

# INTERPRETAZIONI GEOFISICHE DI MISURE GEODETTICHE

PIETRO CALOI

1. — Le variazioni in senso verticale del livello della superficie terrestre furono osservate dai tempi più antichi. Testimonianze in questo senso si ebbero, e si hanno, nell'osservazione delle *incrostazioni di conchiglie sulle rocce* in riva al mare e sugli scogli. Stratificazioni di questi crostacei in certe epoche emersero più o meno notevolmente dal livello medio del mare; in altre, risultarono sommerse in misura più o meno sensibile. Famoso, a questo riguardo, l'esempio fornito dal tempio di Serapis a Pozzuoli.

2. *Osservazioni mareografiche.* — Le prime sistematiche osservazioni sulla variazione dell'altezza di punti prefissati sul suolo, rispetto al livello del mare, furono compiute dall'Accademia svedese delle Scienze; osservazioni eseguite in relazione col notissimo sollevamento della Scandinavia (sollevamento che dal 1731 ad oggi è valutato in alcuni metri), al quale si riferiscono le figg. 1 e 2. La fig. 3 è invece relativa alle variazioni del livello medio del mare, in alcuni porti di varie parti del mondo.

Fra i tanti, chiarissimi esempi di spostamenti della crosta terrestre, in senso positivo o negativo, testimoniati dalle osservazioni mareografiche, notevolissimo è quello ottenuto in occasione del catastrofico terremoto di Kwantô (Giappone) del 1° settembre del 1923. I mareografi della baia di Sagami, e specialmente di Aburatubo, subito dopo il terremoto, accennarono ad una brusca, notevole variazione del livello medio del mare; variazione che ad Aburatubo raggiunse il valore di m 1,40, corrispondente ad un sollevamento della crosta nella stessa misura (fig. 4).

3. *Osservazioni clinografiche.* — Le variazioni della verticale apparente sono messe in chiara evidenza dai clinometri. I primi a farne uso furono Rebeur-Paschwitz, Hecker e Schweydar.

M. Ishimoto ha ideato un clinometro di minuscole dimensioni, tutto in quarzo, con sospensione Zöllner, largamente diffuso in Giappone. Un tipo analogo, con sospensione formata da sottilissimi fili di

costantana, è stato costruito dall'Istituto Nazionale di Geofisica e funziona in parecchi esemplari in varie parti d'Italia.

Distribuiti nella zona di Tango (Giappone), subito dopo il forte terremoto del 1927, i clinometri hanno dato interessanti registrazioni,

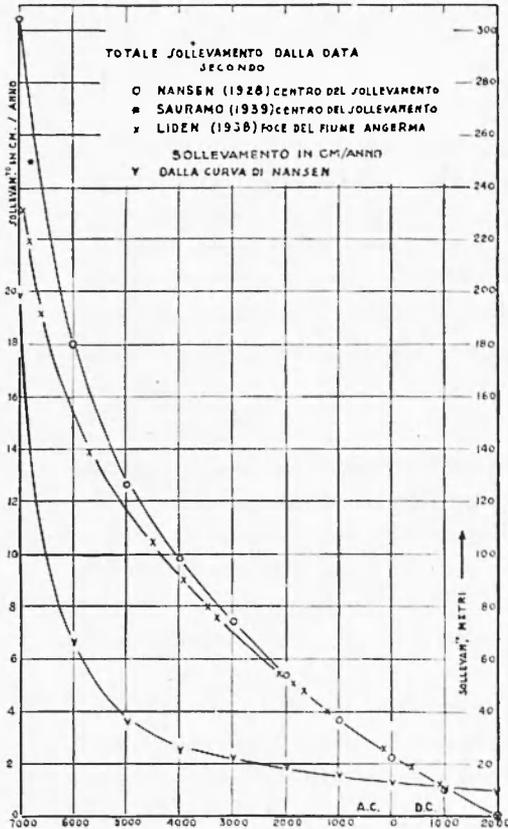


Fig. 1

Fig. 1 - Sollevamento della Scandinavia (secondo Gutenberg)

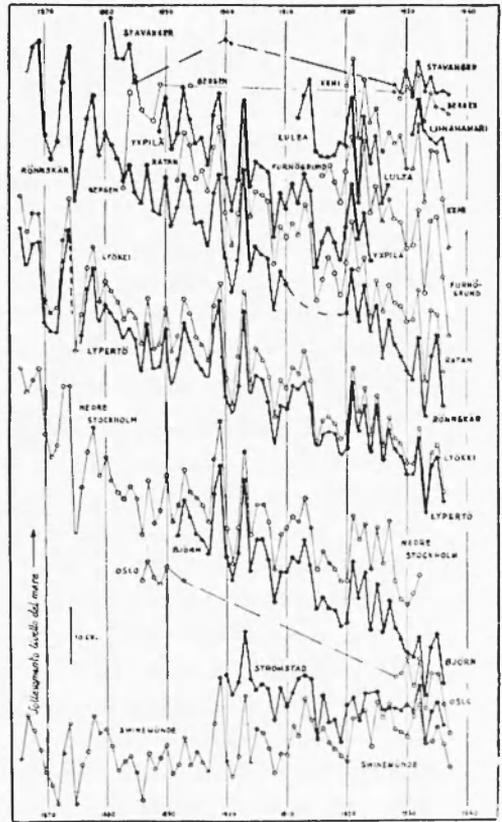


Fig. 2

Fig. 2 - Sollevamento della Scandinavia, rivelato dalle registrazioni mareografiche (secondo Gutenberg)

collegabili con la precedente attività sismica. Analoghe osservazioni furono eseguite, in seguito, in diverse regioni sismiche giapponesi.

Fortissime variazioni della verticale provocano i vulcani attivi: le inclinazioni connesse all'attività dei vulcani ammontano talvolta ad un minuto d'arco, ed anche più, eccedendo largamente quelle dovute ad altre cause perturbanti. Molto spesso, forti variazioni clinometriche precedono di qualche giorno le eruzioni vulcaniche.

