Delta, quale risulta dai dati d'osservazione per il periodo 1934-1967 [(44) p. 246]. Essi sono riportati in fig. 20. Si nota chiaramente il salto brusco della tendenza all'innalzamento, che si verifica appunto intorno al 1950.

Ma una discontinuità intorno a quell'epoca risulta anche in altri studi. In particolare, l'Ing. Paolo Pirazzoli<sup>(34)</sup> ha preso come base della sua ricerca il *l m m* annuo elaborato dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque di Venezia, sulla scorta delle registrazioni mareografiche ottenute nel periodo 1871-1968 (dal 1871 al 1906 dal mareografo di Campo Santo Stefano, e dal 1906 nella stazione di Punta della Salute). I dati appaiono alquanto dispersi, anche se nell'insieme rivelano una tendenza all'aumento (fig. 21). Pirazzoli, allo scopo di eliminare sovrapposizioni attribuibili a condizioni meteorologiche particolari, ad errori o ad altre cause accidentali, effettuò alcuni filtraggi, sostituendo ad ogni valore annuale del *l m m* «la media di un certo numero di valori consecutivi, di cui il valore dato costituisce l'elemento centrale». I risultati sono riassunti nelle prime due figure del lavoro citato. L'A.

nota che «in complesso si può osservare che le curve delle medie correnti presentano le seguenti caratteristiche comuni: un periodo con piccole oscillazioni intorno ad un valore pressoché costante (fino a

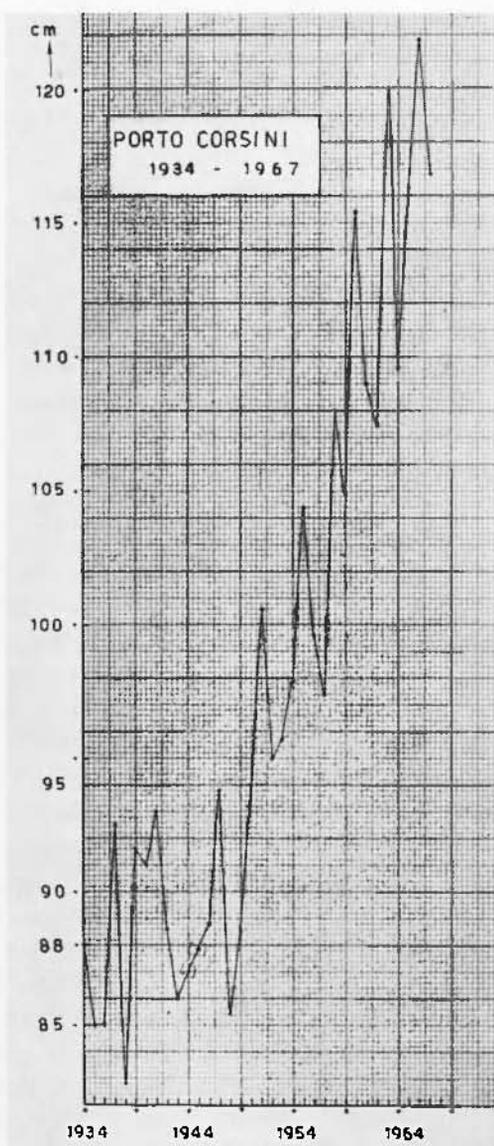


Fig. 20 - Andamento livelli medi del mare a Porto Corsini.

Fig. 20 - Trend of mean sea levels at Porto Corsini.

circa il 1890); un periodo di crescita pressoché lineare tra il 1890 ed il 1910 circa; un periodo con oscillazioni importanti intorno ad un valore tendenzialmente crescente fra il 1910 ed il 1950 circa; un nuovo periodo di crescita pressoché lineare dal 1950 in poi » (l.c., p. 3). Le curve ottenute furono quindi sostituite da una linea, consistente in tratti di retta o di parabola, calcolando i parametri dei singoli tratti con il metodo dei minimi quadrati (previa scelta dei punti di discontinuità).

Si noterà che, in tutti i casi, il 1950 costituisce un punto di discontinuità. Anche l'oscillazione sovrapposta (fig. 21) presenta una forte ripresa del livello marino verso il 1926 — che Pirazzoli attribuisce al

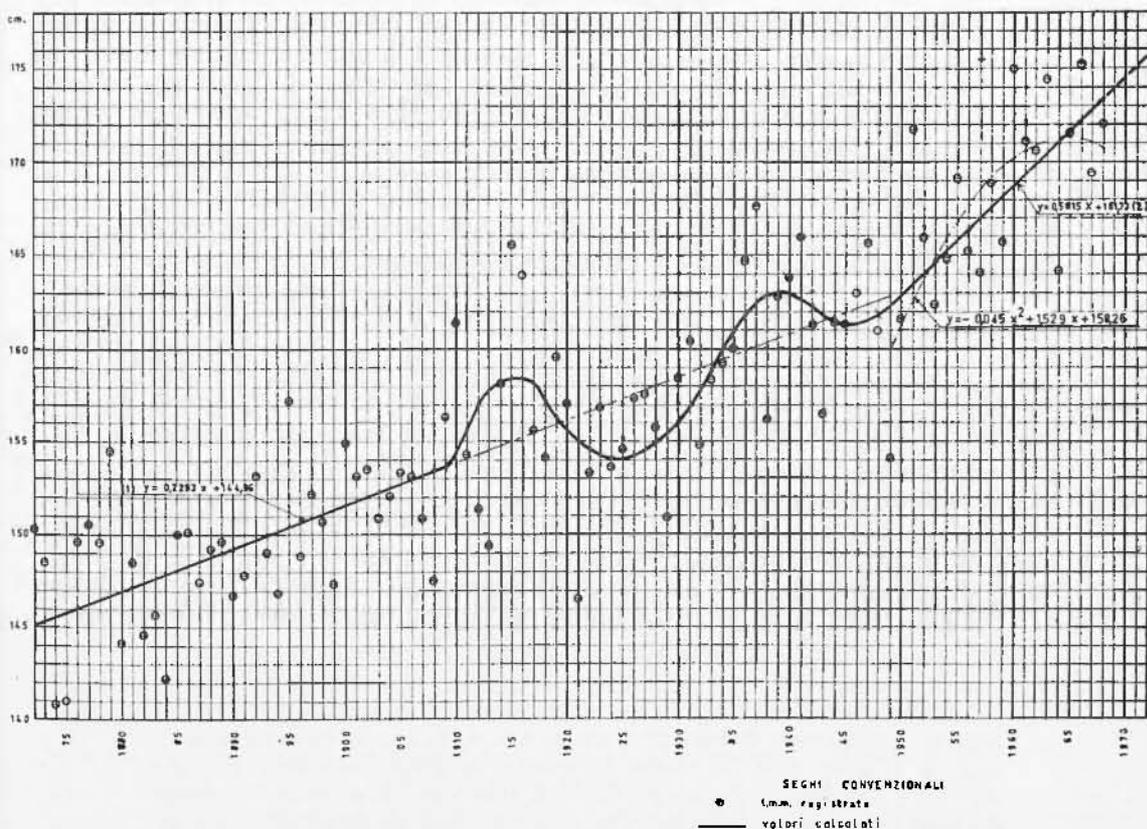


Fig. 21 - Tratti di rette e tratti di curve calcolate da P. Pirazzoli<sup>(51)</sup> sulla base dei l.m.m. registrati a Venezia.

Fig. 21 - Segments of straight and curved lines, calculated by P. Pirazzoli<sup>(51)</sup> on the basis of the mean sea level recorded in Venice.

rilancio industriale di Porto Marghera —; ma la vera discontinuità, nettamente marcata, è quella intorno al 1950.

Ricordiamo che, a partire da quella data, erano in atto gli anormali abbassamenti del suolo, provocati nel Delta padano dalle disordinate estrazioni di acque metanifere e che, inoltre, nel Novembre 1951 si ebbe una delle maggiori piene del Po degli ultimi secoli.

Ci soffermeremo ampiamente su questi eventi, ai quali è intimamente legata l'allarmante frequenza delle acque alte nelle lagune venete (\*).

### 9.2. — *Epirogenesi e insabbiamento nell'alto Adriatico. Abbassamento della costa occidentale e sue conseguenze.*

Come si è sopra ricordato, nell'autunno del 1951, dopo un lungo periodo di piena, il Po ruppe gli argini nei pressi di Occhiobello e dilagò in una vasta zona del Delta, raggiungendo il mare sopra un fronte esteso. Nel lungo periodo in cui durò la piena e la successiva inondazione (piena che naturalmente si verificò anche negli altri fiumi che sfociano nell'alto Adriatico), il materiale di torbida e di erosione trascinato in mare fu di certo enorme, quale soltanto può forse verificarsi in *decenni* di normale confluire dei fiumi alla foce.

Ciò ha certamente contribuito a rendere più pronunciata la differenza fra le medie profondità del basso e dell'alto Adriatico e ad accentuare, in modo brusco, la naturale tendenza, intesa a far confluire, verso valori comuni, i periodi delle onde forzate, e delle onde libere del mare, con conseguente aumento delle ampiezze delle «acque alte», a parità di perturbazioni meteorologiche.

---

(\*) Dalle serie di livelli marini di alcuni porti italiani furono tentate delle analisi periodali. S. Polli applicò la cimanalisi ad una serie cinquantennale di Trieste (1890-1942) e ad una settantennale di Venezia (1872-1941) <sup>(55)</sup>. Ottenne componenti di anni 22; 11,3; 8; 5,5; 4; 3; 2. L'onda di 22 anni — comune a quasi tutte le analisi climatiche, in precedenza fatte da altri studiosi —, corrisponde al doppio del ciclo delle macchie solari ed è ritenuta da molti autori quale ciclo fondamentale; da esso seguirebbero i cicli armonici di 11-7,5-5,5 anni.

Una analisi spettrale dei dati relativi ai *l m m* di Porto Corsini, Venezia, Genova e Trieste, fu successivamente effettuata — con il metodo di Fourier — da Caputo *ed al.* <sup>(56)</sup>. I periodi ottenuti per tutti i mareografi, furono di anni: 20.0: 12.5: 8.3: 6.7: 4.0: 3.4.

