

# STUDIO DI ALCUNE ESPLOSIONI SUBACQUEE NEL GOLFO DI TRIESTE

CARLO MORELLI

1. — *Premessa.* Nei primi anni successivi alla fine della guerra, sono stati rastrellati nel porto di Trieste e nelle vicinanze numerosi residuati bellici, che venivano poi fatti esplodere nei dintorni della città, o in mare. Le esplosioni in terra, sia per la maggiore distanza, come per il fatto di avvenire alla superficie del suolo, non sono state registrate in generale dalla Stazione Sismica di Trieste, tranne in qualche caso ed in modo impercettibile. Le esplosioni in mare hanno dato invece molto spesso registrazioni cospicue, e talvolta anzi sono state avvertite dalla popolazione con tutte le caratteristiche di un piccolo terremoto locale.

Valeva la pena quindi di effettuarne uno studio, sia per il particolare mezzo-ambiente in cui esse avevano origine e si propagavano, sia per risalire a dati di interesse geofisico immediato (comportamento elastico degli strati superficialissimi nei dintorni della Stazione; in particolare, dromocroni locali, ancora sconosciute) o più generale per la conoscenza della stratificazione superficiale locale, ecc. Ne sono risultate anche conclusioni molto interessanti per l'ipotesi sulle cause dei microsismi.

Nell'aprile 1917 sono stati perciò presi gli opportuni accordi col locale Comando Rastrellatori Bombe e Mine e col Comando del Porto, i quali accordarono l'autorizzazione di accompagnare in mare i sommozzatori allo scopo di eseguire le misurazioni necessarie per la determinazione dei punti di scoppio.

2. — *Esplosioni - Dati sperimentali.* I dati relativi alle esplosioni di mine, che hanno fornito il materiale sperimentale posto a base della presente ricerca, risultano dalla seguente tabella, in ordine di distanza dalla Stazione registratrice (che normalmente è Trieste, tranne che per il n. 7, dove essa è nel punto *b* della *fig. 1*):

Num.	Data	Ora (T.M.E.C.J)	Profondità (m)	Distanza (m)	Azimut	Note
1	26.4.1947	9 <sup>h</sup> 19 <sup>m</sup>	22.0	3000	318° 00'	in mare
2	28.4.1947	9 37	20.5	3025	326 45	» »
3	30.4.1947	9 11	20.0	3700	325 30	» »
4	28.4.1947	6 59	19.5	3850	320 15	» »
5	30.4.1947	10 08	19.0	1650	331 15	» »
6	2.5.1947	9 08	19.0	5450	321 30	» »
7	23.3.1948	15 00	—	6175	317 00	Cave di Sistiana
8	25.4.1947	9 24	9.2	9680	329 30	in mare
9	23.3.1948	15 00	—	16225	326 00	Cave di Sistiana
10	5.8.1939	17 01	—	16285	326 00	»

La distribuzione dei punti di scoppio e delle stazioni registratrici risulta dalla *fig. 1*.

Sono necessarie le seguenti *osservazioni* per le mine in mare:

*a)* le mine esplose erano bombe adattate a mine, da 1000 kg di tritolo;

*b)* la prima esplosione è stata simultanea di due mine;

*c)* le mine venivano appoggiate sul fondo del mare;

*d)* il punto di scoppio è stato determinato mediante il metodo dell'intersezione inversa, misurando gli angoli azimutali fra almeno quattro punti trigonometrici perfettamente individuati attorno all'orizzonte: riportato il punto sulla carta, ne sono stati calcolati la distanza e l'azimut rispetto alla Stazione, sopra indicati.

Per completare il quadro, sono state inserite anche due esplosioni di mine nelle Cave di Sistiana. La prima (5 agosto 1939) è stata di 7000 kg di Schneiderite (residuo della prima guerra mondiale, di rendimento circa pari a quello del tritolo residuo), in due pozzetti contigui con kg 4200 e 2800 rispettivamente, alla profondità di 45 m dal livello del suolo, alla quota di 35 m ed a 175 m di distanza dal mare. Il tragitto delle onde sismiche è quasi completamente sottomarino per arrivare alla Stazione Sismica di Trieste a 16285 m, dove l'esplosione è stata registrata nitidamente dalle due componenti orizz. Alfani a registrazione fotografica (quelle dei Wieckert a registr. meccanica sono andate distrutte durante il bombardamento di Trieste del 10 giugno 1944, che colpì in pieno anche l'archivio sismogrammi).

La seconda esplosione alle Cave di Sistiana (23 marzo 1948) è stata di 12.500 kg di tritolo (residuo della 2<sup>a</sup> guerra mondiale) siste-

mato in una galleria a 165 m dal mare, all'altezza di 7 m e con uno spessore di roccia sovrastante di 85 m; il punto di scoppio si trova 60 m a SE del primo lungo la costa, quindi a 16225 m dalla Stazione di Trieste. Poiché questa esplosione è stata gentilmente comunicata dalla Direzione Cave di Sistiana con sufficiente preavviso, sono state predisposte altre due stazioni registratrici mobili mediante accelerometri *nella sola componente verticale*, disposti lungo la strada costiera su spuntoni di roccia calcarea (l'esplosione è avvenuta anche nel calcare), a m 2175 e 6175 dal punto di scoppio (nei punti indicati con *a* e *b* rispettivamente nella *fig. 1*).

Il primo è un accelerometro Geiger, matricola n. 334, costruito dalla Lehmann-Michel di Amburgo, di proprietà della Fabbrica Macchine S. Andrea, Trieste, regolabile sugli ingrandimenti di 3, 6, 12 e 24 volte. Data la piccolezza dell'ingrandimento massimo raggiungibile, è stato portato alla distanza minima consentita dalle misure di sicurezza; ma neppure così la registrazione è stata apprezzabile.

Il secondo è un accelerometro costruito da A. BEZAR, Lubiana, e donato all'Osservatorio di Trieste dalla figlia. È stato necessario anzitutto provvedere alla messa a punto dello strumento, il che si è ottenuto rivedendone completamente la parte meccanica e costruendo *ex novo* un sistema di smorzamento (ad olio). Occorreva poi studiarne le caratteristiche, al che si è provveduto secondo quanto ora esponiamo.