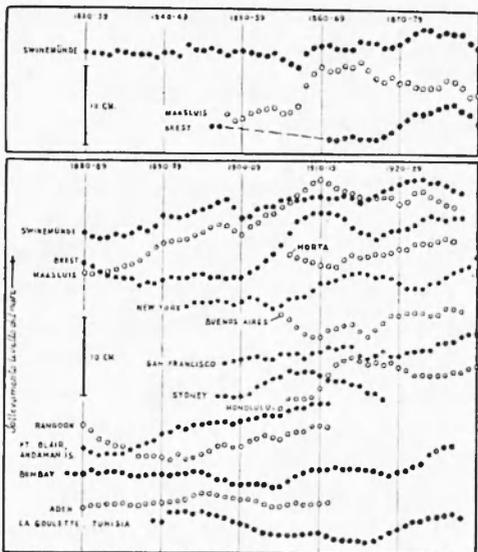


Fig. 3

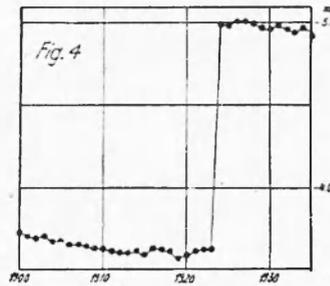


Fig. 4

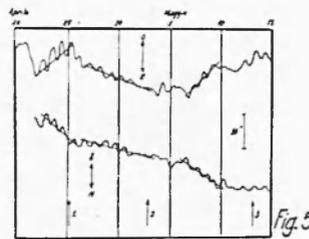


Fig. 5

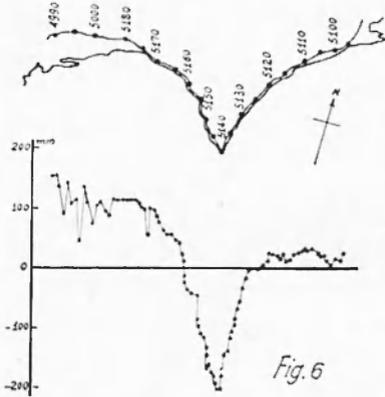


Fig. 6

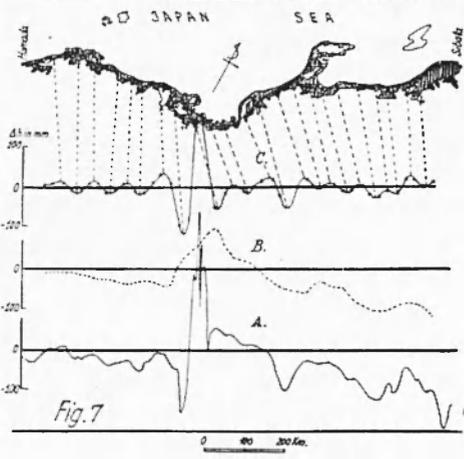


Fig. 7

Fig. 3 - Variazioni del livello del mare in alcuni porti del mondo (secondo Gutenberg). — Fig. 4 - Annuo livello medio del mare ad Aburatubo (secondo Tsuboi). — Fig. 5 - Inclinazioni del suolo in Tango, dopo il terremoto del 7 marzo 1927 (Ishimoto). — Fig. 6 - Tendenza all'affondamento della regione di Capo Muroto, Giappone (1929-18) (secondo Tsuboi). — Fig. 7 - Variazioni di livello lungo la costa del Mar del Giappone. C = A - B ; B = A mediato; A = cambiamento altezza caposaldi. (1921-1930) - (1887-1899) (secondo Tsuboi).

4. Livellazioni di precisione. — Se livellamenti di precisione vengono eseguiti più volte lungo una stessa linea, a certi intervalli di tempo, generalmente vengono osservati dei cambiamenti nell'altezza



Fig. 8 - Variazioni topografiche nella zona di Kwantô, in seguito al forte terremoto del 1923 (secondo I-shimoto)

relativa dei caposaldi sulla linea stessa; cambiamenti attribuibili a verticali deformazioni del suolo, nel quale i caposaldi sono infissi.

Si devono distinguere le variazioni di livello secolari da quelle accidentali, locali, dovute a terremoti, frane, ecc.

*a) Variazioni secolari.* Famosa è rimasta la campagna eseguita in Francia da Schmidt, il quale, valendosi delle osservazioni eseguite in un periodo di ventisette anni (dal 1857 al 1884), poté dedurre una progressiva inclinazione della crosta verso il Nord-Ovest della Francia, calcolando in 4 mm per km e per secolo la differenza nelle variazioni in altezza fra le estremità Sud-Est e Nord-Ovest dell'area sottoposta ad investigazione, della larghezza approssimativa di 800 km.

Accurate ricerche in questo senso furono eseguite in varie regioni costiere del Giappone da Tsuboi, Miyabe, ecc. Ci limiteremo a richiamare l'elaborazione compiuta da Tsuboi sui dati geodetici relativi alla linea costiera che si estende più di 1000 km lungo il Mar del Giappone. Le variazioni in altezza si distribuiscono secondo una curva periodica, i cui minimi corrispondono ai piani alluvionali che si susseguono ad intervalli, più o meno regolari, di circa 80 km.

*b) Deformazioni verticali della crosta in relazione con terremoti.* Deformazioni verticali della crosta terrestre, rilevate con metodi geodetici, furono osservate in corrispondenza di una trentina di terremoti, 15 dei quali verificatisi in Giappone. Per la sicurezza dei risultati è necessario che i dati di partenza si riferiscano a rilevamenti geodetici di precisione, eseguiti non molto prima del verificarsi del terremoto; altrimenti, riuscirebbe difficile decidere che parte della deformazione sia da attribuire al terremoto e quale parte alla variazione secolare.