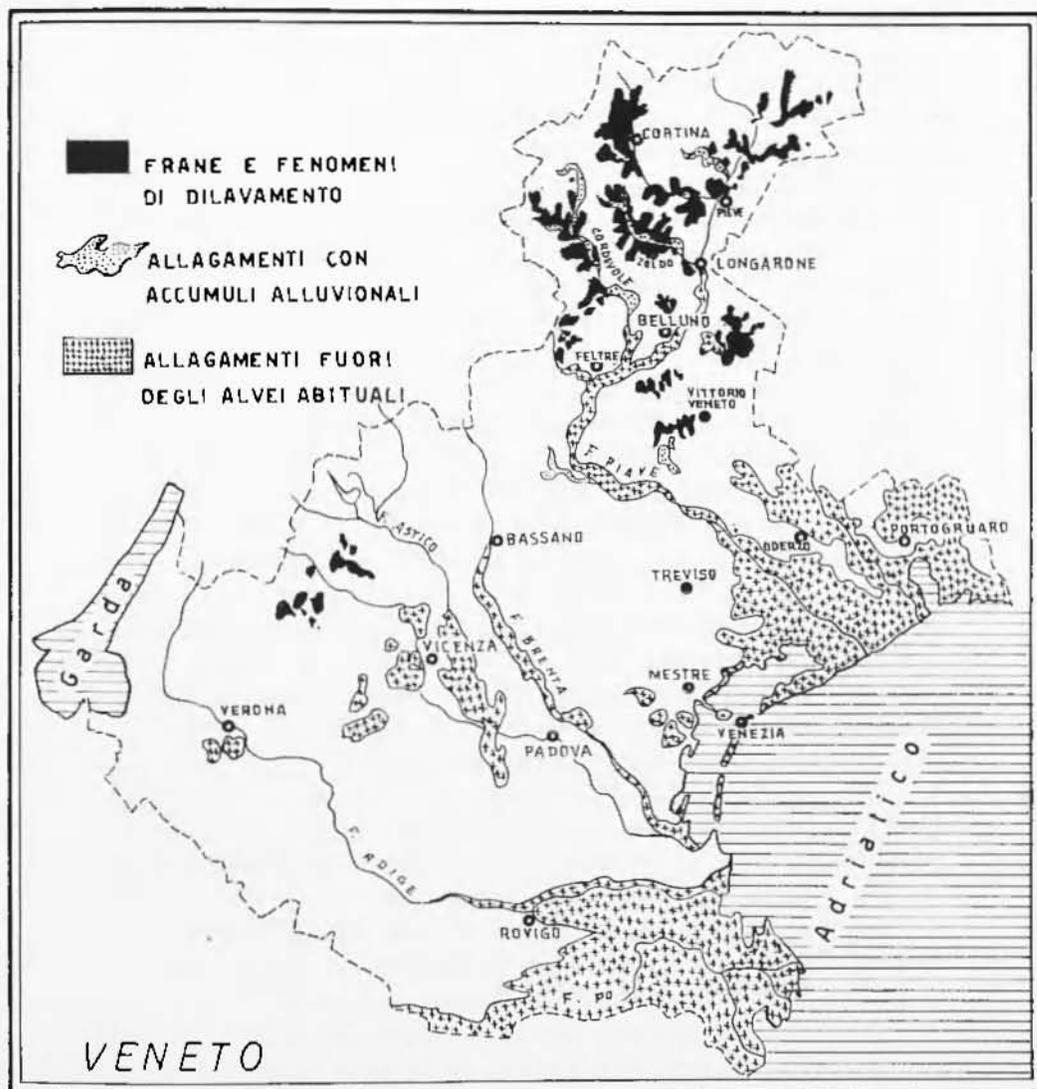


Fig. 22 - Allagamenti fuori degli alvei ed altri fenomeni associati all'alluvione dei primi di Novembre 1966, limitatamente al Veneto. (Dalla « Carta dell'alluvione del Novembre 1966 nel Veneto e nel Trentino-Alto Adige », a cura dell'Istituto di Geografia dell'Università di Padova e di altri Enti.)

Fig. 22 - Flood and other phenomena to the alluvion associated of the Venetian countryside, early in November 1966. (From the Map edited by Geographical Institute of the University, Padua, and by other Departments.)

Ma, riandando più addietro nel tempo, troviamo un'altra chiara coincidenza fra grandi alluvioni e successivo incremento nelle « acque alte ». Il 1926, il 1927 e il 1928 furono (come lo fu il 1951) anni di grandi piene di parecchi fiumi dell'Italia settentrionale [(<sup>57</sup>) tab. I]; in particolare, le maggiori piene del Po dell'ultimo secolo, oltre a quella citata del 1951, furono appunto quelle del Maggio e Novembre 1926 [(<sup>57</sup>) p. 163]. A partire dal 1927 la frequenza delle acque alte si accentuò bruscamente provocando il contemporaneo apparente aumento del livello medio. A Venezia [(<sup>58</sup>) p. 7], le maree uguali o superiori a m 1,10 sul *l m m*, che nei 43 anni fra il 1884 e il 1926 erano state solo 3, nei 12 anni successivi fra il 1926 e il 1938, balzarono bruscamente a 10. Invocare alterazioni locali per insediamenti industriali a Marghera, mi sembra eccessivo; sia perché l'inizio di quegli insediamenti fu modesto — e tale si conservò per molti anni (\*) —, sia perché il fenomeno delle acque alte si accentuò contemporaneamente altrove, da Venezia a Porto Corsini. È mia convinzione che la causa principale va ricercata nell'improvviso squilibrio, verificatosi nel giuoco fra eustatismo e flessione tettonica (questa in molto minor misura) da un lato e l'azione del lento insabbiamento per anormali apporti di torbida e di prodotti di erosione dall'altro, nettamente a favore di quest'ultima; col contemporaneo rinforzo dell'interazione fra atmosfera ed idrosfera (dovuta in parte alla lievitazione delle acque per diminuita salinità), a parità di perturbazioni meteorologiche e con l'accentuarsi dell'effetto di cui ai nn. 3,5,6. La scomparsa delle acque alte nel decennio 1938-1947 (e il contemporaneo apparente ristagno del *l m m*), sta a significare che lo squilibrio sopra accennato si andava attenuando con il ritorno dei normali apporti di torbida, la ripresa della salinità e il persistente eustatismo.

Ma il naturale equilibrio tornò ad essere infranto nel 1951, con l'immane alluvione del Novembre di quell'anno e il conseguente improvviso incremento dell'insabbiamento nell'alto Adriatico.

È qui ritengo opportuno riprendere l'argomento relativo alla lotta fra terra ed acqua nella fossa padana, già in parte trattato al n. 2.

È noto che fra una glaciazione e l'altra, la depressione padana passò ripetutamente dal regime continentale a quello marino.

---

(\*) « Marghera nacque e si realizzò come opera limitata. Più tardi, in contraddizione al buon senso di Volpi, la zona fu aperta a nuovi spazi » [(<sup>59</sup>), p. 98]. I lavori, iniziati nel 1919, furono ultimati nel 1935. Si noti che, nel 1922, gli stabilimenti erano 16; mentre nel 1955, quando Giuseppe Volpi era da tempo scomparso, erano saliti a 180!

Va comunque rilevato — come scrive P. Leonardi — « che ad ogni ritorno nella depressione padana *il mare diveniva man mano meno profondo e meno esteso*, perché, ad onta dell'abbassamento progressivo dovuto al costipamento dei materiali sedimentari e — nella zona costiera — al bradisismo positivo tuttora in atto, nei periodi di emersione le fiumane divaganti sulla pianura deponevano gran quantità di materiali alluvionali, che pian piano andavano colmando il golfo padano »<sup>(60)</sup>.

Questo fenomeno di riempimento dell'alto Adriatico è andato accentuandosi negli ultimi secoli, in seguito ai lavori di regolamento ed arginatura dei fiumi. Così, il delta del Po dal XIII al XVII secolo avanzò annualmente di circa 25 m<sup>(61)</sup>, mentre dal 1600 al 1804 crebbe in ragione di circa 73 m all'anno: « differenza dovuta alle arginature artificiali, che mantennero alla corrente la maggior parte del materiale sospeso, che prima veniva in gran copia disperso lungo il corso del fiume »<sup>(62)</sup>. Sempre con riferimento al Po, Marinelli<sup>(63)</sup> calcola che l'accrescimento medio del delta nel settantennio 1823-1893, sia stato dell'ordine di 0,762 kmq all'anno.

È stata anche fatta una stima del materiale solido in sospensione, trasportato dal Po in mare, ed ivi dalle correnti variamente distribuito sul fondo. Tale quantità varia naturalmente a seconda del clima e delle stagioni. Così, nel decennio (non molto piovoso) 1914-1922, la quantità di materia trasportata in sospensione dal Po risulta di circa 17 milioni e mezzo di mc all'anno<sup>(64)</sup>, mentre per il settantennio prima citato, Marinelli valuta che il deposito medio annuo fu di circa 29 milioni di mc. Alla parte di materiale trasportata in sospensione, va però aggiunta quella condotta per trascinamento, che costituisce circa il 10% delle materie solide in sospensione<sup>(\*)</sup>.

In ogni caso, ammesso che annualmente il Po trascini a mare circa 30 milioni di mc di materiale solido minuto, un breve calcolo prova

---

(\*) Giandotti [(64) l.c., p. 3], a proposito del trasporto annuo di materiale solido da parte del Po, riporta che « il Lombardini, sulla base della misura del protendimento del letto del Po, venne alla conclusione che il volume di materie convogliate dal fiume, ascendeva in media a 27 milioni di mc in cifra tonda » (Lombardini, *Sul sistema idraulico del Po*, Milano - 1843).

Non v'è dubbio, però, che il trasporto di materiale solido in sospensione doveva essere, in realtà, nettamente superiore al valore riportato: infatti, la maggior parte del materiale solido sospeso — specialmente quello più sottile — viene trasportato lontano dalla foce e non contribuisce al « protendimento » del delta.

che esso è sufficiente a coprire, con uno strato dello spessore di *un cm*, un'area dell'ordine di 3000 kmq (cioè, all'incirca, una superficie di 50 km  $\times$  60 km) — anche se, naturalmente, soprattutto a causa delle correnti, la distribuzione non avviene in modo uniforme.

Ma il Po non è il solo fiume — anche se il maggiore — che immette le sue acque nell'alto Adriatico. Particolarmente i fiumi veneti, dall'Adige all'Isonzo, portano il loro complessivo contributo di torbida nel golfo di Venezia. L'Adige, p. es., nel 1933 — secondo i dati pubblicati dall'Ufficio Idrografico del Magistrato alle Acque — ha trasportato in sospensione (come fu ricavato da accurate misure di torbida, eseguite a Boara Pisani) tonnellate 1.096.800 di materiale solido<sup>(65)</sup>. In un anno, quindi, l'Adige porta a mare — in una valutazione approssimativa — materiale sciolto capace di coprire un'area di ca. 100 kmq per lo spessore di 1 cm.

Ma non è tutto. Nelle epoche di piena, l'apporto di materiale è enormemente maggiore. P. es., la Loira in piena conduce una massa d'acqua valutata 312 volte quella dello scolo normale. Tale rapporto diminuisce sensibilmente se un fiume attraversa zone boschive: per il corso del Reno, al di sopra del lago di Costanza, lo stesso rapporto è infatti di 70:1 [De Marchi<sup>(62)</sup>, l.c., p. 247]. In ogni modo, resta sempre molto elevato. Durante una piena, un fiume può quindi trasportare a mare materiale sciolto che, normalmente, suole immettere in decenni.

Il sollevamento del fondo dell'alto Adriatico, per immissione di materiali solidi minuti da parte dei fiumi che vi sfociano, supera quindi largamente le variazioni di livello provocate da eustatismo. A parità di cause perturbanti, tende quindi lentamente ad aumentare l'ampiezza delle oscillazioni che interessano l'alto Adriatico; aumento che si accentua bruscamente, in concomitanza di improvvise ondate di piena (1879-1882, 1926-1928, dal 1951 in poi). Ma il sollevamento del fondo marino, causa una variazione ancora più insidiosa: l'aumento del periodo proprio del tratto di mare interessato da oscillazioni libere, specie di quelle riguardanti l'alto Adriatico. Si sa che, a parità di altre condizioni, tale periodo è, in via approssimativa, inversamente proporzionale al quadrato della profondità; ed aumenta quindi al diminuire di questa. Poiché, p. es., l'onda libera di 11,8<sup>n</sup> è prossima alla marea semidiurna, anche un lievissimo aumento del suo periodo — essendo in zona di risonanza — può provocare sensibili aumenti d'ampiezza.