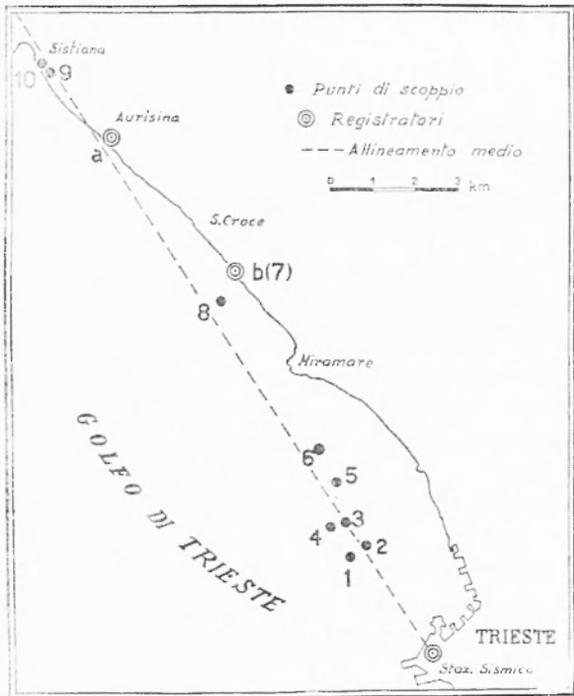


Fig. 1

Com'è noto, l'equazione differenziale fondamentale di un sismografo si può scrivere, indicando con  $a$  l'ampiezza della registrazione e con  $x$  lo spostamento del suolo (quindi con  $x''$  l'accelerazione):

$$a'' + 2ra' + n^2 = -V_0 x'' \quad [1]$$

dove  $r$ ,  $n$  e  $V_0$  sono rispettivamente rapporto di smorzamento, costante di frequenza o pulsazione, ingrandimento statico.

Poiché compito di un sismografo dev'essere quello di rappresentare in maniera conforme il movimento del suolo, la [1] indica che ciò si verificherebbe per un sismografo per cui fosse

$$2ra' + n^2 a = 0 \quad [2]$$

perché allora, ammettendo che all'istante iniziale  $t=0$  sia  $x=0$  e  $a=0$ , e quindi nulle le costanti d'integrazione, si avrebbe:

$$a = -V_0 x, \text{ cioè } x = -\frac{a}{V_0}.$$

Si otterrebbe così direttamente *lo spostamento* del suolo.

La condizione [2] non è però praticamente realizzabile (perché non si può annullare lo smorzamento e la frequenza), per cui si è pensato, seguendo una proposta di A. Lo SURRO (1909), di registrare direttamente almeno *l'accelerazione*, ponendo

$$n = \text{molto grande (cioè, } T_0 \text{ molto piccolo)} \quad [3]$$

in modo da poter considerare trascurabili i primi due termini della [1] rispetto al terzo, perché allora la [1] si riduce a

$$n^2 a = -V_0 x''$$

da cui

$$x'' = -\frac{n^2}{V_0} a. \quad [4]$$

Nel caso in esame, è  $T_0=0,37$ : quindi  $n=16,7$  ed  $n^2=280$ . In prima approssimazione, si può quindi ritenere valida la [4]: lo strumento è quindi un accelerometro.

Occorre ancora, per utilizzare la [4], il calcolo di  $V_0$ .

Esso è stato effettuato sia attribuendo uno spostamento noto al

centro di gravità della massa, sia misurando i rapporti d'ingrandimento dei vari sistemi di leve; è risultato  $V_0 \approx 250$ .

Risulta quindi, con sufficiente approssimazione,

$$x'' \sim -a,$$

cioè ad 1 mm di ampiezza registrata corrisponde l'accelerazione di 0.1 gal = 1 mm/sec<sup>2</sup>.

Lo scorrimento, regolabile entro limiti molto vasti, è stato portato al massimo, data la piccolezza dei periodi da registrare; più precisamente si è avuto:

$$T_{cm} = 1.84 \text{ sec}$$

Pur tenendo conto che si disponeva della sola componente verticale, la registrazione è stata molto utile, dato che ha confermato chiaramente numerosi impulsi.

La fig. 2 riporta un ingrandimento della registrazione numero 6.

Le costanti strumentali erano le seguenti nell'aprile 1947:

Sismografo	Componente	To	Vo	v	$r/T_0^2$
Wieckert 1000 kg	NW - SE	5.04	214	5.1	0.005
» » »	NE - SW	5.05	202	4.7	0.006
» 30 »	Z	4.25	81	3.3	0.001

Nel marzo 1948 esse erano:

Wieckert 1000 kg	NW - SE	5.0	208	4.5	0.006
» » »	NE - SW	5.0	200	4.4	0.006
» 30 »	Z	4.25	80	3.3	0.001
Altani 3 »	E - W	12.5	1700	$\infty$	fotosism.

Invece le costanti dei fotosismografi erano, nell'agosto 1939:

Altani 3 kg	N - S	10.0	1400 ca	$\infty$	—
» » »	E - W	10.0	2000 ca	$\infty$	—

3. — *Onde dirette longitudinali e trasversali. Strati superficiali.*  
Le differenze  $d_i$  dei tempi di arrivo delle onde trasversali e di quelle longitudinali risultano dalla seguente tabellina:

Num.	Distanza $D_i$ (km)	$d_i$ (sec)	$d_i/D_i$
1	3.00	(0.7)	(0.233)
3	3.70	—	—
4	3.85	(0.8)	(0.208)
5	4.65	1.0	0.215
6	5.45	1.2	0.220
7	6.48	1.3	0.201
8	9.68	2.0	0.207
9	16.23	3.25	0.200
10	16.29	3.2	0.196

Il n. 2 è omissso, in quanto in esso gli impulsi precedenti l'onda trasversale diretta cadono proprio nell'intervallo del minuto.

La quarta colonna riporta il valore del rapporto  $d_i/D_i$ , che com'è noto — indicando con  $v_l$ ,  $v_s$  la velocità dell'onda longitudinale e trasversale — è uguale a  $1/v_s - 1/v_l$ ; come valore medio risulta  $0.210 \pm 0.004$ . La teoria degli errori consiglia però di eliminare dal calcolo delle medie quei valori che scartano più di tre volte l'errore medio: tali sono nel nostro caso il primo e l'ultimo. Senza di essi, il valore medio diventa:

$$\frac{d}{D} = 0.2085 \pm 0.0032 = \frac{1}{v_s} - \frac{1}{v_l}.$$

Osserviamo ora che per il coefficiente di Poisson  $\sigma$  negli strati superficialissimi non sembra lecito assumere il valore di 0.25, generalmente accettato quale valore medio di questo coefficiente per tutta la Terra. Esso intanto non è costante, ma varia a seconda della diversa natura geologica degli strati: poiché per i materiali costituenti gli strati più interni sono stati trovati valori anche notevolmente superiori a 0.25 (fino a 0.40—0.50), è da attendersi per gli strati superficialissimi un valore numerico minore di 0.25 (MURZAWA ha trovato, per esempio, il valore 0.17).