Particolarmente in Giappone sono fioriti e fioriscono questi studi.

Ricerche speciali furono dedicate alle deformazioni verticali conseguenti ai sei terremoti qui elencati, deformazioni rivelate con il metodo trigonometrico di livellazione:

- 1) Terremoto di Kwantô del 1923;
- 2) Terremoto di Tango del 1927;
- 3) Terremoto di Idu del 1930;
- 4) Terremoto di Sintiku del 1935;
- 5) Terremoto di Siduoka del 1935;
- 6) Terremoto di Fukui del 1948.

Per quanto riguarda il primo, furono osservati abbassamenti che raggiunsero, in più luoghi, lungo la costa della baia di Sagami, m 1,50; nel retroterra, si ebbero, sollevamenti dell'ordine di 1 m (fig. 8). Interessante pure lo studio dell'ultimo, anche in relazione al movimento delle faglie prossime all'epicentro (figg. 12-14).

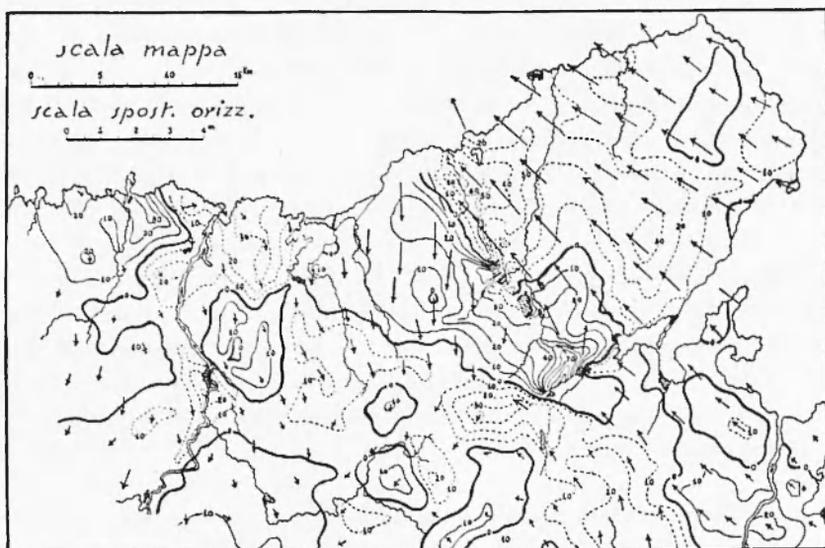


Fig. 9 - Mutamenti topografici nella zona di Tango, dovuti ai terremoti del 1927 (secondo Ishimoto)

In molti casi furono osservate variazioni continue di inclinazione della crosta terrestre, precedenti il verificarsi di terremoti. In qualche caso, una brusca variazione di inclinazione precedette immediatamente lo sprigionamento di energia, sotto forma di terremoto. Osservazioni sistematiche, a questo riguardo, sono state eseguite e si eseguono in Giappone.

c) *Sollevamenti ed abbassamenti locali.* Fra i tanti casi di sollevamenti provocati da terremoti, particolarmente significativo si presenta quello che ha interessato, in Giappone, la penisola di Idu, fatta sede, sino dalla primavera del 1930, di un gran numero di piccoli terremoti (690 scosse registrate nel solo giorno del 25 nov. 1930).

In corrispondenza di questa miriade di terremoti, furono eseguite, attraverso l'area sismica, cinque livellazioni di precisione, i cui risultati sono riassunti nella figura 16.

Per quanto riguarda i movimenti verticali della crosta terrestre,

va osservato che mediante livellamenti di precisione ciò che si misura è la differenza nelle altezze di due caposaldi consecutivi e non la loro altezza individuale.

La livellazione consente quindi di determinare la forma della curva del profilo di una regione, mediante integrazione dell'equazione differenziale

$$\frac{dh}{dx} = f(x) , \quad [1]$$

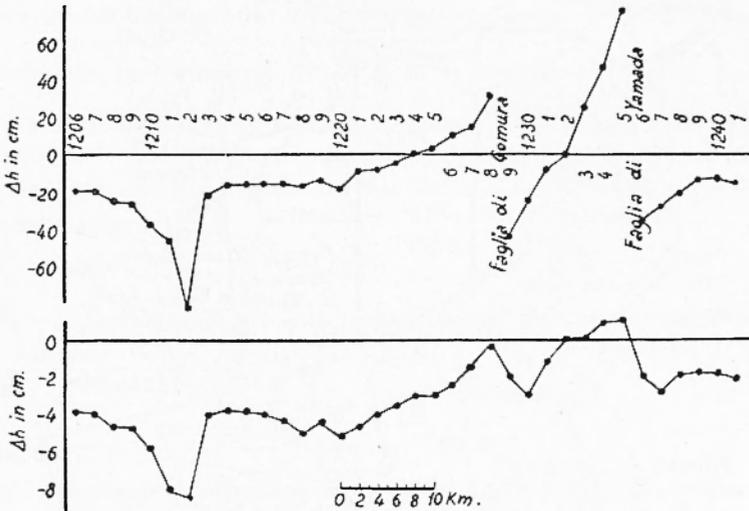


Fig. 10 - Spostamenti in altezza nella zona di Tango, successivi al terremoto del 1927 (secondo Tsuboi). Caratteristici gli spostamenti in corrispondenza delle faglie di Gomura e di Yamada

nella forma

$$h = \int_0^x f(x) dx ,$$

dove  $h$  è l'altezza di un caposaldo alla distanza  $x$ , riferita all'altezza di un caposaldo di riferimento a  $x = 0$ .