Dal 1951, però, altre due cause hanno contribuito all'accentuazione delle acque alte nelle lagune venete: 1<sup>a</sup>) Il più frequente ripetersi delle

ondate di piena nei fiumi veneti (\*): Tagliamento e Livenza (Febb. e Nov. 1951, Ott. 1953, Dic. 1954, Nov. 1959, Nov. 1961 e — della massima violenza — Nov. 1965 e Nov. 1966), Piave e Brenta (Nov. 1951, Ott. 1953, Ott. 1960, Nov. 1965 e — notevolissima — Nov. 1966), Adige - Bacchiglione (Nov. 1951, Ott. 1953, Ag. 1966 e — di particolare entità — Sett. 1960, Sett. 1965 e Nov. 1966) — Da Piccoli, l.c., Tabella I —. La progressiva accentuazione e frequenza dei fenomeni di piena (col conseguente, progressivo aumento del trasporto di materiale in mare), dal Servizio Idrografico del Magistrato alle Acque è attribuito « alla ricorrenza delle precipitazioni intense in periodi sempre più vicini » [Piccoli (57), l.c., p. 157].

2<sup>a</sup>) L'inizio, e il progressivo accentuarsi fino al 1964 (ed oltre) della flessione della zona del Delta, e quindi della prospiciente fascia di fondo marino, con speciale riguardo al tratto Porto Corsini-Chioggia. Per i motivi esposti al n. 6, questo fatto ha creato le condizioni sempre più idonee per l'amplificazione delle onde — libere o forzate — propagantisi verso la costa.

### 9.3. — *Conseguenze delle improvvise variazioni di salinità nell'alto Adriatico.*

Consideriamo un altro aspetto delle condizioni fisiche dell'Adriatico settentrionale, legato all'anormale apporto di acque dolci: quello della salinità. È noto che la salsedine nei mari interni è tanto minore quanto più ridotta è la loro comunicazione con l'Oceano, quanto minore l'evaporazione e quanto maggiore la massa d'acqua dolce portata dai fiumi. Mentre, p. es., la salinità del Mar Rosso è dell'ordine di 45‰, quella del Baltico è, in media, di 15‰, potendo scendere nei golfi di Botnia e di Finlandia nettamente al disotto del 10‰.

---

(\*) A proposito dell'azione di riempimento del golfo di Venezia, da parte dei fiumi veneti in piena (e quindi dell'accentuata predisposizione idrodinamica alle « acque alte ») rammento che, sulla scorta dei dati forniti da L. Dorigo ((58), p. 7), ai periodi dal 1951 ad oggi e dal 1926 al 1938, va aggiunto un primo gruppo di « acque alte » fra il 1879 e il 1883. Ebbene, nel 1879 si ebbe una delle maggiori piene del Po del secolo scorso [Giandotti (61), l.c., p. 7], mentre si rese tristemente celebre l'autunno del 1882, per le piene, particolarmente funeste, di tutti i fiumi veneti, a cominciare dall'Adige [Piccoli (57) l.c., pp. 156-157].

I periodi di piena portano quindi con sé altre conseguenze sulle caratteristiche dell'alto Adriatico. L'enorme quantità di acqua dolce che i fiumi rigonfi immettono nel golfo di Venezia durante le grandi piogge, alterano profondamente la salinità delle acque del mare. La diminuzione della salinità porta con sé, fra l'altro, la diminuzione della densità, della viscosità molecolare e della tensione superficiale<sup>(66)</sup>, cioè rende le acque più leggere e più fluide (più mobili). La vastità del fenomeno finisce per interessare tutto l'alto Adriatico, dove appunto la salinità — dopo le grandi piene — subisce flessioni cospicue<sup>(67)</sup>. A parità di sollecitazioni da parte dell'atmosfera (variazioni di pressione in mm di mercurio), il rapporto mercurio/acqua non è più di 13,2 circa, come in caso di normale salinità, ma tende a 13,5. La variazione statica di livello tende ad aumentare, sia pure lievissimamente; e l'aumento diviene senz'altro apprezzabile in campo dinamico, quando si tende verso le condizioni di risonanza. In questi casi (nei quali l'effetto statico può essere moltiplicato per 10-100 volte), la densità, la viscosità molecolare e la tensione superficiale in diminuzione possono agevolare aumenti di livello dell'ordine di qualche centimetro.

Ma non è tutto. Si sa che l'isostasi presuppone che per unità d'area sopra una superficie convenzionale (superficie di compensazione) incomba una colonna verticale di ugual massa, in qualunque punto della superficie considerata. Pertanto, tale colonna avrà un'altezza diversa a seconda della densità: quindi, sarà maggiore ove la materia è meno densa e più leggera. Ebbene, Pattullo<sup>(39,40)</sup> dimostra che la parte più cospicua della deviazione del livello medio del mare è funzione di effetti isostatici, risultanti fra pressione del mare e cambiamenti di densità (o volumetrici). Tali effetti mantengono una pressione costante sulla superficie di compensazione (che può essere quella del fondo). In collaborazione con E. Lisitzin, lo stesso Pattullo prova che, dai risultati dei mareogrammi registrati durante l'« Anno Geofisico Internazionale », la variazione stagionale del livello marino è principalmente isostatica<sup>(68)</sup>, almeno nella maggior parte del Pacifico.

Come è stato già ricordato, un'accurata ricerca sulle variazioni del livello marino nelle zone atlantiche d'Islanda e di Bermuda fu condotta da Shaw e Donn (n. 7), su dati abbraccianti il periodo 1958-1962. Fra gli altri risultati, di notevole interesse quello relativo all'effetto isostatico, risultante dall'effetto « steric » (legato alle variazioni nel volume specifico dell'acqua) e da quello barometrico: l'effetto « steric » è di gran lunga predominante (nei valori positivi) nei mesi intorno all'Ottobre (Settembre-Dicembre), specie negli anni 1955-1957 e 1961

(nel Settembre 1955 avendo superato i 24 cm), come del resto appare anche dalle medie mensili dell'intero periodo, riportate nella fig. 16.

Cosa succede nell'alto Adriatico durante e dopo le grandi alluvioni? Lo « steric effect », particolarmente associato alla forte flessione nei valori della salinità, deve assumere notevoli proporzioni e tradursi in un innalzamento di livello di parecchi centimetri. Una zona di transizione e compensazione, a giacitura subverticale, viene probabilmente a formarsi — in questi intervalli anomali — verso il medio Adriatico, fra Pesaro e Ancona, dove — anche in epoche normali — la salinità (per es. nell'acqua costiera di fronte a Fano) è più bassa in direzione NW ed aumenta verso SE, come conseguenza dell'afflusso di acque dolci dei fiumi veneti e, in particolare, del Po <sup>(68)</sup>.

Nei periodi di piena dei fiumi confluenti nell'alto Adriatico, e in quelli immediatamente successivi, l'« alleggerimento » delle acque per diminuita salinità, può provocare sollevamenti del livello marino per effetto isostatico, nonché agevolare — a parità di altre condizioni — fenomeni dinamici di amplificazione dei movimenti dell'acqua. Ciò spiega perché gli anni delle maggiori piene sono pure caratterizzati da una maggior frequenza delle acque alte (\*) e come questa sia in accentuazione negli ultimi decenni, in cui è manifesta un'intensificazione delle precipitazioni atmosferiche.

Ciò che è stato detto in questo paragrafo può, in parte, sembrare in contrasto con quanto è esposto al n. 9.2; non va però dimenticato che si tratta di acque « lievitate », particolarmente atte a subire e ad esaltare gli effetti barometrici dinamici; la loro massa comunque è sempre quella dello strato liquido delle stagioni normali.

## 10. — CONCLUSIONI.

a) Da quanto è stato osservato al n. 5, poiché il medio spessore del mare in corrispondenza della profonda conca meridionale adriatica, può ritenersi costante — data l'estensione nettamente maggiore del bacino e il minor apporto di materiali di torbida in esso convogliati dai piccoli

---

(\*) L'effetto opposto, naturalmente, si verifica in caso di salinità crescente, per scarsa piovosità e magre fluviali. L'aumento della densità può essere tale da determinare « un'effettiva contrazione del volume del mare, rivelabile anche attraverso la permanenza di livelli marini abbassati rispetto alla norma » [Mosetti <sup>(67)</sup>, p. 4].

fiumi che vi sfociano — nei confronti del medio spessore dell'alto Adriatico, in fase di assottigliamento, ne consegue (a parità di altre condizioni) un sia pur lento, ma continuo, aumento relativo dell'ampiezza dei lenti movimenti del mare — associati a onde forzate o libere — nei pressi delle coste venete.

b) Ma la diminuzione della profondità di un bacino (o di una sua parte) determina un'altra conseguenza: *il progressivo aumento — coeteris paribus — del periodo delle oscillazioni libere del bacino stesso.*

Come si è detto, la teoria valuta il periodo inversamente proporzionale alla radice quadrata della profondità. Una diminuzione della profondità media dell'alto Adriatico, comporta pertanto un aumento del periodo delle oscillazioni proprie di detto mare (\*), tanto più apprezzabile se l'oscillazione propria di 23<sup>h</sup> sia da attribuire — come sostiene Oddone (21) — al movimento libero dell'alto Adriatico, come golfo aperto sulla vasta conca meridionale.

In ogni caso, l'aumento del periodo delle oscillazioni libere provoca un lentissimo, ma inesorabile, avvicinamento della [10] alle condizioni di risonanza, specie per quanto si riferisce alle maree diurne e semidiurne (\*\*).

(\*) Se il periodo dell'oscillazione libera unimodale del tratto di mare fra le coste venete e la linea Tremiti-Pelagosa è di 11,8<sup>h</sup> per una profondità media di 60 m, diminuendo la profondità media di 2 m, il periodo dell'unimodale diviene di 12<sup>h</sup>.

(\*\*) A proposito della propagazione delle onde attraverso l'alto Adriatico, ci sarebbe da tener conto dell'azione dell'attrito sul fondo. Essa però — salvo in canali stretti e per periodi molto lunghi, — è estremamente debole.

Con riferimento alla [9] — o alla [10] — se consideriamo le  $\lambda_j$  corrispondenti alle oscillazioni proprie, in caso di attrito esse non saranno più immaginarie pure, ma avranno una parte reale, che sarà sempre negativa, perché l'energia andrà decrescendo. Le radici in  $\lambda$ , saranno ancora immaginarie coniugate due a due, ma non saranno più a due a due uguali e di segno contrario.