Nel caso nostro, abbiamo quindi anzitutto ammesso come possibili tutti i valori del coefficiente di Poisson fra 0.25 e 0.15; calcolati in corrispondenza i valori del rapporto  $v_l/v_s = \sqrt{2 \frac{1-\sigma}{1-2\sigma}}$ , questo

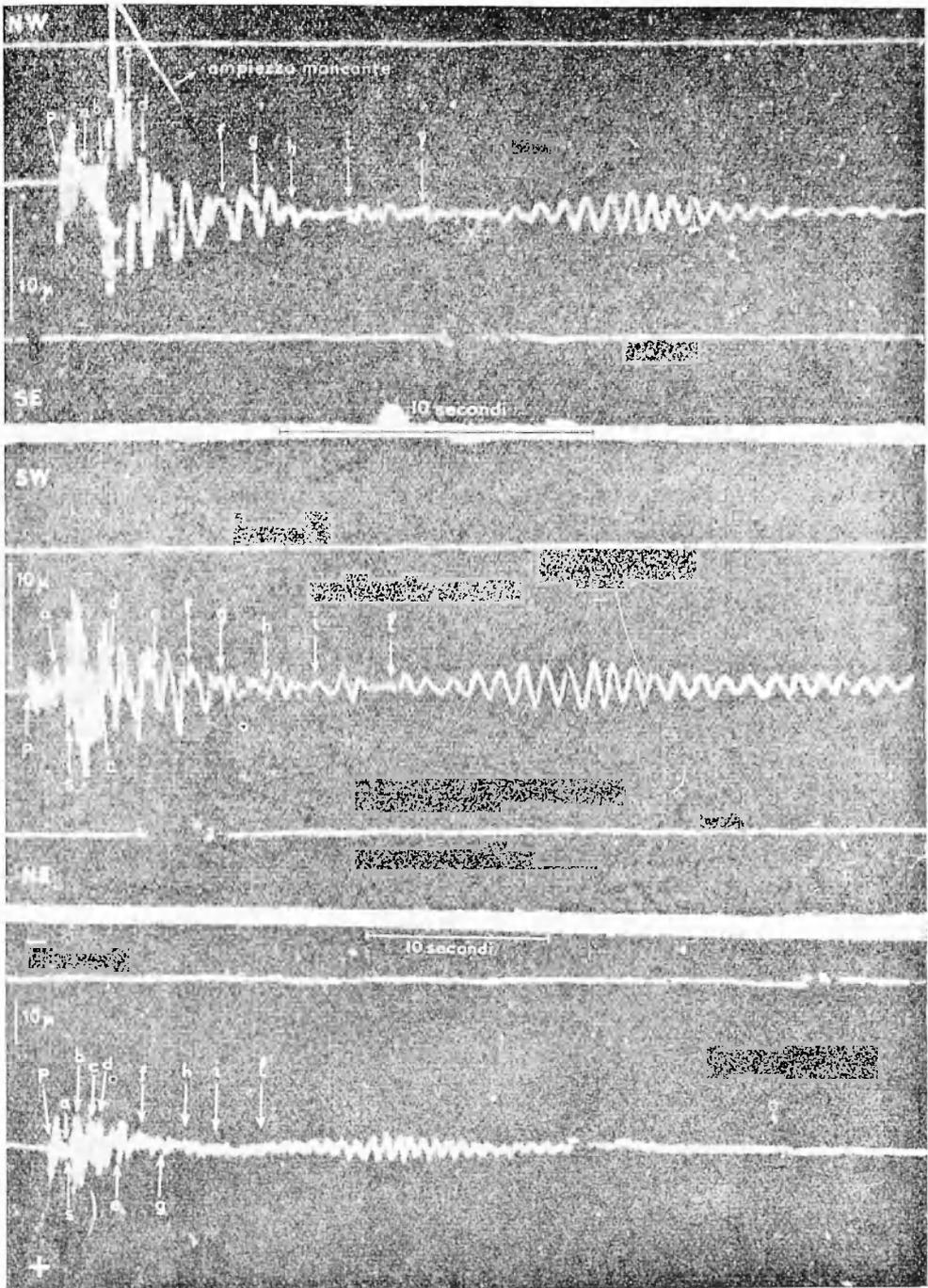


Fig. 2 - Esplosione di mina subacquea a 5450 m. h=19 m

ci ha fornito, unitamente alla relazione precedente, i valori di  $v_p$  e  $v_s$ . I valori numerici sono riportati nella tabella che segue:

$\sigma$	$v_p/v_s$	$v_p$	$v_s$	$v_b$ oss.	$v_b$ corr.
0.25	1.732	3512	2028	1802	1739
.23	.689	3306	1956	1754	1695
.21	.652	3129	1894	1695	1639
.19	.616	2954	1838	1639	1587
.17	.586	2811	1795	1587	1538
.15	.559	2681	1721	1555	1508

I valori delle velocità sono (qui e nel seguito) in m/sec.

La penultima colonna riporta la velocità che si ricava in corrispondenza, per un particolare tipo di onda registrata (indicata con  $b$ ; essa è importante per le considerazioni che seguiranno), a carattere longitudinale e con tragitto nello strato di mare fra punto di scoppio e stazione (v. discussione nel § 5). Ora, la velocità delle onde elastiche longitudinali nell'acqua di mare è compresa, nel nostro caso, fra 1480 e 1490 m/sec. Considerando che l'ultimo tratto del tragitto percorso prima di arrivare alla stazione è di 250 m in terraferma, dove le onde longitudinali si propagano con la velocità  $v_p$ , si ha un anticipo nel tempo di arrivo di 0,2 sec. Tenendo conto di questa correzione, si hanno (per la distanza di 10 km) i valori di  $v_b$  riportati nell'ultima colonna della precedente tabella.

*L'ultimo valore è praticamente coincidente con quello della velocità delle onde longitudinali nell'acqua.* Per questo motivo siamo indotti a ritenere che il valore più probabile per il coefficiente di Poisson nello strato superficialissimo sia:

$$\sigma = 0,15$$

e quindi in corrispondenza:

$$v_p = 2680 \text{ m/sec}, \quad v_s = 1720 \text{ m/sec.}$$

Dato che, come vedremo più avanti, la massima profondità raggiunta dal raggio sismico diretto, dal punto di scoppio alla Stazione è di poche decine di m, lo strato attraversato è esclusivamente quello delle arenarie e marne del flysch, con prevalenza delle arenarie (nella parte superiore). I valori sopra ottenuti per la velocità delle onde longitudinali e trasversali sono quindi in accordo con i valori medi generalmente ammessi (REICH-ZWINGER, 1943) per le arenarie (per le quali, per es.,  $v_p$  è compreso fra 2.100 e 3.000 km/sec) e per le marne (fra 1.800 e 2.400 km/sec).