Se, come generalmente si ritiene,  $\frac{dh}{dx}$  è indipendente dal tempo, il metodo di integrazione considerato è rigorosamente esatto. In realtà la variazione di  $h$  è anche funzione del tempo, sicché, invece del-



la [1], si dovrebbe scrivere

$$\frac{\partial h}{\partial x} = F(x, t) . \quad [2]$$

L'integrazione di questa equazione fra  $x = 0$  e  $x = x$  è impossibile, a meno che non si conosca l'espressione di  $F(x, t)$  in funzione del tempo; ma ciò va oltre lo scopo delle campagne di livellazione. Avviene così che le curve osservate, con i metodi ordinari, come profili regionali, non siano, frequentemente, che curve apparenti più o meno diverse dal vero profilo ad un tempo determinato.

Trascurando la variazione di  $\frac{\partial h}{\partial x}$  con il tempo, talvolta si può pervenire a risultati del tutto illusori. Valgano i due seguenti esempi.

Supponiamo che una linea retta di lunghezza  $l$  sia livellata; un estremo sia fisso, mentre l'altro estremo subisca un sollevamento secondo la relazione

$$y = at . \quad [3]$$

Se  $T$  è il tempo richiesto per la livellazione dell'intera linea assegnata, abbiamo

$$\frac{x}{l} = \frac{t}{T} .$$

Pertanto, l'equazione differenziale del profilo da determinare diviene:

$$\frac{dh}{dx} = \frac{at}{l} = \frac{aT}{l^2} x ,$$

da cui, integrando rispetto ad  $x$ ,

$$h = \frac{1}{2} \frac{aT}{l^2} x^2 . \quad [4]$$

La linea  $l$  dovrebbe quindi essere parabolica anziché retta. Per  $t = T$  e  $x = l$ , secondo la [4], è

$$y = \frac{1}{2} aT ,$$

ma la vera  $y$ , secondo la [3], è

$$y = aT ,$$

cioè doppia della  $y$  apparente.



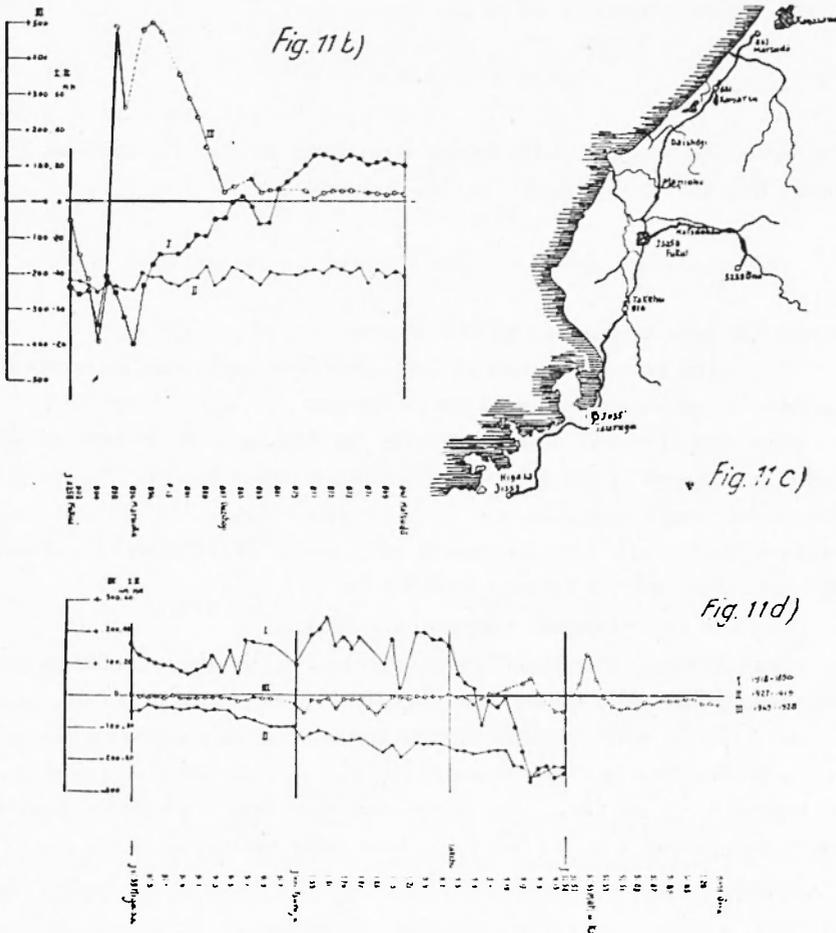


Fig. 11 b - Spostamenti verticali tra Fukui e Matsudo (secondo Nasu).  
 Fig. 11 c - Rotta di livellamento fra Higasa e Matsudo (secondo Nasu).  
 Fig. 11 d - Spostamenti verticali sulla rotta della fig. 11 c (secondo Nasu).

Supponiamo ora che una linea sottoposta a livellazione abbia un estremo fisso e l'altro soggetto al moto

$$y = \sin \frac{\pi}{T} t . \quad [5]$$

Avremo allora

$$\frac{dh}{dx} = \frac{1}{l} \sin \frac{\pi}{l} x ,$$

il cui integrale rispetto ad  $x$  dà:

$$h = \frac{1}{\pi} (1 - \cos \frac{\pi}{l} x) . \quad [6]$$

La linea apparirebbe della forma riprodotta in fig. 17, anziché una retta. Per  $t = T$ ,  $x = l$ , per la [6] avremo:

$$y = \frac{2}{\pi} ,$$

mentre la vera  $y$ , secondo la [5], è zero.

Necessita quindi, in alcuni casi, prendere nella dovuta considerazione la variazione di  $\partial h / \partial x$  con il tempo.

Può capitare così che l'intervallo tra due serie di misure geodetiche (come per la IV e la V dell'esempio riportato, fig. 16) sia più breve del tempo richiesto per la livellazione stessa: in tal caso, opportune correzioni sono necessarie allo scopo di ottenere le altezze dei caposaldi ad un tempo determinato.

Ecco il procedimento proposto da Tsuboi.