Vediamone le conseguenze. Nel caso di oscillazioni forzate, abbiamo  $q_r = \varepsilon_r e^{\lambda t}$ , che è una soluzione particolare; mentre la soluzione generale delle equazioni non omogenee è

$$q_r = \varepsilon_r e^{\lambda t} + \sum A_j a_{rj} e^{\lambda_j t}$$

Le  $A_j$  dipendono dalle condizioni iniziali. Nel caso delle maree, questi termini spariscono rapidamente. Infatti, avendo  $\lambda_j$  una parte reale negativa,  $e^{\lambda_j t}$  va costantemente decrescendo, per estinguersi completamente: durante l'evolversi delle maree, il movimento dovuto alle oscillazioni libere deve essere

Del resto, è già stato osservato altre volte, in bacini soggetti ad oscillazioni forzate, la tendenza all'unificazione dei periodi di dette onde — o di alcune fra esse — con i periodi delle oscillazioni libere, di cui il bacino è capace: unimodale, binodale, . . . o di taluna fra queste. Nel 1910, Oddone <sup>(70)</sup> ha provato sperimentalmente come un bacino può alterare la sua configurazione, fino a pervenire ad un periodo proprio dell'ordine di quello associato alla forza perturbatrice.

Per quanto riguarda l'Adriatico, non è certo casuale che l'unimodale di 23<sup>h</sup> ca. sia prossima alla marea diurna e l'onda libera di 11,8<sup>h</sup> ca. sia dell'ordine della marea semidiurna.

Nel suo andamento naturale, tale lavoro è indubbiamente lentissimo. È vero che il periodo del bacino può essere allungato dal lento sollevamento del fondo, per apporti di torbida, ma tale allungamento può contemporaneamente essere contrastato dall'avanzamento della linea di spiaggia.

Si tratta comunque di equilibri instabili, talvolta labili, che lievi alterazioni delle forze in gioco possono infrangere: p. es., la modifica del regime di alcuni fiumi, provocata da sbarramenti artificiali, che, senza alterare la lenta diminuzione — per insabbiamento — della profondità media del bacino (nel caso specifico, l'alto Adriatico), non consente un efficace contrasto per avanzamento di spiaggia <sup>(\*)</sup>.

---

considerato finito: resta quindi solamente l'oscillazione forzata propriamente detta.

In secondo luogo, l'attrito produce una lieve diminuzione d'ampiezza e un piccolo sfasamento <sup>(11)</sup>. Inoltre, osserveremo una risonanza meno perfetta. Infatti, abbiamo

$$e_r = \sum \frac{D_j}{\lambda - \lambda_j},$$

e la risonanza si realizza per  $\lambda = \lambda_j$ , ciò che provoca la tendenza all'infinito di uno dei termini, che prevale pertanto decisamente su tutti gli altri. Con l'attrito, la risonanza non sarà più così perfetta. Infatti, mentre  $\lambda$  è puramente immaginario, essendo le forze perturbatrici essenzialmente periodiche,  $\lambda_j$  invece ha una parte reale negativa. Pertanto  $\lambda - \lambda_j$  non si annulla mai.

In pratica, però, la differenza non è grande, perché la parte reale di  $\lambda_j$  è sempre estremamente piccola in valore assoluto; ne consegue che  $\lambda - \lambda_j$  potrà diventare piccolissima, il che consentirà una risonanza quasi perfetta.

(\*) L'ampiezza delle oscillazioni nell'alto Adriatico può subire — a parità di altre condizioni — un incremento anche per un'altra causa: il progressivo restringimento del bacino <sup>(26)</sup>; ciò che — non ostante il bradisismo in atto — effettivamente (anche se lentissimamente) si verifica, con l'avanzamento, sopra un fronte di parecchie decine di chilometri, del Delta che si inoltra sempre più in mare [nella fase a delta lobato, di circa 70 m/anno <sup>(71)</sup>].

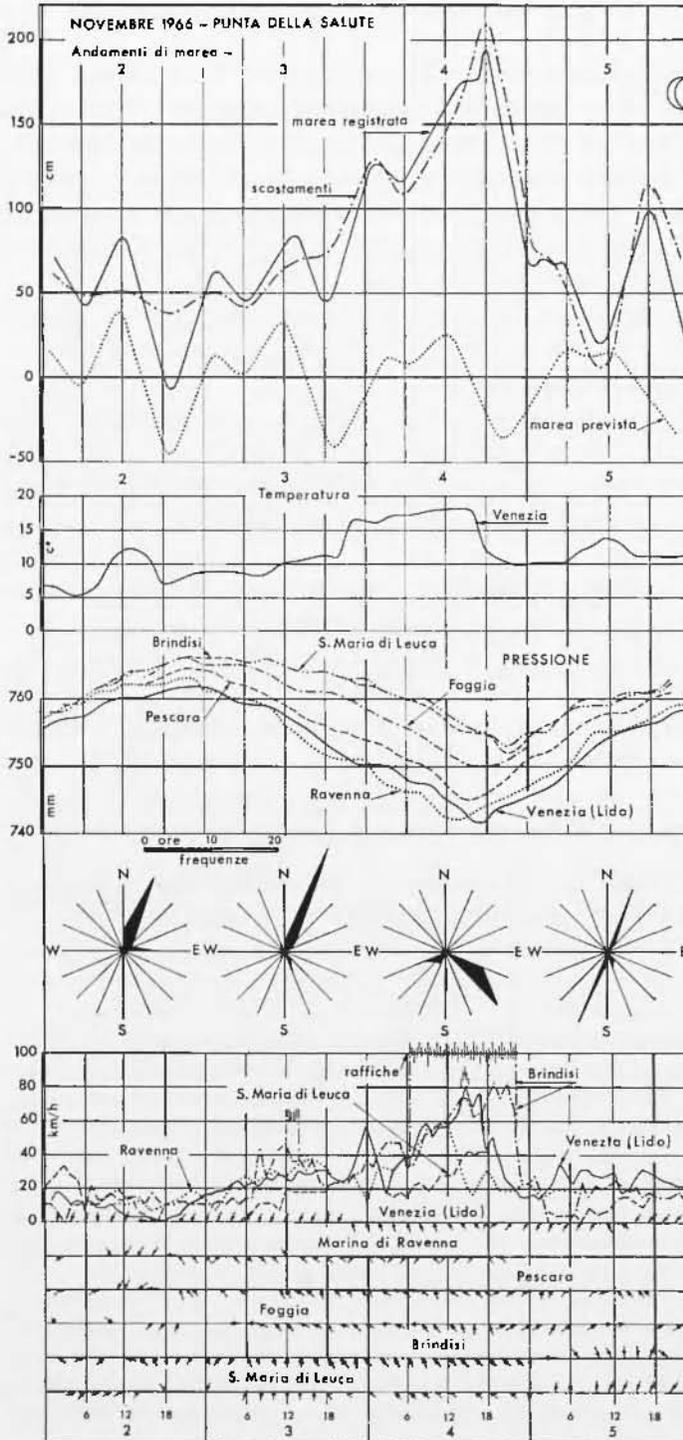


Fig. 23 -  
Acqua alta  
a Venezia ai  
primi di No-  
vembre  
1966. Dati  
mareografici  
e meteorolo-  
gici [Secon-  
do L. Dorigo  
(<sup>58</sup>)].

Fig. 23 -  
High water  
in Venice  
early in No-  
vember  
1966. Tide  
gauge and  
meteorologi-  
cal data  
[After L.  
Dorigo (<sup>58</sup>)].

c) Come si è più volte accennato, in seguito alle disordinate estrazioni di acque metanifere, praticate nel Delta padano a partire dal 1948 — estrazioni continuate fino al 1960 e tuttora in atto in zone appena esterne al Delta — una vasta zona del Polesine — già naturalmente in lento abbassamento — ha subito notevoli flessioni, che in talune località hanno superato i 3,5 metri.

Questi sprofondamenti hanno necessariamente interessato anche la zona costiera, e il fondo del mare in prossimità di essa (\*). Analogo fenomeno — legato a cause concomitanti, e, in parte, alla stessa causa — si è verificato in corrispondenza delle coste dell'alto Adriatico, da Venezia a Ravenna (\*\*).

Dal 1951, lungo la costa occidentale del golfo di Venezia, è quindi in corso una progressiva, lieve diminuzione dell'angolo fra il fondo marino e la superficie dell'acqua, nei pressi della riva. Nella dinamica dei moti lenti del mare (legati al transito di variazioni di pressione) ciò si traduce in un aumento relativo dell'ampiezza del movimento, in conformità della teoria esposta al n. 6, la quale prevede che fenomeni di risonanza possono manifestarsi nella propagazione di un moto ondoso verso la costa, quando il fondo marino tende ad essa con dolce declivio (\*\*\*) ; e che tali fenomeni sono tanto più vistosi quanto più il fondo marino tende a disporsi parallelamente alla superficie dell'acqua.

(\*) Ciò è provato dalle isocinetiche (da  $-20$  e  $-70$  cm/anno) aperte sul mare, non solo durante il periodo dei copiosi emungimenti, ma anche dopo l'interruzione degli stessi nella zona del Delta (isocinetiche da  $-10$  a  $-50$  cm/anno), e ancora in atto nel 1967 [figg. 2-5 di (7<sup>2</sup>)].

(\*\*) A Porto Corsini, dal 1950, è in aumento la frequenza annuale di acque alte, senza dubbio anche a motivo dell'abbassamento del suolo, ivi in atto. A riprova, si osserva che le alte marce maggiori o uguali a m 1,00, seguendo una curva di sempre maggiori frequenze, al principio più lenta di quella di Venezia, a partire dal 1962 si fa di anno in anno più ripida, superando largamente il numero annuo di acque alte osservato a Venezia. Così, mentre dal 1950 al 1961 (in 12 anni) il numero delle acque alte fu a Venezia di 52 unità e a Porto Corsini di 26, dal 1962 al 1969 (in otto anni) a Venezia si ebbero 66 a.a., mentre a Porto Corsini il loro numero salì a ben 144 [p. 54 di (7<sup>3</sup>)]. Nel volgere di pochi anni, quindi, si è capovolto il rapporto delle frequenze nelle due località.

(\*\*\*) Naturalmente, il declivio può variare da zona a zona. Per quanto riguarda il Delta, p. es., si osserva un più rapido aumento della profondità, dalla costa verso il largo, e nella fascia sotto costa compresa fra Porto Caleri e Punta della Maestra. Più precisamente, mentre le isobate fino ai 15 m si mantengono più o meno alla stessa distanza dalla costa, le isobate dai 15 ai

Il caso studiato dai giapponesi (32), e riassunto nella fig. 12, sotto molti aspetti sembra scelto su misura per l'alto Adriatico: le profondità in giuoco sono infatti le stesse. Anche per l'alto Adriatico, le velocità di transito delle perturbazioni meteorologiche, alle quali corrispondono fenomeni di risonanza, sono dell'ordine di  $\sqrt{gh_0}$  (per  $h_0$  variante fra 20 e 25 m) (?). Sotto due aspetti la situazione dell'alto Adriatico è però nettamente peggiore. 1°) Il caso esaminato dai giapponesi presuppone, fra le profondità estreme di 40 m e di 8 m, una distanza (in proiezione) di soli 20 km, mentre, per l'alto Adriatico, tale distanza varia fra 40 e 90 km (75) (\*); quindi, con una pendenza media del fondo nettamente minore di quella considerata dai giapponesi, il che comporta — a parità di altre condizioni — una ben più accentuata ampiezza dell'intumescenza liquida che procede verso la costa. 2°) Con l'aggravante, in conseguenza del sensibile abbassamento della costa occidentale in atto dal 1950, di una progressiva intensificazione — sempre a parità di altre condizioni — dell'effetto di risonanza.