La conoscenza della densità delle arenarie  $\rho = 2.67$ , consente di ricavare immediatamente sulla base dei risultati precedenti i valori delle altre costanti fisiche ed elastiche dello strato attraversato:

a) *Modulo di rigidità*:

$$\mu = \rho \cdot v_s^2 = 7.92 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2;$$

b) *Modulo di Young*:

$$E = \mu (2 + 2\sigma) = 18.21 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2;$$

c) *Costanti di Lamè*:

$$\lambda = \frac{E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} = 0.34 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2;$$

$$\mu = 7.92 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2;$$

d) *Coefficiente d'incompressibilità*:

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu = 5.62 \cdot 10^{10} \text{ dine/cm}^2.$$

Questi valori sono in buon accordo con quelli generalmente ammessi per le arenarie.

4. — *Altre onde registrate. Loro dromocrone.* Come risulta dalla *fig. 1*, i punti di scoppio sono distribuiti all'incirca su un unico allineamento medio, indicato con una linea tratteggiata e corrispondente ad un azimut di  $325^\circ$  rispetto alla Stazione di Trieste. Questa circostanza è particolarmente favorevole, in quanto consente di passare con maggior fiducia alla costruzione delle dromocrone per le diverse onde registrate considerando gli impulsi come provocati da un'unica scossa registrata a diverse distanze, anziché da diverse scosse registrate sempre — o quasi — dalla stessa stazione (altrimenti, resterebbe il dubbio che l'influsso delle eterogeneità superficiali nelle varie direzioni alteri il significato fisico delle dromocrone stesse).

Non conoscendosi inoltre in senso assoluto i tempi di origine delle varie esplosioni, i tempi di arrivo dei singoli impulsi sono stati contati a partire dal primo (*P*). Le dromocrone risultanti sono rappresentate nella *fig. 3*, e sono quindi relative alla velocità di 2680 m/sec sopra calcolata per le onde dirette. Nella stessa figura sono indicate con *S* le onde trasversali dirette, chiaramente individuabili dai sismogrammi. Le altre dromocrone che è stato possibile costruire (per estrapolazione degli impulsi registrati) sono indicate nella *fig. 3* con le successive lettere dell'alfabeto, in attesa di precisarne il carattere. Le dromocrone a tratto più marcato sono quelle che si riferi-

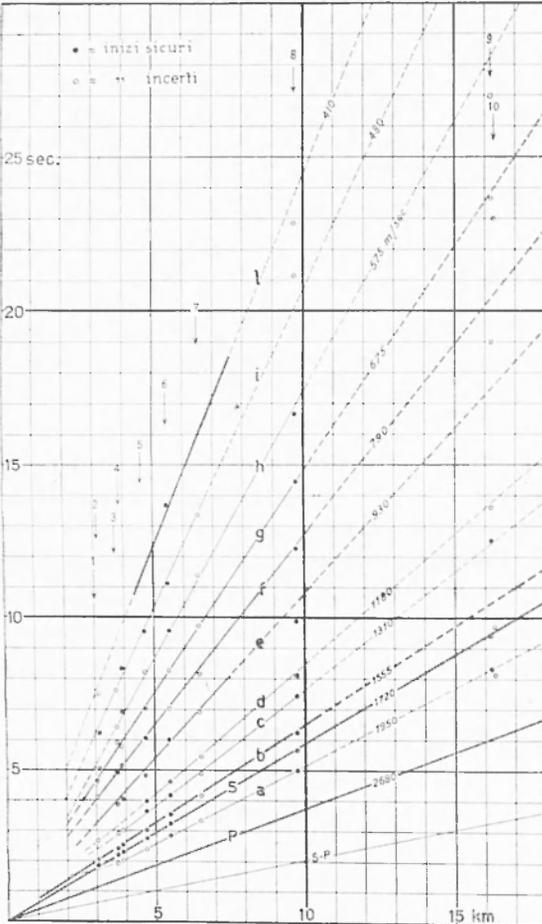
sono alle onde principali, cioè ben distinguibili o di notevole ampiezza. Nella *fig. 5* è anche indicata la velocità apparente (relativa) corrispondente alle diverse dromocrone.

Dall'esame della *fig. 3* risulta anche chiaramente il grado di attendibilità di ogni singola dromocrona: le estrapolazioni o i tratti incerti sono indicati con tratteggio. Come si vede, e come risulterà

meglio dalla discussione al successivo § 5, l'attendibilità è ottima per tutte le dromocrone principali. La causa dell'incertezza di alcuni tratti è la seguente:

*Onda a.* L'andamento a parabola (con la concavità in alto) nei pressi dell'origine è probabile se si tratta di un'onda riflessa sulla prima superficie di discontinuità interna.

*Onda b.* Il tratteggio dopo i 10 km è dovuto al fatto che oltre tale distanza non si avevano esempi di esplosioni in mare; ma è da prevedere che per esplosioni sufficientemente intense l'onda longitudinale *b* si propaghi nell'acqua a distanze maggiori.



5. — *Studio delle singole onde.* Per studiare i caratteri fisici delle onde messe in evidenza nel § precedente, abbiamo ritenuto opportuno analizzarle una per una nelle diverse registrazioni. Esponiamo ora i risultati in sintesi, facendoli seguire da una breve discussione, dalla quale sia possibile risalire alla natura, e possibilmente al tragitto, dell'onda stessa.

Premettiamo ancora l'osservazione che i valori osservati alle distanze minori sono da ritenersi incerti per l'esiguità dello scorrimento in rapporto al periodo brevissimo (per cui le prime onde appaiono tutte quasi sovrapposte). In generale però si possono distinguere gli inizi e le ampiezze delle fasi.

Allo scopo di raggiungere una maggiore sicurezza nella lettura, i si-mogrammi sono stati ingranditi fotograficamente, da 6 a 12 volte. Inoltre, l'esame dei diagrammi è stato ripetuto 4 volte, separate da lunghi intervalli di tempo, per renderle, per quanto possibile, indipendenti.

Divideremo le onde messe in evidenza in due gruppi, giustificati per le caratteristiche notevolmente diverse delle onde che li compongono: nel primo gruppo, che chiameremo delle *onde a periodo breve*, figurano onde *spaziali*, caratterizzate dal susseguirsi di impulsi irregolari; nel secondo gruppo, che chiameremo delle *onde a periodo lungo* (relativamente alle precedenti), sono comprese le onde a carattere sinusoidale regolare, più o meno marcato, con le caratteristiche delle onde *superficiali*.