Supponiamo di eseguire una campagna di livellazione lungo una linea di livello, sulla quale siano distribuiti i caposaldi  $c_1, c_2, c_3, \dots, c_n$ . Si trovi che la differenza di altezza tra  $c_1$  e  $c_2$  al tempo  $t_{1,2}$  sia  $h_{1,2}(t_{1,2})$ , quella fra  $c_2$  e  $c_3$  al tempo  $t_{2,3}$  sia  $h_{2,3}(t_{2,3})$ ,... quella fra  $c_i$  e  $c_{i+1}$  al tempo  $t_{i,i+1}$  sia  $h_{i,i+1}(t_{i,i+1})$ . Da questi soli dati non è possibile risalire ad  $h_i(t)$ , poiché  $t_{1,2}, t_{2,3}, \dots, t_{i,i+1}$  sono tutti differenti.

Poiché

$$h_{1,2}(t) = h_{1,2}(t_{1,2}) + (t - t_{1,2}) \frac{dh_{1,2}(t_{1,2})}{dt} + \dots \quad [7]$$

$$h_{i,i+1}(t) = h_{i,i+1}(t_{i,i+1}) + (t - t_{i,i+1}) \frac{dh_{i,i+1}(t_{i,i+1})}{dt} + \dots,$$

abbiamo

$$h_{1,n}(t) = \sum_1^{n-1} h_{i,i+1}(t_{i,i+1}) + \sum_1^{n-1} (t - t_{i,i+1}) \frac{dh_{i,i+1}(t_{i,i+1})}{dt} + \dots$$

Un'altra serie di livellazioni consenta di ottenere le misure  $h_{1,2}(t'_{1,2}), \dots, h_{i,i+1}(t'_{i,i+1})$ . Sarà

$$h_{1,2}(t) = h_{1,2}(t'_{1,2}) + (t - t'_{1,2}) \frac{dh_{1,2}(t'_{1,2})}{dt} + \dots$$

Ora

$$h_{1,2}(t'_{1,2}) = h_{1,2}(t_{1,2}) + (t'_{1,2} - t_{1,2}) \frac{dh_{1,2}(t_{1,2})}{dt} + \dots$$

per cui, in prima approssimazione,

$$\frac{dh_{1,2}(t_{1,2})}{dt} = \frac{h_{1,2}(t'_{1,2}) - h_{1,2}(t_{1,2})}{t'_{1,2} - t_{1,2}}$$

Dalla [7], sempre in prima approssimazione, sarà pertanto

$$h_{1,2}(t) = h_{1,2}(t_{1,2}) + \frac{t - t_{1,2}}{t'_{1,2} - t_{1,2}} \left\{ h_{1,2}(t'_{1,2}) - h_{1,2}(t_{1,2}) \right\}.$$

Analogamente

$$h_{i,i+1}(t) = h_{i,i+1}(t_{i,i+1}) + \frac{t - t_{i,i+1}}{t'_{i,i+1} - t_{i,i+1}} \left\{ h_{i,i+1}(t'_{i,i+1}) - h_{i,i+1}(t_{i,i+1}) \right\}.$$

Perciò, in generale,

$$h_{1,n}(t) = \sum_1^{n-1} h_{i,i+1}(t_{i,i+1}) + \sum_1^{n-1} \frac{t - t_{i,i+1}}{t'_{i,i+1} - t_{i,i+1}} \left\{ h_{i,i+1}(t'_{i,i+1}) - h_{i,i+1}(t_{i,i+1}) \right\}.$$

Con questo metodo, furono calcolati i profili della linea di livello dell'area su accennata (Penisola di Idu) di cento in cento giorni, a cominciare dal 10 aprile 1930 (fig. 18).

#### d) *Movimenti di blocchi.*

a) È stato spesso osservato che le linee rappresentanti i mutamenti in altezza dei caposaldi lungo una determinata linea di livello, non sempre sono continue; spesso si presentano a tratti rettilinei raccordati. Questo fatto indica che porzioni di crosta terrestre, limitate da giovani faglie, sono soggette in blocco a movimenti di ascesa o discesa, senza esserne sensibilmente deformate.

Queste porzioni furono chiamate « blocchi » (« land blocks »).

I risultati delle campagne geodetiche condotte in Giappone dopo numerosi terremoti, hanno indotto parecchi sismologi giapponesi a ritenere che la crosta terrestre, nel suo strato superficiale, sia costituita di blocchi comparativamente piccoli (diametri dell'ordine di 7-14 km) nelle regioni soggette a terremoti; blocchi che compiono i loro movimenti indipendentemente l'uno dall'altro. Si ritiene che lo spessore di questi blocchi sia dell'ordine della loro media dimensione orizzontale.

N. Miyabe è riuscito a determinare la posizione dei blocchi con

il seguente metodo. Egli si vale dei dati relativi a punti posti sopra un piano inclinato, secondo una determinata direzione. Siano  $a, b, c, \dots$  i punti del piano (fig. 19), di cui indicheremo con  $\varphi$  l'inclinazione, che si presenta secondo una direzione facente con il Nord l'angolo  $\vartheta$ . Siano  $h_a, h_b, h_c, \dots$  rispettivamente i cambiamenti d'altezza di ogni punto;  $\vartheta_{ab}, \vartheta_{bc}$  gli azimut dei segmenti che uniscono  $a$  con  $b, b$  con  $c, \dots$ ;  $\varphi_{ab}, \varphi_{bc}, \dots$  la loro inclinazione. Si ha allora

$$\text{tang } \varphi_{ab} = \frac{h_a - h_b}{ab} = \text{tang } \varphi \cos (\vartheta_{ab} - \vartheta)$$

$$\text{tang } \varphi_{bc} = \frac{h_b - h_c}{bc} = \text{tang } \varphi \cos (\vartheta_{bc} - \vartheta)$$

. . . . .