Consideriamo, ad esempio, l'acqua alta verificatasi a Venezia fra il 3 e il 5 Novembre 1966. Dalla fig. 23 risulta che, in quei giorni, la variazione di pressione fu di 8 mm di mercurio ca. Ad essa corrispose — come da fig. 24 — un innalzamento del livello del mare di 90 cm ca, cioè quasi nove volte il valore statico!

d) Come si è detto al n. 7, dal 1940 è in atto un'inversione di tendenza della temperatura dell'aria sulla Terra. Ad essa ha fatto riscontro un'accentuazione dei fenomeni meteorologici, con particolare riguardo alla pioggia.

---

25-30 m subiscono un progressivo allontanamento procedendo da nord verso sud. Infatti l'isobata dei 25 m a nord di Punta della Maestra, dista dalla costa in media 6 km, a sud arriva ad un massimo di 11 km all'altezza di Porto Volano » [Ciabatti (74), p. 191]. Ciò dipende dalle caratteristiche degli apporti a mare e dal giuoco delle correnti. Così, a nord di Punta della Maestra i sedimenti hanno una granulometria meno fine che a sud, mentre l'ampia zona sabbiosa « si sviluppa verso nord con natura diversa e più alta granulometria. Da tale fatto si può supporre che i corsi d'acqua a nord del Po, portino al mare materiali più grossolani e di natura diversa, anche se è visibile un trasporto verso sud dei materiali più fini ad opera delle correnti subcostiere » [(74), p. 208].

(\*) Sopra un fronte di circa 100 km, l'isobata di 50 m dista da quella di 40 m fra i 25 e i 50 km; la zona fra le due isobate può quindi considerarsi un'estesa pianura orizzontale.

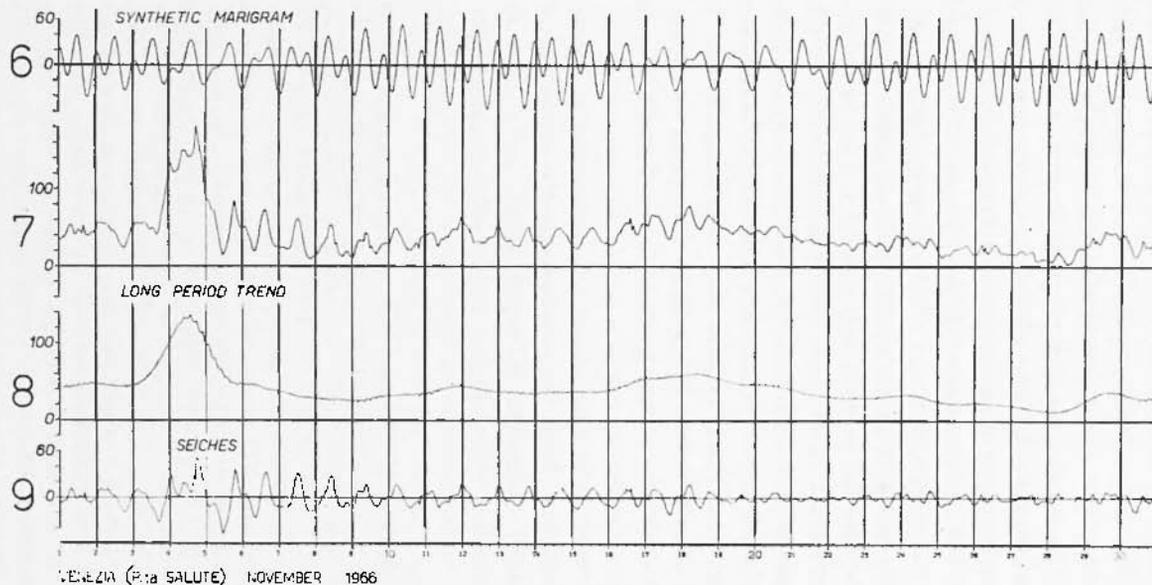


Fig. 24 - Parte del risultato dell'applicazione dell'analisi periodale (metodo Mosetti), estesa a tutto Novembre 1966. Si riportano solo i tratti limitati ai grafici da 6 a 9: 6) mareogramma previsto; 7) mareogramma residuo (composto da 8 più 9); 8) componenti a lungo periodo; 9) residue oscillazioni libere e forzate (secondo Mosetti-Carrozzo <sup>(76)</sup>).

Fig. 24 - Part of the results from a period analysis (Mosetti method) extended over the whole month of November 1966. Only the tracts referring to graphs 6 to 9 are shown: 6) marigram due to the astronomical forces; 7) residual marigram (made up by 8 plus 9); 8) long period components; 9) free and forced residual oscillations [after Mosetti-Carrozzo <sup>(76)</sup>].

Sebbene non si trovi cenno di tale grandioso fenomeno nei lavori compiuti sul problema di Venezia, sta di fatto che il Magistrato alle Acque ha riscontrato, negli ultimi decenni, un sempre più frequente ripetersi di precipitazioni atmosferiche nella zona associata all'alto Adriatico (n. 9.2); inoltre, si è andata intensificando la frequenza dei venti e la loro durata, specie per quanto si riferisce ai venti di SE-SSE (scirocco), come è provato dalla fig. 24, pubblicata dal Prof. Giordani Soika, direttore dell'Osservatorio meteorologico dell'Ospedale al Mare (Lido), e tratta da (48). Più recentemente [1970, v. (73), p. 55] Giordani Soika e D. Meneghini hanno precisato che « tali variazioni, più accentuate e più significative nell'ultimo quinquennio, si concretizzano in un forte aumento della bora nel periodo autunnale (...) ed in un aumento del vento di scirocco in tutto il periodo estivo-autunnale ». Gli AA. ritengono che ciò abbia provocato un aumento nell'insorgenza delle sesse. A questo proposito — come diremo ampiamente più sotto — è da ritenere che l'intensificarsi del fenomeno delle oscillazioni libere (o forzate) non sia tanto da attribuire alla maggior frequenza dei venti, quanto all'accentuarsi della loro causa prima, che si identifica nelle variazioni di pressione atmosferica.

In ogni modo, l'accentuazione dei fenomeni meteorologici, legate all'inversione della tendenza della temperatura media dell'aria nel mondo a partire dal 1940, comporta un'accentuazione delle cause di perturbazione del livello del mare, legate ad eventi atmosferici (\*).

---

(\*) A rigor di termini, per ottenere un livello medio del mare di sicuro riferimento, occorrerebbe correggerlo dalle alterazioni associate alla pressione atmosferica, al vento, all'evaporazione, alle variazioni di temperatura, ... Lavoro non facile, invero. Certo, le più cospicue alterazioni sono quelle legate alla pressione, anche perché il vento ne è una conseguenza. Per quanto concerne le variazioni associate alla pressione, per eliminare o ridurre al minimo le correzioni, si suole ricorrere ai valori medi decennali. Ciò vale però per le variazioni *statiche*. In caso di interazioni aria-acqua nel campo della risonanza, tali correzioni non sono più valide: in ogni caso, saranno sempre insufficienti. Il fatto che in due decenni successivi la pressione atmosferica abbia medie varianti solo di decimi di millibar, non autorizza a concluderne che il *l.m.m.* non abbia subito variazioni sensibili da parte della pressione atmosferica: l'esistenza di eventuali variazioni *dinamiche*, mascherate e *mediate*, portano ad alterazioni del *l.m.m.*, che in realtà non dovrebbero figurare. Un'alterazione dinamica, del tipo selezionato in fig. 24, avente la forma di un'elongazione — d'altronde mascherata in una registrazione complessa, come da fig. 23 — nella pratica corrente non viene che parzialmente corretta. Se poi queste alterazioni crescono di frequenza nel tempo — come

Di qui l'interesse degli studi relativi all'interazione fra atmosfera ed idrosfera.

Un'opinione, ancora molto diffusa, fa ritenere il vento come causa fondamentale della formazione delle oscillazioni libere di bacini liquidi, chiusi od aperti. Si suol dire che tali oscillazioni insorgano quando il vento, dopo aver soffiato a lungo, e nella stessa direzione, verso una costa, cala bruscamente d'intensità. Se tale causa di fatto esiste, essa è del tutto accidentale e, in ogni caso, di effetti secondari. Nei lunghi anni che ho dedicato allo studio e all'osservazione di questo fenomeno, ho avuto modo di provare che la causa principe (se non unica) delle oscillazioni libere (*sesse*) va ricercata nei gradienti della pressione atmosferica. Sovente, il transito delle variazioni della pressione atmosferica sopra un bacino è accompagnato da venti, più o meno forti; forse, è tale coincidenza che fa attribuire a questi ultimi gran parte dell'efficacia, atta a sviluppare oscillazioni libere o forzate; efficacia che spetta invece, in modo predominante, alle perturbazioni di pressione, tanto è vero che talora il vento presenta azione smorzante su oscillazioni in atto<sup>(30)</sup>.

Variazioni di pressione, anche minima, transitando su bacini i più diversi — per forma, dimensione e profondità — vi eccitano oscillazioni coperiodali, proprie dei bacini stessi<sup>(5,78)</sup>, od oscillazioni forzate<sup>(77)</sup>, anche in mancanza di vento<sup>(5)</sup> (o con vento debolissimo — v. figg. 1, 2, 3, 6). Ciò ho avuto modo di constatare sia in piccoli bacini chiusi, sia in mari estesi. Quando il ritmo della variazione della pressione è molto prossimo a quello delle oscillazioni libere delle acque sottostanti, bastano gradienti barici irrilevanti, dell'ordine di frazioni di *Torr* (e quindi registrabili solo con sensibili microbarografi) a provocare — in assenza di vento — ampi movimenti coperiodali nei bacini<sup>(5)</sup>. E tali movimenti possono verificarsi sui ritmi di una gamma estesissima, da quelli con periodi di pochi decimi di secondo che, verificandosi alla superficie dei due mezzi interagenti possono dar luogo ai microsismi<sup>(79)</sup>, a quelli lentissimi, capaci di mettere in moto le acque interne di un grande lago [come il Garda, che durante i mesi estivo-autunnali, formatasi la superficie del salto termico, oscilla per settimane e settimane con periodo

---

a Venezia, e a Porto Corsini — il livello medio del mare (valutato con i metodi tradizionali) non potrà che essere un livello medio fittizio, destinato ad alterarsi vieppiù nel tempo anche in forza di effetti isostatici. È quindi più giusto definire il *l.m.m.* di questi ultimi decenni, come livello medio *apparente*.

di 24 ore circa — quello della sua binodale interna, eccitata dalla coperiodale oscillazione barometrica diurna (4)].

Ma torniamo all'Adriatico.