## I. — Onde a periodo breve.

### *Onda P.*

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)		
		NW	NE	Z
1	0.1	11	1	?
2		Nell'intervallo del minuto		
3	0.1	7	2	?
4	0.1	6	2	?
5	0.1	4	2	0.8
6	0.1	6	2	1.2
7	0.15	m a n c a		
8	0.18	0.5	tr	?
9	0.3	0.4	0.1	?
10	?	—	—	manca

Con  $T$  abbiamo indicato il periodo dell'onda.

Per i soli n. 5 e 6 è stato possibile calcolare l'angolo di emergenza apparente  $e_0$ , dal quale poi si è ricavato l'angolo di emergenza vero  $e$  mediante la nota formula:

$$\cos e = \frac{v_p}{v_s} \sqrt{\frac{1}{2} (1 - \sin e_0)}, \quad [5]$$

dove per  $\frac{v_p}{v_s}$  abbiamo ammesso il valore 1.56 derivante dai valori sopra trovati per la velocità delle onde dirette longitudinale e trasversale. È risultato:

n.	$e_0$	$e$
5	10°	6°
6	11°	8°

Il segno della componente verticale è risultato naturalmente sempre +, dato che si tratta di esplosioni, che provocano sul fondo un impulso verso il basso, e quindi alla Stazione un impulso verso l'alto.

L'onda esaminata è perciò chiaramente un'onda *longitudinale diretta* nello strato superiore del flysch. Per arrivare infatti dai punti di scoppio indicati, quest'onda percorre tragitti molto prossimi alla superficie, per i quali cercheremo ora di calcolare almeno approssimativamente la massima profondità raggiunta.

Ammettendo, come generalmente si fa nella prospezione sismica, che la velocità aumenti linearmente con la profondità  $h$ , a partire dal valore  $v_0$  alla superficie, secondo la relazione

$$v_h = v_0 + k.h, \quad [6]$$

negli strati superiori i raggi sismici sono delle traiettorie circolari, col raggio di curvatura dipendente dal coefficiente  $k$ , gradiente verticale della velocità. Il valore di  $k$  si ottiene facilmente (v. per es. HEILAND, pag. 542), quando si conosca l'angolo d'emergenza  $e$  alla distanza  $x$ , della relazione:

$$k = \frac{2 v_0 \cdot \operatorname{tg} e}{x}, \quad [7]$$

Applicando questa formula ai due casi 5 e 6 sopra nominati, si ottiene per entrambi:

$$k = 0,121.$$

Conosciuto  $k$ , la profondità di penetrazione  $h_p$  del raggio si ricava immediatamente dalla formula:

$$h_p = \frac{v_0}{k} \frac{1 - \cos e}{\cos e} \quad [8]$$

Otteniamo così nei due casi considerati:

$$\text{per } x = 4650 \text{ m : } h_p = 112 \text{ m ca., } v_p = 2695 \text{ m/sec;}$$

$$\text{per } x = 5450 \text{ m : } h_p = 156 \text{ m ca., } v_p = 2700 \text{ m/sec.}$$

Teniamo ancora a precisare che questi valori devono intendersi soltanto come indicativi dell'ordine di grandezza delle varie quantità calcolate. Ad ogni modo, è chiaro che la profondità raggiunta dalle onde dirette è molto esigua. La velocità si può ritenere quindi praticamente costante, e coincidente con la velocità superficiale apparente  $v_0$ . È quindi anche giustificato in prima approssimazione il tracciamento rettilineo della dromocrona delle  $P$  (fig. 3), almeno per le piccole distanze considerate.

#### Onda a.

Gli elementi osservati sono riassunti nella tabella seguente:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)			a P
		NW	NE	Z	
1		Coperto dalle oscillazioni precedenti.			
2		Nell'intervallo del minuto.			
3	(0,2)	10	(4)	(9)	1,1
4	(0,2)	(11)	(6)	(7)	2,7
5	(0,2)	(2)	(1,5)	(2)	0,8
6	(0,2)	3	2	tr	0,6
7	0,1	m a n c a			tr
8	?	1	(1)	tr	—
9	0,1	0,5	tr	tr	—
10	?	—	—	m	—

Nonostante l'incertezza menzionata nella premessa a questo §, e qui aggravata dal fatto che le  $P$  che precedono sono di ampiezza notevole e, specialmente nelle registrazioni più vicine, ricoprono l'onda in esame, la dromocrona è bene individuata (almeno per il tratto fra 3 e 7 km), il carattere dell'onda risulta longitudinale, e il movimento verticale sembra di dilatazione: questo fatto potrebbe far supporre che l'onda stessa sia riflessa su una superficie di disconti-

nità interna (il che, com'è noto, produce un cambiamento di segno). Ciò risulterebbe anche confermato dal maggiore angolo di emergenza iniziale, e dalla sua rapida diminuzione con la distanza, dato che esso risulterebbe di 49°, 33° e 25' circa, per le stazioni 5, 4 e 5, rispettivamente.

Sempre a scopo puramente orientativo, abbiamo pensato di calcolare la profondità probabile per la superficie di discontinuità riflettente. Non è più possibile ammettere, neppure in prima approssimazione, che il raggio in questo caso sia rettilineo e la velocità  $v_0$  sia costante, perché altrimenti la profondità calcolata per esempio mediante la formula  $\frac{x}{2} \operatorname{tg} \alpha$  e risulterebbe notevolmente maggiore. Ma neppure gli altri metodi, basati sull'aumento lineare della velocità con la profondità, hanno dato risultati soddisfacenti. Essi sembrerebbero indicare che la riflessione avvenga ad una profondità di circa 300-1000 m, ma questo risultato deve avere conferma per altre vie: soprattutto perché i dati geologici osservati in superficie attorno al Golfo di Trieste sembrano indicare uno spessore del flysch soltanto di alcune centinaia di m sotto il tratto di mare prospiciente alla città.

Non è in contrasto con la profondità indicata l'andamento possibile della dromocrona nei pressi dell'origine: la velocità al limite inferiore dello strato essendo di circa 2900 m, la velocità media si può assumere in 2800 m, per cui il tempo del tragitto all'origine sarebbe di 1,4 sec.