Segnamo i punti aventi per ascissa  $\vartheta_{ab}, \dots$  e per ordinata  $\varphi_{ab}, \dots$ ; se i punti sono sopra un piano, essi devono distribuirsi secondo una curva sinusoidale di ampiezza  $\varphi$  e di fase  $\vartheta$ . Quando il cambiamento di altezza di un caposaldo non cade sulla senoide, il punto corrispondente deve ritenersi sopra un altro blocco.

N. Miyabe, applicando questo metodo ai risultati ottenuti da diverse triangolazioni in zone sismiche o vulcaniche, riuscì a provare l'esistenza di numerosi blocchi.

Particolarmente interessante, da questo punto di vista, l'applicazione ai risultati delle campagne di misure geodetiche, eseguite lungo la costa Nord-Ovest della penisola di Idu. Nella regione furono compiute livellazioni nel 1903, 1924-1929 e nel 1930. È stato così possibile confrontare i mutamenti in altezza durante due differenti intervalli di tempo. Indichiamo con I, II, III, le serie di valori misurati nel 1903, nel 1924-1929 e nel 1930 rispettivamente. Dalle differenze (III-II) - (II-I), i valori osservati possono essere riuniti in gruppi A, B, C, D, E, corrispondenti ad altrettanti blocchi (fig. 20). Limitiamoci al blocco B: riportando i punti su una curva sinusoidale, le relative fase ed ampiezza daranno la direzione e l'ammontare dell'oscillazione del blocco. L'ondulazione del blocco B fu di 3,5" (pari a  $17,5 \cdot 10^{-6}$ ) in direzione N 50° W.

Curve analoghe Miyabe ottenne applicando il suo metodo alle osservazioni di livellazione, compiute una prima e quattro dopo l'eruzione del 1914 del vulcano Sakurazima. La fig. 21 sintetizza i risultati ottenuti da Miyabe. In Giappone sembra che i movimenti

di blocchi siano predominanti nelle aree soggette ad attività sismica o vulcanica (fig. 22).

In ogni modo, l'espressione « movimenti di blocchi » non è equivalente a « deformazione della crosta ». I movimenti di blocchi non sono che un tipo speciale dei diversi modi sotto cui può presentarsi la deformazione della crosta. Esistono regioni in cui tali movimenti non si verificano affatto.

β) In Giappone, dove gli studi sui movimenti dei blocchi sono molto diffusi, non tutti i geofisici sono d'accordo sulla reale consistenza di questi blocchi. Alcuni, se proprio non si spingono a metterne in dubbio l'esistenza, ritengono però che essi siano molto meno numerosi e di dimensioni assai diverse di quanto comunemente non si creda.

Mi limiterò a richiamare l'attenzione sui risultati di un lavoro di G. Imamura e M. Kotani.

Essi possono così riassumersi.

1. — Livellazioni di precisione eseguite lungo le linee costiere di Sakhalin, della Corea e del Giappone stesso, hanno provato che, per distanze di circa 300 km,



Fig. 11 e)

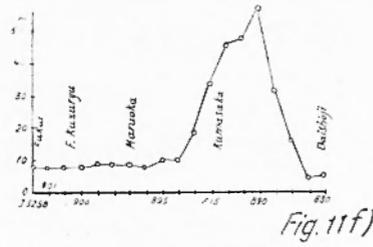


Fig. 11 f)

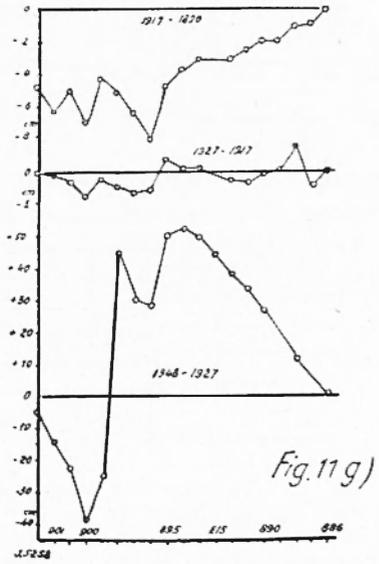


Fig. 11 g)

Fig. 11 e - Tragitto di livellazione e caposaldi fra Fukui e Daishoji (secondo Nasu). — Fig. 11 f - Profilo topografico lungo la rotta di livellazione. — Fig. 11 g - Variazione in altezza di caposaldi fra le due località suddette (secondo Nasu)