In un recente lavoro, F. Mosetti — uno dei più attivi e fecondi esperti del così detto « Comitato » ministeriale —, Accerboni e Castelli

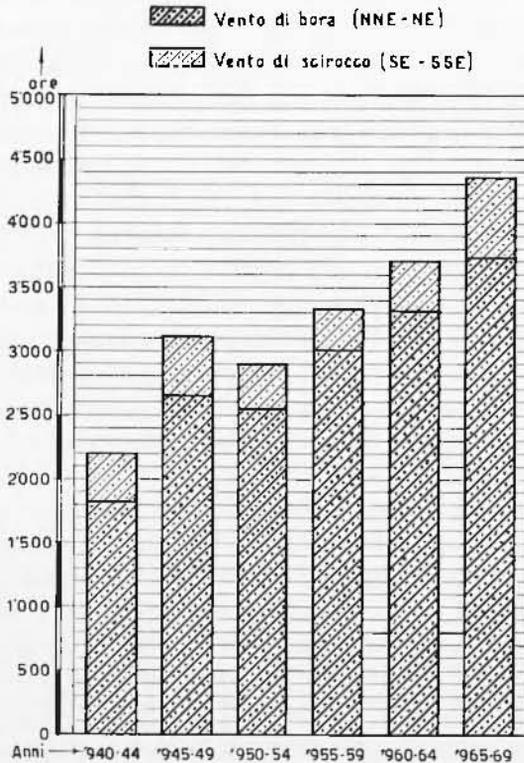


Fig. 25 - Ore totali di vento (bora e scirocco) dal 1940 al 1969, registrate a Venezia-Lido (secondo Giordani Soika).

Fig. 25 - Total of wind hours (bora plus scirocco) from 1940 to 1969, recorded at Venice Lido (after Giordani Soika).

hanno dedicato uno studio all'azione del vento sull'elevazione del livello nell'Adriatico settentrionale, estendendo a questo mare modelli già utilizzati da altri autori ad altri bacini (80). Gli AA. ritengono che « la soluzione del problema mette in evidenza il sollevamento di livello che si produce per effetto del vento e la conseguente apparizione delle sesse con periodo di circa 21 ore, che sono in perfetto accordo con l'osserva-

zione » (l.c., p. 18). L'applicazione fatta alla mareggiata del 3-4-5 Novembre 1966, con riferimento a Venezia, è riassunta nella fig. 26. Nella didascalia è detto che « se si trascura l'effetto delle sesse a periodo pressappoco semidiurno, delle quali non è stato tenuto conto, si nota la notevole corrispondenza dei due diagrammi » (l. c., p. 29). Tale corri-

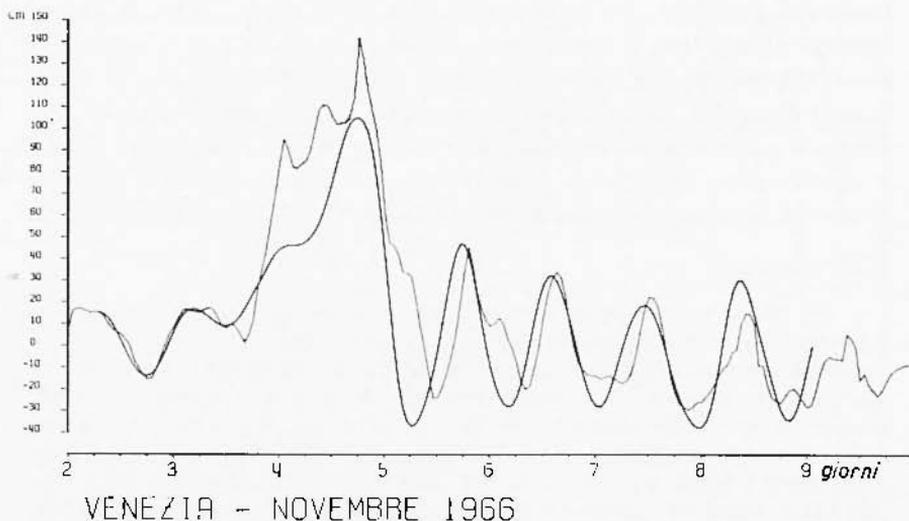


Fig. 26 - Componenti dell'acqua alta (linea marcata) dei primi di Novembre 1966 a Venezia, quale sarebbe stata causata dal vento di scirocco [secondo Accerboni ed al. (80)].

[Nella fig. 24 è riportato quale fu in realtà — nelle sue componenti a lungo e a breve periodo — lo spostamento anomalo complessivo, dovuto ad agenti meteorologici; in particolare, alle variazioni della pressione atmosferica].

Fig. 26 - Components of high water (marked line) of the first November days of 1966 in Venice, said to be caused by the scirocco wind [after Accerboni and others (80)].

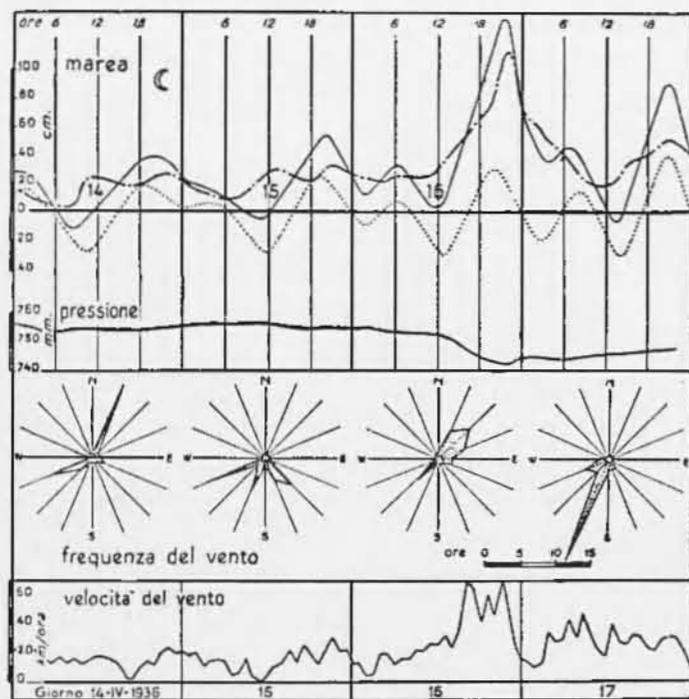
(Fig. 24 shows, in its long and short period components, the total anomalous displacement, what in reality was, due to weather agents, particularly to variations of atmospheric pressure).

spondenza è però solo apparente. E lo prova lo stesso Mosetti in un altro lavoro (condotto con la collaborazione di M. T. Carozzo), apparso sul medesimo numero del Bollettino di Geofisica (76). In questo lavoro viene presentato un nuovo, veramente efficace metodo di analisi delle maree. L'applicazione di questo metodo alle mareggiate dei primi di Novembre 1966 ha condotto alla separazione delle varie componenti (fig. 24). Dalla figura appare chiaro che l'acqua alta a Venezia è in gran

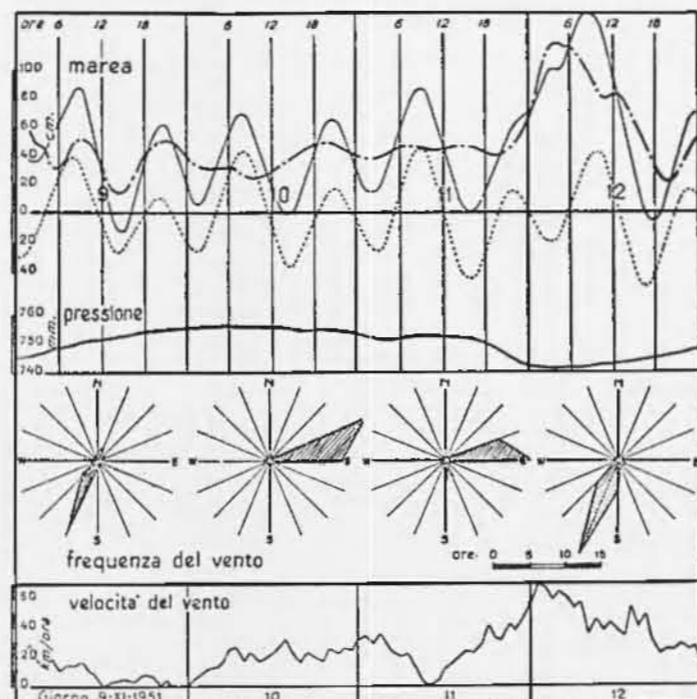
*parte associata all'intumescenza, che si sviluppa durante tre giorni circa, provocata dalla contemporanea flessione della pressione atmosferica ed esaltata per fenomeni di risonanza, per il verificarsi delle condizioni di cui al n. 6. Essa si presenta come un'elongazione, conformemente alla ricordata teoria (fig. 12). Come risulta dalla fig. 24, sovrapposta all'intumescenza principale, vi è tutta una serie di sesse; fra le quali predominano nettamente le semidiurne, che si presentano con la caratteristica di ampi impulsi isolati (propri dei bacini aperti), mentre le oscillazioni di 22<sup>h</sup> ca — anch'esse discontinue — appaiono di piccola ampiezza e comunque soverchiate dalle semidiurne. In ogni modo, le une e le altre sono giustificate dalla presenza di coperiali variazioni di pressione, resa manifesta dalla curva barometrica di Venezia (fig. 23) (\*).*

(\*) Che il vento non sia determinante nella formazione delle acque alte, è provato anche dalle altre mareggiate, messe a confronto con le condizioni meteorologiche in cui si sono verificate. L. Dorigo<sup>(21)</sup> mette a confronto 11 alte maree verificatesi a Venezia (Punta della Salute), con gli elementi meteorologici a cui furono associate. Il 16. IV. 1936, a.a. cm 147, pressione al colmo di marea mm 742,5, vento 54 km/ora da SSW, cioè con forte componente verso il largo (fig. 27a); il 12. III. 1937, a.a. cm 119,5, pressione al colmo mm 752,0, vento 66 km/ora dal 3° quadrante, cioè trasversalmente all'Adriatico; il 5. XII. 1946, a.a. cm 104, pressione al colmo mm 746,8, vento 24 km/ora da ENE; il 9. XII. 1946, a.a. cm 136, pressione al colmo mm 741,8, venti deboli dal 3° e dal 1° quadrante; il 29. XI. 1947, a.a. cm 126,5, pressione al colmo mm 747,8, vento debolissimo (8 km/ora) da SSW; il 27. I. 1948, a.a. cm 119,5, pressione al colmo mm 750, venti moderati orientali; il 28. I. 1948, a.a. cm 126, pressione al colmo mm 742, vento 70 km/ora da SSE, lo stesso giorno (10<sup>h</sup> dopo), a.a. cm 132, pressione al colmo mm 745,5, vento 20 km/ora trasversale all'Adriatico (da WSW); il 12. XI. 1951, a.a. cm 151 (fig. 27b), pressione al colmo mm 742, vento 48 km/ora da SSW; il 24. XII. 1958, a.a. cm 124, pressione al colmo mm 746,8, vento 18 km/ora da S; il 15. I. 1960, a.a. cm 126, pressione al colmo mm 750, vento 34 km/ora da NE (quindi, tendente a «deprimere» il l.m.m.); il 15. X. 1960, a.a. cm 145, pressione al colmo mm 748,2, vento 48 km/ora da SSE [in realtà, nel complesso, venti predominanti del 3° quadrante, da moderati a quasi forti (fig. 27c)]; il 5. Novembre 1960, a.a. cm 123, pressione al colmo mm 745,5, con vento di soli 8 km/ora da N (fig. 27d).