In favore della riflessione alla profondità indicata sembra essere invece la variazione dell'intensità dell'onda: come risulta dall'ultima colonna della precedente tabella (in cui è riportato il rapporto tra le ampiezze dell'onda  $a$  e della  $P$  sulle componenti longitudinali), essa va aumentando fino alla staz. 4, distanza che probabilmente precede di poco quella per la quale ha luogo la riflessione totale: prima, l'energia dell'onda riflessa è minore, perché una parte viene assorbita dallo strato inferiore per rifrazione; dopo, essa va ancora rapidamente diminuendo perché, com'è noto dall'esperienza e confermato dalla teoria (v. GURENBERG, 1936), l'ampiezza dell'onda riflessa diminuisce con l'aumentare dell'angolo d'incidenza, una volta superato l'angolo limite.

#### *Onda S.*

È noto come nella prospezione sismica l'onda S non riesca in generale chiaramente individuabile, soprattutto perché, data la pie-

colezza della distanza, l'intervallo di tempo dalla *P* è troppo breve, sicché essa risulta in generale coperta appunto dalla *P* e dalle varie riflessioni e rifrazioni.

Nelle registrazioni qui studiate la fortunata coincidenza di avere una componente (la NE-SW) in direzione all'incirca ortogonale, ha consentito di individuare con sufficiente chiarezza l'arrivo delle *S*, appunto su questa componente.

Riportiamo, come per le onde precedenti, il periodo e le ampiezze osservati:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)		
		NW	NE	Z
1	?	?	26	—
2		Nell'intervallo del minuto		
3	0.1	(8)	13	tr
4	0.2	?	5	—
5	0.2	—	4	—
6	0.2	?	4.5	2
7	—	M a n c a		
8	0.2	3	2	1
9	0.15	0.1	0.1	0.1
10	?	?	0.5	m

Risulta quindi chiaro il carattere trasversale dell'onda stessa.

#### *Onda b.*

Per le stazioni fino al n. 6, cioè per distanze almeno fino a circa 6 km. costituisce la parte più vistosa del sismogramma sulla componente longitudinale e su quella verticale. Ciò risulta chiaramente dalla seguente tabella che riporta i valori osservati.

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)			b/P	
		NW	NE	Z		
1	0.1	53	24	(24)	5	
2	?	57	22	12	—	
3	0.1	41	17	8	6	
4	0.1	(40)	20	9	(7)	
5	0.1	30	10	3	7	
6	0.1	40	9	(6)	7	
7	0.15	M a n c a			1	—
8	0.15	2	1.5	tr	2	
9	—	?	?	?	—	
10	—	—	—	m	—	

Risulta intanto evidente il carattere *longitudinale* di quest'onda. I valori dell'angolo di emergenza apparente, compreso fra  $5^\circ$  e  $10^\circ$  (il che corrisponde ad un angolo vero molto piccolo), e la notevolissima ampiezza alle piccole distanze, stanno a dimostrare che si tratta di un'onda *longitudinale propagantesi direttamente nell'acqua*. Ciò viene confermato anche dal valore della velocità apparente di 1555 m/sec. cui corrisponde, come abbiamo visto nella discussione al § 3, una velocità effettiva di circa 1500 m/sec.

In conclusione, si tratta di un'onda di compressione e dilatazione, che si propaga nell'acqua in tutte le direzioni. L'esistenza di quest'onda è confermata dalle osservazioni dirette sul mare nei pressi delle esplosioni: pochi istanti dopo abbassata la leva per il brillamento elettrico a distanza, si avvertiva il « colpo sul fondo » dell'imbarcazione accompagnato, per un tempo molto breve, da rapide oscillazioni, col mare perfettamente immobile; nel caso del rimorchiatore, di costruzione metallica, esse si traducevano in vibrazioni di tutte le parti con notevole rumore. Successivamente appena, si vedeva l'acqua sollevarsi con la caratteristica « testa di lungo », dalla quale infine sprizzava nel centro il caratteristico conetto che, simile ad un geyser, raggiungeva altezze anche di 70-80 m.

Investendo la costa, queste onde longitudinali moltiplicano il loro effetto, e ciò spiega la notevole ampiezza delle registrazioni nei casi di esplosioni in mare. Inversamente, anche nel caso di esplosioni in terra prossime alla costa è possibile che onde di questo tipo si propaghino all'acqua, ma naturalmente l'intensità sarà molto minore, secondo quanto appunto è stato constatato nelle registrazioni dei n. 7, 9 e 10 per le quali l'ampiezza di quest'onda è ridottissima o addirittura manca del tutto, come nell'ultimo caso.

L'ultima colonna della tabella precedente indica i valori del rapporto  $b/P$ : da essi risulta che praticamente lo smorzamento dell'onda è trascurabile almeno fino a circa 5 km di distanza dall'origine (invece la diminuzione di ampiezza della  $P$  è già sensibile). I dati a disposizione non consentono ulteriori deduzioni per distanze maggiori.

Queste onde possono subire riflessioni, sia sulla superficie libera del mare, sia sul fondo: ma di queste parleremo fra poco.

Prima di proseguire, facciamo la seguente osservazione dedotta dalla *fig. 3*: nessuna delle dromocrone che seguono sembra avere un'inclinazione minore della precedente, come dovrebbe essere nel

caso che qualcuna di esse si riferisse a onde rifratte in uno strato inferiore, con velocità quindi sensibilmente maggiore di quella qui trovata per le *P* nel flysch. Le onde messe in evidenza sono quindi tutte onde riflesse. Il che può essere in accordo con i dati che la Geologia ammette per la stratificazione superficiale nella zona in esame: lo strato del flysch dovrebbe avere, come già detto, uno spessore di qualche centinaio di m. ed essere seguito dai calcari (nell'ordine: del Cretaceo sup., inf., del Giurese). Per cui, con i dati disponibili, che praticamente sono sufficientemente densi solo fino a circa 6 km (le registrazioni 8, 9 e 10 devono intendersi più che altro valide per l'estrapolazione dei dati messi in evidenza con le registrazioni più vicine), e con il piccolo potere risolutivo dei sismogrammi, non è possibile mettere in evidenza eventuali onde rifratte negli strati inferiori, relativamente troppo profondi.

#### *Onda c.*

Poiché l'intervallo di tempo che separa quest'onda dalla precedente è molto breve, essa è di difficile individuazione, specie alle distanze minori, risultando coperta dalle (ampie) oscillazioni dell'onda *b*. Sono perciò molto incerti i dati di osservazione, che ora riportiamo:

Num.	T ( <i>sec</i> )	Ampiezza ( <i>micron</i> )			e/P
		NW	NE	Z	
1		Coperta dalla precedente			—
2		»	»	»	—
3	(0.2)	?	(7)	(11)	—
4	(0.5)	(20)	?	(11)	(3)
5	(0.2)	?	2	?	—
6	0.4	(9)	5	?	2
7	?	M a n e a			1
8	?	1	?	1	2
9	0.4	1.5	1	tr	3
10	?	?	1c	m	—

Il sismogramma del n. 9 indica chiaramente che si tratta di un'onda longitudinale. Essa ha notevole ampiezza anche per le esplosioni in terra, perciò il tragitto non dovrebbe essere nello strato d'acqua. La componente verticale sembra essere piuttosto sensibile, per cui

gli angoli d'emergenza dovrebbero avere valori notevoli: ma il tragitto dell'onda stessa non è meglio precisabile.