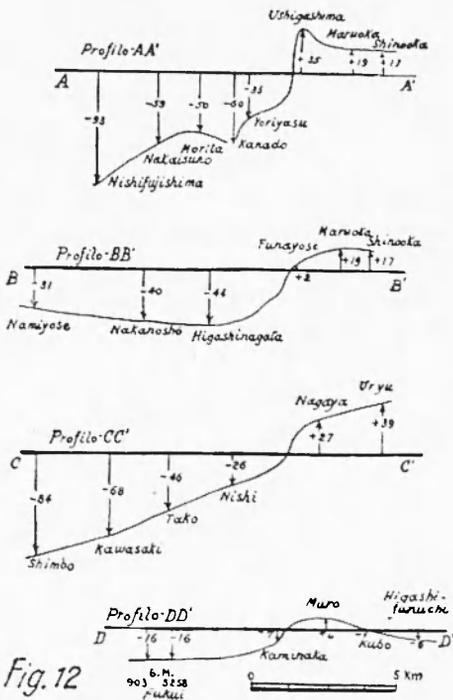


Fig. 12

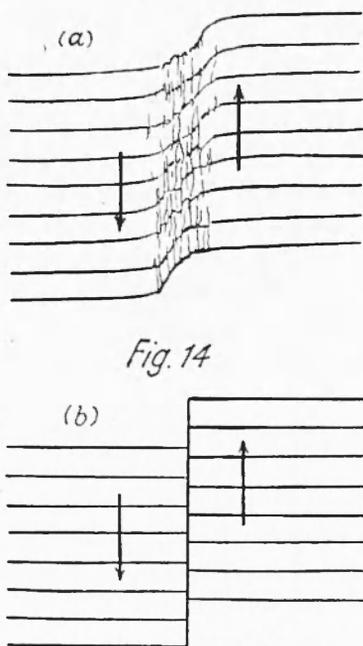


Fig. 14

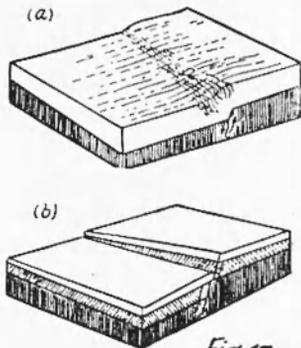


Fig. 13

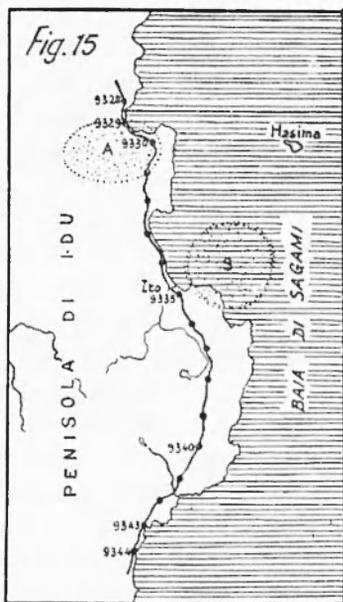


Fig. 15

●—● Rotta di livellazione  
 A. Zona epicentri terremoti d'Autunno  
 S. Zona epicentri terremoti di Primavera

Fig. 12 - Variazioni nel livello regionale (in cm) secondo i profili AA', BB',... della fig. 11 (Nasu). — Fig. 13 - Spostamenti verticali nella zona di Fukui ai margini della faglia: a) quali apparivano topograficamente; b) nella loro genesi dinamica (Nasu). — Fig. 14 - Spostamenti orizzontali ai margini della faglia nei pressi di Fukui: a) nella ricostruzione topografica; b) nella genesi dinamica. — Fig. 15 - Penisola di Idu: rotta di livellazione con le zone epicentrali dei terremoti della Primavera e dell'Autunno 1930

esistevano soltanto due faglie; l'ipotesi che in Giappone la crosta consista generalmente di blocchi, con dimensioni di qualche chilometro, va rigettata.

2. — Ricerche condotte sullo strato impermeabile giacente presso Tokyo (ricerche eseguite con l'ausilio delle sorgenti sgorganti alla superficie dei due pianori di Musasino e Sagamino), hanno indicato che questo strato potrebbe servire come sicuro termine di paragone per lo studio delle giovani faglie. I due pianori nominati non ebbero a subire mai alcun movimento di giovane faglia, quali risultano nei blocchi geodetici o geomorfologici.

Allo scopo di investigare se i numerosi blocchi, supposti da Miya-be in Sagamino, esistono oppure no, Kotani ha calcolato la probabilità che un gruppo di punti di triangolazione, attraverso i loro movimenti verticali indipendenti, possano dare l'impressione di una formazione a blocchi.

Siano  $z_1, z_2, \dots, z_n$  gli spostamenti verticali misurati in  $n$  punti  $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$  giacenti in un piano, e sia

$$z = \alpha x + \beta y + \gamma \tag{8}$$

il piano determinato dagli  $n$  punti  $(x_1, y_1, z_1), (x_2, y_2, z_2), \dots, (x_n, y_n, z_n)$  con il metodo dei minimi quadrati. Il valore

$$n = \frac{1}{n} \sum_1^n (\alpha x_i + \beta y_i + \gamma - z_i)^2 \tag{9}$$

può essere considerato come rivelatore di deviazione di questi  $n$  punti dal piano [8].

Si tratta ora di determinare la probabilità che  $n$  sia minore di un assegnato numero positivo  $c^2$ . Kotani dimostra che la probabilità  $Q_n(c)$  che  $n$  punti stiano su un piano con la deviazione

$$\frac{1}{n} \sum_1^n (\alpha x_i + \beta y_i + \gamma - z_i)^2 \leq c^2,$$

richiede che sia

$$Q_n(c) = P_{n-1} \left( \sqrt{\frac{n}{n-1}} c \right),$$

$$P_n(c) = \int \int \dots \int_{n < c^2} p(z_1) p(z_2) \dots p(z_n) dz_1 dz_2 \dots dz_n$$

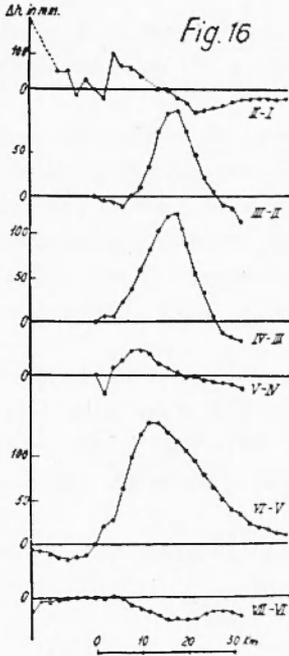


Fig. 16

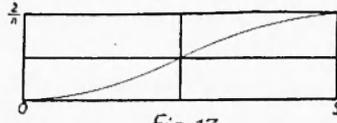


Fig. 17

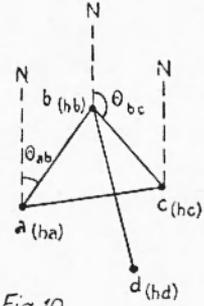
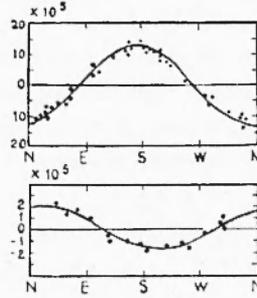