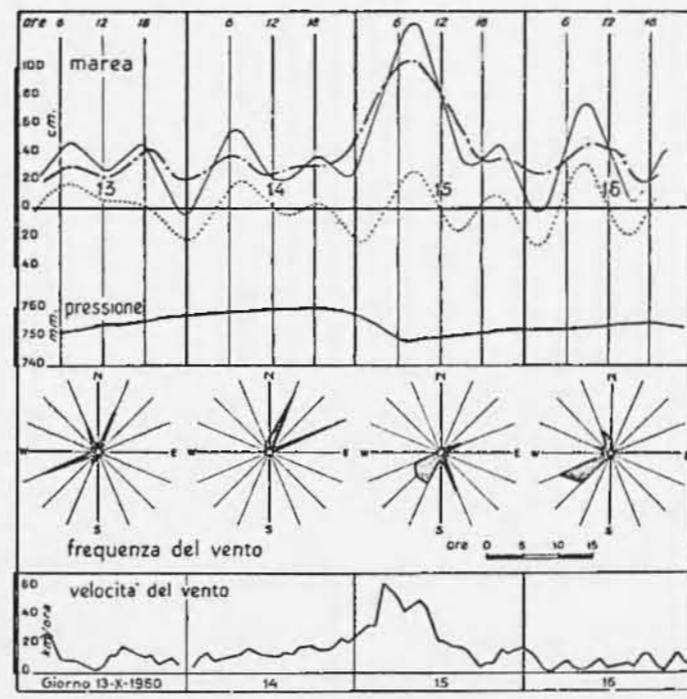
L'elemento in comune di tutte queste alte maree è esclusivamente la bassa pressione. Il vento, generalmente debole, può provenire dalle più diverse direzioni. *L'acqua è tanto più «alta» quanto più «fonda» è la flessione della pressione atmosferica; e quindi quanto maggiore è il suo gradiente prima e dopo il minimo, e quanto più prossimo è il suo andamento alle condizioni di risonanza.* Appunto come si è verificato fra il 3 e il 5 Novembre 1966, che — sotto questo aspetto — può essere considerato un caso limite.



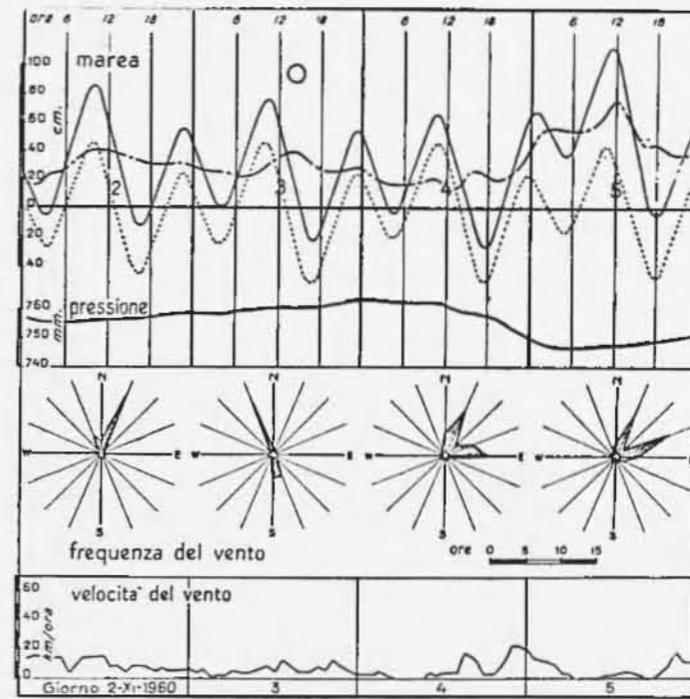
a)



b)



c)



d)

Fig. 27 - I diagrammi a) b) c) d) ed altri che si ritiene superfluo riprodurre [tratti da un lavoro di L. Dorigo <sup>(81)</sup>], provano che la causa predominante (se non esclusiva) delle alte marce eccezionali è sempre quella legata alla bassa pressione atmosferica sull'Alto Adriatico: esse possono infatti verificarsi o in mancanza di vento, o con vento dai quadranti settentrionali o da quelli occidentali.

Fig. 27 - Diagrams a) b) c) d) and others here unreported, taken from a study by L. Dorigo <sup>(81)</sup>, prove that the predominant, if not exclusive cause of the exceptional high waters, is always connected with the low atmospheric pressure on the High Adriatic. They are apt to originate either without any wind or with winds from the Northern or the Western quadrants blowing.

Le variazioni di pressione sono quindi sufficienti a spiegare il fenomeno dell'acqua alta a Venezia, almeno nei suoi aspetti predominanti. Del resto, dalla fig. 23 risulta chiaro che il vento ha avuto balzi di intensità e di direzione in parecchie delle stazioni d'osservazione lungo la costa occidentale adriatica, il che comporta multiple soluzioni di continuità nella sua azione. Che le sesse non siano legate al vento è provato dal fatto che esse sono presenti, *non al cadere del vento* [come è detto a p. 32 di (80)], ma *prima* che esso inizi a soffiare da SE e nel pieno della sua azione locale; e che raggiungono le massime ampiezze in corrispondenza di coperiali sovrapposte variazioni di pressione e della brusca inversione di tendenza di quest'ultima, per fenomeni analoghi a quelli rappresentati dalle figg. 1-6.

Sta di fatto che, dal 1951, la frequenza delle « acque alte » nella laguna di Venezia ha subito un forte incremento. Le brusche alterazioni del fondo, legate alla grande alluvione dello stesso anno e a quelle degli anni successivi — protese ad elevare l'ampiezza dei movimenti marini e ad allungare il periodo delle oscillazioni libere dell'alto Adriatico —, la lievitazione delle acque susseguente (per diminuita salinità) ai periodi di piena ed agevolante l'intensificazione dei moti dell'acqua in campo dinamico, unite all'azione di rinforzo conseguente all'abbassamento delle coste occidentali, le une e l'altra potenziate dall'accentuarsi delle perturbazioni meteorologiche, possono a ragione essere invocate fra le principali cause dell'allarmante fenomeno.

Di fronte ad eventi tanto grandiosi, c'è da domandarsi fino a che punto limitati lavori eseguiti nella Laguna possano influire sull'entità delle mareggiate, quando queste si presentano con l'ampiezza che si riscontra in mare aperto. Il dramma di Venezia, va pertanto visto sullo sfondo di fenomeni naturali di non facile controllo da parte dell'uomo; ignorare questo aspetto del problema, significherebbe rinunciare in partenza ad una sia pur larvata sua soluzione.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P., 1963. — *Interazioni tra atmosfera ed idrosfera*. « Ann. di Geofisica », XVI, pp. 1-35.
- (2) CALOI P., 1938. — *Sesse dell'alto Adriatico, con particolare riguardo al golfo di Trieste*. R. Comit. Talass. Ital. Memoria CCXLVII.
- (3) CALOI P., 1961. — *Sulle onde interne del lago di Bracciano e sulle loro probabili cause*. « Rend. Acc. Naz. dei Lincei, Classe Sc. fis., mat. e nat. », Serie VIII, XXX, 5.

- (4) CALOI P., 1963. — *Le onde interne del lago di Garda come effetto di interazione fra atmosfera ed idrosfera.* « Rend. Acc. Naz. dei Lincei, Classe Sc. fis., mat. e nat. », Serie VIII, XXXIV, 2.
- (5) CALOI P., 1972. — *Ulteriori esperienze geofisiche sul lago di Caldonazzo. Morfologia ed origine delle sasse ...* « Ann. di Geofisica » XXV, 2.
- (6) RAUICH C. — *Le lagune venete sono un resto dell'antica Laguna adriana: ragione della loro sussistenza.* Venezia (s.d.).
- (7) DORIGO L., 1965. — *Annali Idrologici 1964. Parte seconda.* Istituto Poligrafico dello Stato, p. 125.
- (8) \*\*\* 1878. — *Carta Generale del Mare Adriatico.* Regia Marina Italiana e I. R. Marina Austro-Ungarica 1867-1873. Foglio I. Genova, Ist. Idrogr. della Marina.
- (9) \*\*\* 1904. — *Adriatico da Ancona a Fiume 1896 (1928).* Genova, Ist. Idrogr. R. Marina.
- (10) MOSETTI F., 1968. — *Morfologia dell'Adriatico settentrionale* C.N.R., « Comm. Studio per Ocean. e Limn. », serie B, N. 16.
- (11) POINCARÉ H., 1910. — *Leçons de Mécanique Celeste, Tome IV. Théorie des Marées.* Paris.
- (12) TOALDO G., 1781. — *Della vera influenza degli Astri sulle stagioni e mutazioni di tempo: Saggio meteorologico*, pp. 230. Stamperia del Seminario, Padova.
- (13) STAHLBERGER E., 1874. — *Die Ebbe und Fluth in der Rhede von Fiume.* Budapest.
- (14) GRABLOWITZ G., 1892. — *Le maree nell'Adriatico.* « Neptunia », Venezia.
- (15) VON STERNECK R., 1904. — *Die Höhe des Mittelwassers bei Ragusa und die Ebbe und Fluth in Adriatischen Meere.* « Mitteilungen des K. u. K. mil. geograph. Inst. » XXIII, 1903. Vienna.
- (16) VON STERNECK R., 1908. — *Das Fortschreiten der Fluthwelle im Adriatischen Meere.* K. Akad. d. Wissensch., Vienna.
- (17) VON STERNECK R., 1915. — *Zur hydrodynamischen Theorie der Adriagezeiten.* « Sitzb. d. K. Akad. d. Wissensch. in Wien, Math.-naturw. », Bd. 124, Vienna.
- (18) VON KESSLITZ W., 1910. — *Das Gezeitenphänomen im Hafen von Pola.* « Mitteil. aus dem Gebiete des Seewesens », Bd 38, Pola.
- (19) VON KESSLITZ W., 1912. — *Das Gezeitenphänomen im Hafen von Ragusa.* « Mitteil. aus dem Gebiete des Seewesens », Bd. 40, Pola.
- (20) DEFANT A., 1911. — *Über die Periodendauer der Eigenschwingungen des Adriatischen Meeres.* « Annalen der Hydrographie und Maritimen Meteorologie », März.
- (21) ODDONE E., 1910. — *Alcune osservazioni idrodinamiche su di un piccolo modello di mare Adriatico.* « Annali Uff. Centr. Meteor. e Geodin. Ital. », XXXII, Parte I.
- (22) VERCELLI F., 1922. — *Sulla previsione dei termini di correzione nelle maree.* « Rivista Marittima », Febbraio.