#### *Onda d.*

Come la precedente, anche quest'onda è coperta spesso dalle oscillazioni precedenti. I dati di osservazione sono:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)			d P
		NW	NE	Z.	
1	(0.2)	(4)	(4)	21	(4)
2		Non distinguibile			—
3		»	»		—
4		»	»		—
5	0.3	3	—	4	1
6	0.4	5	2	6	1
7	(0.2)	M a n c a		(2)	—
8	0.4	3	2	3	—
9	(0.5)	1	0.5	tr	—
10	?	?	?	m	—

L'onda presenta gli stessi caratteri della precedente, con componente verticale ancora leggermente più spiccata: ma come per la precedente il tragitto non è precisabile.

## II. — Onde a periodo lungo.

#### *Onda e.*

Incomincia la serie delle onde a carattere regolare, sinusoidale smorzato, con tutti gli aspetti delle onde superficiali del tipo cosiddetto di Rayleigh per i terremoti lontani; risulta sviluppata particolarmente sulle componenti longitudinale e verticale. In qualche registrazione specialmente l'inizio è mascherato da oscillazioni a più breve periodo, dei tipi precedenti. L'inizio è in particolar modo chiaro nelle registrazioni dei n. 3 e 4. Per le registrazioni provenienti da esplosioni in terra perde quasi del tutto l'aspetto di onda superficiale, e si riduce ad alcune oscillazioni di piccola ampiezza, piuttosto irregolari e di breve periodo: come se venissero a mancare le onde a più lungo periodo che abbiamo qui considerato, e restassero le onde a periodo breve che ad esse erano sovrapposte.

Gli elementi osservati sono i seguenti:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)		
		NW	NE	Z
1		Coperta dalle precedenti		
2		"	"	"
3	0.6	7	6	3
4	0.6	9	7	3
5	0.6	5	3	2
6	(0.7)	?	3	5
7	(0.4)	M a n e a		2
8	0.5	3	—	tr
9	(0.3)	0.5	0.5	tr
10	?	?	tr	m

La velocità apparente è di 930 m/sec. Discuteremo più avanti la possibile causa fisica ed il tragitto di questa, e delle altre onde di questo gruppo.

#### Onda f.

Valgono le stesse osservazioni come per l'onda precedente: in più c'è il fatto che in molti casi è coperta anche dalla precedente stessa. Cospicua sempre la comp. verticale, per cui il carattere è quello di un'onda cosiddetta di Rayleigh. Anche le varie componenti cominciano ad essere sfasate negli inizi, come appunto si osserva in generale nelle onde di Rayleigh. La velocità apparente è di 790 m/sec: gli elementi osservati sono:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)		
		NW	NE	Z
1	0.7	3	9	2
2		Coperta da onde brevi		
3	0.8	5	?	?
4	0.3	6	—	5
5	(0.5)	3	3	5
6	0.7	2	2	tr
7	(0.4)	M a n e a		2
8	(0.3)	1	1	1
9	0.6	1	0.5	tr
10	?	?	tr	m

*Onda g.*

Valgono le stesse osservazioni dell'onda precedente. Più marcata ancora la comp. verticale e l'ampiezza della comp. longitudinale rispetto a quella trasversale, come risulta dai dati seguenti:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)		
		NW	NE	Z
1	0.8	10	7	19
2	0.8	6	3	5
3	(0.8)	Coperta dalla precedente		
4	0.6	"	"	"
5	0.5	3	1	2
6	0.6	Coperta da onde brevi		
7	0.1	M a n e a		
8	0.6	0.5	0.2	—
9	0.1	tr	tr	—
10		Coperta dalla precedente		

Nettamente distinguibile in quasi tutte le registrazioni il caratteristico comportamento a treni d'onde sinusoidali smorzate. Velocità apparente: 675 m/sec.

*Onda h.*

Caratteri e osservazioni analoghi alle precedenti: ampiezza minore. Poiché in molti casi è coperta dalla precedente, non riportiamo il quadro dei dati di osservazione. Velocità apparente 575 m/sec.

*Onda i.*

Dello stesso tipo delle precedenti, solo di ampiezza minore. I dati risultano dalla seguente tabella:

Num.	T (sec)	Ampiezza (micron)		
		NW	NE	Z
1		Coperta dalla precedente		
2	0.8	?	?	?
3	0.8	3	2	?
4	0.8	2	tr	tr
5	0.8	1.5	?	—
6	0.7	0.7	1.5	tr
7	(0.2)	M a n e a		
8	0.5	tr	tr	tr
9	?	tr	—	—
10	?	?	?	m

La velocità apparente è di 480 m/sec.

*Onda l.*

Nelle stazioni fino a 5 km è coperta dalle oscillazioni precedenti, ma nella stazione n. 6 è costituita chiaramente da un treno d'onde sinusoidali debolmente smorzate, periodo 0,6 sec., ampiezza massima 3  $\mu$  sulla comp. verticale, 2,5  $\mu$  sulla comp. trasversale e 2  $\mu$  sulla comp. longitudinale, dove l'inizio è anche con leggero ritardo (*fig. 2*): dunque, è chiara la prevalenza del carattere trasversale dell'onda stessa.

La velocità apparente è di appena 410 m/sec. Quest'onda manca completamente per le esplosioni in terra.

Seguono altri impulsi, generalmente molto slasati sulle varie componenti, notevolmente distanziati dalle onde fin qui considerate, ma senza un ordine apparente di distribuzione; poiché inoltre essi sono di ampiezza esigua, in generale soltanto tracce, non andiamo a considerarli.