- (23) POLLI S., 1958. - *Le sesse (seiches) dell'Adriatico*. « Ann. di Geofisica », XI, pp. 69-76.
- (24) BAJČ C., 1972. - *Seiches in the Adriatic Sea; a theoretical approach*. « Boll. Geof. teor. e appl. », XIV, N. 53-54, pp. 25-33.
- (25) KASUMOVIČ M., 1959. - *Der Dynamische Einfluss der Atmosphäre auf die Seespiegelschwankungen der Adria*. « Südslavische Akademie der Wissenschaften und Kunst, Abhandlungen », Bd. II, N. 1, Zagreb.
- (26) CALOI P., 1951. - *Oscillazioni libere del lago di Levico*. « Ann. di Geofisica », IV, pp. 193-206.
- (27) CALOI P., 1954. - *Oscillazioni libere del Lago di Garda*. « Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie », Serie A: Meteor. u. Geophysik, Band 7, p. 461.
- (28) CALOI P., SPADEA M. C., 1961. - *Sulle oscillazioni libere del Mar Ligure*. « Ann. di Geofisica » XIV, 2.
- (29) CALOI P., SPADEA M. C., 1962. - *Studio preliminare sulle oscillazioni libere del Golfo di Cagliari*. « Ann. di Geofisica ». XV, 1.
- (30) CALOI P., 1961. - *Validità delle teorie idrodinamiche sulle sesse: conferme dei laghi di Levico e Caldonazzo*. « Annali di Geofisica », XIV, 3.
- (31) CALOI P., ROMUALDI G., 1965. - *Osservazioni limnografiche sul lago di Albano*. « Ann. di Geofisica », XVIII, 1.
- (32) YAMADA H., OKABE J., and KUMAZAWA M., 1965. - *On the Resonance Effect in a Storm Surge (Part I)*. « Bull. of the Disaster Prevention Research Institute », 15, Part. I, N. 89, pp. 45-61.
- (33) WIEGEL R., SNYDER C., and WILLIAMS J., 1958. - *Water gravity waves generated by a moving low pressure area*. « Trans. American Geophysical Union », 39, pp. 224-236.
- (34) YAMADA H. and OKABE J., 1965. - *On the Resonance Effect in a Storm Surge (Part. II)* « Bull. of the Disaster Prevention Research Institute », 15, Part 2, N. 94, pp. 59-74.
- (35) STRAVISI F., 1972. - *A numerical experiment on wind effects in the Adriatic sea*. « Acc. Naz. Lincei. Rend. Sc. fis. mat. e nat. », LII, 2.
- (36) DONN W. I. and D. M. SHOW, 1963. - *Sea Level and Climate of the Past Century*, « Science », N. 142, pp. 1166-1167.
- (37) WILLET H. C., 1950. - In « Centenary Proceedings of the Royal Meteor. Society », (Reg. Met. Soc., London 1950) p. 195.
- (38) MITCHELL M., 1961, - « Ann. N. Y. Acad. Sci. », 95 (1), 235.
- (39) PATTULLO JUNE G., ed al., 1955. - *The seasonal oscillation in sea level*. « Journ. Mar. Res. », « Sears Foundation », 14, pp. 88-156.
- (40) PATTULLO J. G., 1960. - *Seasonal variation in sea level in the Pacific Ocean during the International Geophysical Year, 1957-1958*. « Journ. Mar. Res. », « Sears Foundation », 18, pp. 168-184.
- (41) SHAW D. M. and DONN W. I., 1964. - *Sea-level Variations at Iceland and Bermuda*. « Journ. Mar. Res. », 22, 2, pp. 111-122.

- (42) PLATZMANN G. W., 1972. — *North Atlantic Ocean: Preliminary Description of Normal Modes*. « Science », 178, N. 4057, pp. 156-157.
- (43) POLLI S., 1941. — *L'oscillazione annua del Mare Mediterraneo*. « Arch. di Ocean. e Limn. », Anno 1, fasc. 1.
- (44) MOSETTI F., 1969. — *Le variazioni relative del livello marino nell'Adriatico dal 1896 al 1967 e il problema dello sprofondamento di Venezia*. « Boll. Geof. teor. ed appl. », XI, pp. 243-254.
- (45) POLLI S., 1953. — *Il graduale aumento del livello del mare lungo le coste italiane*. « Geofisica pura ed appl. », 25, pp. 123-129.
- (46) CALOI P., 1967. — *Sui fenomeni di anormale abbassamento del suolo, con particolare riguardo al Delta Padano*. « Ann. di Geofisica », XX, 4, pp. 331-400.
- (47) CALOI P., 1970. — *Come la natura reagisce all'intervento dell'uomo. Responsabilità di chi proroca e di chi interpreta tali reazioni*. « Ann. di Geofisica », XXIII, 4, pp. 247-305.
- (48) COLLEGIO DEGLI INGEGNERI DELLA PROVINCIA DI VENEZIA, 1970. — *Sul Problema di Venezia*, Venezia (Dicembre).
- (49) COMITATO PER LA DIFESA DELLA CITTA DI VENEZIA, 1970. III Gruppo di lavoro, *Relazione del sottogruppo per lo studio degli abbassamenti del suolo*.
- (50) MOSETTI F., 1969. — *Relazione fra la frequenza dell'acqua alta e l'aumento del livello medio marino a Venezia*. « Boll. Geofis. teor. e appl. », XI, pp. 255-260.
- (51) SUPINO G., 1970. — *Sopra la marea nella laguna di Venezia*. Bologna.
- (52) SPAGNUOLO O., 1970. — *Venezia, Tecnica e Tecnici: bradisismo di Savi*. Padova.
- (53) PISENTI P. e ROSA SALVA P., 1972. — *Ut sacra aestuaria urbis et libertatis sedes perpetuum conserventur*. « Ist. Ven. Sc., Let. ed Arti ». Estratto dal vol. V « Rapporti della Commissione studio provved. conserv. dif. Laguna e città Venezia ». Venezia.
- (54) PIRAZZOLI P., 1970. — *Alcune schematizzazioni per l'andamento del livello medio marino a Venezia*. « Tecnica Italiana », XXXV, N. 1-2, pp. 1-8.
- (55) POLLI S., 1947. — *Analisi periodale delle serie dei livelli marini di Trieste e Venezia*. « Geofis. pura ed appl. », X, 1-2.
- (56) CAPUTO M., PIERI L., ROSSI TESI F., 1972. — *Land subsidence in Venice and Porto Corsini*. « Ann. di Geofisica », XXV, 1.
- (57) PICCOLI A., 1972. *Esame delle piene verificatesi nel Novembre 1966 e loro confronto con precedenti analoghi eventi*. In « Atti del Convegno Intern. sul tema: " Piene: loro previsione e difesa del suolo " », tenuto tra il 23 e il 30 Nov. 1969 », « Acc. Naz. Lincei ». Quaderno N. 169.
- (58) DORIGO L., 1968. — *Le alte maree eccezionali a Venezia (Periodo 1867-1966)*. « Uff. Idrogr. Magistr. alle Acque ». Pubbl. N. 156, Venezia.

- (50) SARAZANI F., 1972. — *L'ultimo Doge*. « Edizioni del Borghese », pp. 334. Milano.
- (60) LEONARDI P., 1956. — *Origine e natura geologica dei terreni della Pianura Ferrarese*. III Convegno su « Fegato e Alimentazione ». Ferrara.
- (61) NEUMAYR M., 1896 — *Geologia generale* (Vol. I di « Storia della Terra »), « Unione Tipogr. Editr. Torino », p. 474.
- (62) DE MARCHI L., *Geografia Fisica*. « Editrice Fr. Vallardi », s.d., Torino, p. 275.
- (63) MARINELLI O., 1901, *L'accroissement du delta du Po au XIX siècle*. Bruxelles.
- (64) GIANDOTTI M., 1933. — *Le piene del Po e i provvedimenti di difesa*. « Acc. Naz. dei Lincei, Commiss. Ital. Studio grandi Calamità », IV, Parte I.
- (65) ANDREOTTI G., 1938. — *Sismicità del Friuli*. « Atti XII Congr. Geogr. Ital. » « Del Bianco » Udine, p. 6.
- (66) McLELLAN HUGH J., 1965. — *Elements of Physical Oceanography*, pp. 150. « Pergamon Press », Oxford, p. 20.
- (67) MOSETTI F., 1968. *Temperatura e salinità nel Golfo di Trieste*. « Commiss. Studio Ocean. e Limn. del C.N.R. », Serie B, N. 6, p. 6.
- (68) LISITZIN E., PATTULLO J. G., 1961. — *The Principal Factors Influencing the Seasonal Oscillation of Sea Level*, « Jour. Geophys. Res. », 66, pp. 845-852.
- (69) SCACCINI A., PICCINETTI C., 1968. — *Il fondo del mare da Cattolica a Falconara*. « Commiss. Studio Ocean. Limn. del C.N.R. », Serie C, N. 1, p. 9.
- (70) ODDONE E., 1910. — *Intorno alla risoluzione del problema delle sesse*. « Rend. Acc. Naz. dei Lincei », XXI.
- (71) CIABATTI M., 1969. — *Ricerche sull'evoluzione del delta Padano*. « Commiss. Ital. per l'Ocean. del C.N.R. », Serie A, N. 16. Roma.
- (72) CAPUTO M., PIERI L., UNGUENDOLI M., 1970. — *Geometric investigation of the subsidence in the Po Delta*. « Boll. Geof. teor. e appl. », XIII, N. 47, figg. 2-5.
- (73) DORIGO W., 1972. — *Una laguna di chiacchiere*. « Pro manuscripto » Venezia.
- (74) GIABATTI M., COLANTONI P., 1969. — *Ricerche sui fondali antistanti il Delta del Po*. « Commiss. Ital. per l'Ocean. del C.N.R. », Serie A, N. 15 Roma.
- (75) DEBRAZZI E., SEGRE A., 1960. — *Carta batimetrica del Mare Adriatico*. « Istituto Idrografico della Marina », Genova.
- (76) MOSETTI F., CARROZZO M. T., 1971. — *Some considerations on a method for tides and seiches analysis*. « Boll. Geof. teor. e appl. », XIII, pp. 76-94.
- (77) CALOI P., PERONACI F., *Oscillazioni libere e forzate del lago di Bracciano* « Arch. Ocean. e Limn », XI, 2, p. 143-160.

- (78) CALOI P., 1972. — *Un vistoso caso di interazione fra atmosfera ed idrosfera: eccezionali oscillazioni del mare nel porto di Civitavecchia (17-19 Giugno 1971)*. « Rend. Acc. Naz. dei Lincei, Classe Sc. fis., mat. e nat. », Serie VIII, *LIII*, 1-2.
- (79) CALOI P., MIGANI M., 1971. — *Microsismi da piccoli bacini chiusi, da mari interni, da Oceani*. « Ann. di Geofisica », **XXIV**.
- (80) ACCERBONI F., CASTELLI F., MOSETTI F., 1971. — *Sull'uso di modelli matematici idrodinamici per lo studio dell'acqua alta a Venezia*. « Boll. Geof. teor. appl. », **XIII**, N. 49, pp. 18-35.
- (81) DORIGO L., 1961. — *Maree eccezionali registrate a Venezia, Punta della Salute (Periodo 1867-1960)*. « Ist. Veneto Sc., Lett. ed Arti ». « Commiss. Studio Provv. Conserv. Dif. Laguna e Città Venezia ». Rapporti Preliminari, **I**, pp. 39-69.
-