Piuttosto vediamo di riassumere le proprietà più notevoli delle onde a periodo lungo sopra esaminate. Esse sono in generale:

a) *aspetto piuttosto regolare, a treni d'onde sinusoidali smorzate; sfasamenti anche notevoli fra le varie componenti; notevole componente verticale; caratteristiche delle onde cosiddette di Rayleigh;*

b) *periodo apparentemente in dipendenza dell'ampiezza;*

c) *velocità apparente che va diminuendo, con un gradiente non costante ma decrescente, in maniera quasi uniforme.*

Per vedere se è possibile che si tratti di onde longitudinali che hanno attraversato il mare subendo varie riflessioni (totali) alla superficie libera del liquido e sul fondo, abbiamo calcolato dalla velocità apparente il presunto angolo di incidenza (costante) di queste varie onde, ammettendo per la velocità delle onde longitudinali nell'acqua il valore di 1490 m/sec; esso è risultato:

onda e : 39°	onda h : 23°
» f : 32°	» i : 19°
» g : 27°	» l : 16°

Poiché l'angolo limite fra acqua e suolo per le onde sismiche longitudinali è di 34°, a priori solo la prima di queste onde non subi-

rebbe perdite di energia per rifrazione: e difatti l'onda  $c$  è quella che ha, rispetto alle altre, ampiezze maggiori.

Ma l'ampiezza delle altre onde, in particolare delle ultime, non decresce nella misura con cui dovrebbe se effettivamente si trattasse solo di onde riflesse nell'acqua (tenendo conto del gran numero di riflessioni, dovuto alla poca profondità dello strato di mare: nel caso in questione, al massimo 22 m). Per cui era necessario invocare qualche altra causa, tanto più che anche il carattere delle onde stesse non è longitudinale.

La spiegazione sembra essere offerta da alcune ricerche teoriche di PEKERIS e sperimentali di EWING e WORZEL, di cui abbiamo potuto recentemente avere notizia (PRESS ed EWING, 1948): in esse è stato dimostrato che l'acqua e il fondo formano un sistema unico, nel quale si propaga un sistema di onde consistente di onde del tipo cosiddetto di Rayleigh alla superficie di separazione del fondo, e di onde longitudinali più volte riflesse (totalmente) nell'acqua, le quali per certi angoli di incidenza danno luogo a interferenza positiva. La propagazione delle onde elastiche di un simile sistema è dispersiva. In un punto sufficientemente distante i periodi predominanti saranno quelli associati con valori stazionari della velocità di gruppo.

Nel nostro caso sembrerebbe quindi lecito poter affermare che le onde  $c$ ,  $f$ ,... sono probabilmente onde superficiali del tipo cosiddetto di Rayleigh, generate dall'urto contro la costa (e contro il fondo?) delle onde longitudinali dirette e da quelle riflesse più volte sulla superficie del mare e sul fondo stesso.

Queste onde hanno periodi molto prossimi, corrispondenti ai valori minimi della velocità di gruppo, sicché l'interferenza dà luogo a caratteristici treni d'onde sinusoidali smorzate (v. fig. 2). Il passaggio dell'energia alle onde di Rayleigh non è stato ancora dimostrato matematicamente, ma si può ammettere per ora intuitivamente che quando il sistema d'onde di cui sopra raggiunge la superficie inclinata o verticale che delimita la terraferma, dà origine a onde elastiche di tutti i tipi: saranno però le onde di Rayleigh dello stesso periodo delle onde incidenti a ricevere la parte maggiore dell'energia di queste.

Che la causa di simili onde sia dovuta a questo motivo, è dimostrato dal fatto che i caratteristici treni d'onde sinusoidali smor-

zate, di notevole ampiezza, si riscontrano soltanto per le esplosioni in mare, mentre per quelle in terra mancano quasi del tutto. Le notevoli ampiezze ora menzionate sono dovute al fatto che nell'acqua l'ampiezza dell'onda longitudinale si mantiene praticamente inalterata finché le riflessioni sono totali, e viene di poco diminuita per valori dell'angolo di incidenza prossimi all'angolo limite. Anche il caratteristico comportamento delle dromocrone di queste onde, menzionato dianzi in c), sembra indicare cause di interferenze e dispersioni come quelle sopra menzionate, piuttosto che una differenziazione dovuta a mezzi elastici con caratteristiche fisiche diverse.

L'esistenza di questi treni d'onda nelle esplosioni in mare, qui chiaramente dimostrata, è della massima importanza per la discussione sulle cause dei microsismi, in quanto rende ragione di uno dei fattori osservati più importanti ma meno facilmente spiegabili relativi alla loro genesi: e precisamente del fatto che i microsismi di lontana origine sono prodotti solo quando i cicloni o i fronti da cui sono generati si trovano sul mare. Rimandiamo però ad altra sede (MORELLI, 1948) un più dettagliato esame di questo argomento.

*Istituto Nazionale di Geofisica - Osservatorio di Trieste, luglio 1948.*

### RIASSUNTO

*Nell'aprile-maggio 1947 sono stati fatti esplodere nel Golfo di Trieste alcuni residuati bellici, appoggiati sul fondo del mare, approssimativamente lungo una stessa direttrice, a distanze variabili da 3 a 10 km dalla Stazione Sismica. Poiché le caratteristiche sismo-elastiche locali dello strato superficiale erano finora sconosciute, è stato fatto lo studio delle registrazioni ottenute, alle quali si sono aggiunte quelle dovute a due esplosioni nelle cave di marmo di Sistiana, a 16 km dalla Stazione. Per la velocità delle onde P ed S sono stati trovati i valori di 2630 e 1720 m/sec rispettivamente, corrispondenti al valore 0,15 per il coefficiente di Poisson. Sono state quindi costruite le dromocrone per le diverse onde individuate, di cui si è cercato di determinare le caratteristiche. Particolarmente degne di menzione le notevoli ampiezze alle minori distanze delle onde longitudinali dirette*

*nell'acqua: e l'esistenza di onde superficiali del tipo cosiddetto di Rayleigh, generate secondo la teoria di Press ed Ewing dalle perturbazioni nel sistema acqua-suolo. Questa constatazione è di fondamentale importanza per la discussione sulle cause dei microsismi.*

## BIBLIOGRAFIA

- GUTENBERG B.: *The amplitudes of waves to be expected in seismic prospecting*, Geophysics, I, 2, 1936.
- HEILAND C. A.: *Geophysical Exploration*, Prentice-Hall, 1013 pg., New York 1946.
- LO SURBO A.: *Sulle osservazioni sismiche*, Rend. R. Acc. Lincei, vol. XVIII, 6<sup>a</sup> s., II, 1909.
- MORELLI C.: *Contributo allo studio dei microsismi*, Annali di Geofisica, I, 4, 621-652, Roma 1948.
- PRESS F. ed EWING M.: *A theory of microseisms with geologic applications*, Trans. Am. Geoph. Un., 29, 2, 163-171, April 1948.
- REICH H. e v. ZWINGER R.: *Taschenbuch der angewandten Geophysik*, Akad. Verlagsges., Becker-Erler, Leipzig 1943.