Fig. 19

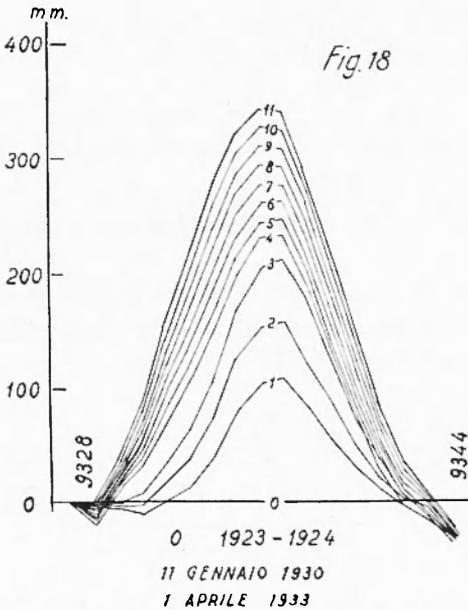


Fig. 18

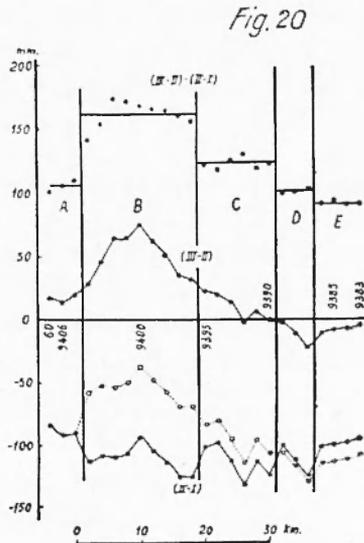


Fig. 20

Fig. 16 - Variazioni di livello lungo la costa della penisola di Idu (Giappone). Campagne geodetiche: I = 1903; II = 1923-1924; III = 15 marzo-14 aprile 1930; IV = 9 novembre-3 dicembre 1930; V = 19 dicembre 1930-3 gennaio 1931; VI = 25 dicembre 1932-16 marzo 1933; VII = 28 gennaio 1936-5 marzo 1936

$$= \frac{1}{\Gamma\left(\frac{n}{2} - 1\right)} \int_0^{\frac{nc^2}{a^2}} e^{-(x - \frac{n}{2} + 2)} \cdot dx$$

essendo

$$p(z) = \frac{1}{\sqrt{\pi} a} e^{-\frac{z^2}{a^2}} \quad [10]$$

la legge di distribuzione gaussiana; e  $\Gamma$  il simbolo delle funzioni « gamma » (funzione euleriana di 2<sup>a</sup> specie).

Nel caso di Sagamino, gli spostamenti verticali dei punti della triangolazione (dati in cm) non sono affatto indipendenti gli uni dagli altri, bensì presentano una tendenza pronunciata ad una declinazione verso Nord, come mostra la fig. 23. Al fine di soddisfare rigorosamente alla condizione [10], fu determinato un piano con il metodo dei minimi quadrati e valutate le deviazioni da questo piano di ogni punto della triangolazione (fig. 23).

La fig. 24 dà la distribuzione di  $Q_n(c)$ ; i blocchi dubbi figurano nelle aree contrassegnate da  $Q_n(c) \geq 0.5$ .

Inoltre, gli spostamenti verticali sono troppo piccoli, paragonati con le dimensioni dei supposti blocchi, per poter con essi provare l'esistenza di faglie. Queste ed altre considerazioni inducono Imamura a ritenere alquanto dubbia la supposta distribuzione di blocchi nel pianoro di Sagamino (fig. 25). Come conclusioni di ordine generale, egli ritiene che dove non esistono faglie non possono esistere blocchi, che i cosiddetti blocchi sono meno numerosi dei « blocchi geodetici »; nello studio delle elevate linee di spiaggia, il valore di  $c/a$  è molto piccolo, perché  $a$  è generalmente molto grande, così che  $Q_n(c)$  diviene piccolo; pertanto le deformazioni della crosta, determinate misurando l'innalzamento delle linee di spiaggia, presentano un carattere di maggiore certezza.

e) *Spostamenti orizzontali (triangolazioni).*

Sia

$$e_{xx} = 2 \frac{\partial u}{\partial x}, \quad e_{yy} = 2 \frac{\partial v}{\partial y}, \quad e_{zz} = 2 \frac{\partial w}{\partial z}$$

$$e_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z}, \quad e_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x}, \quad e_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \quad [11]$$

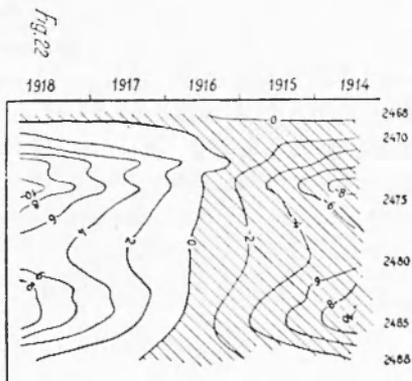
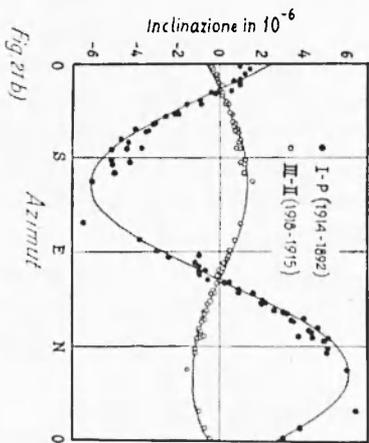
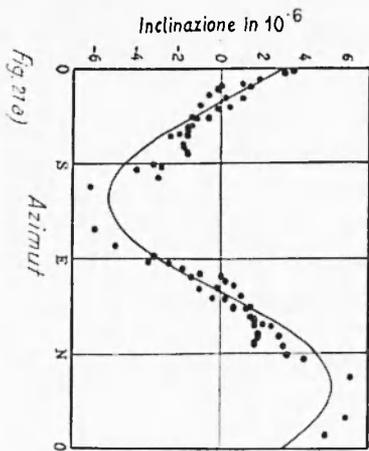
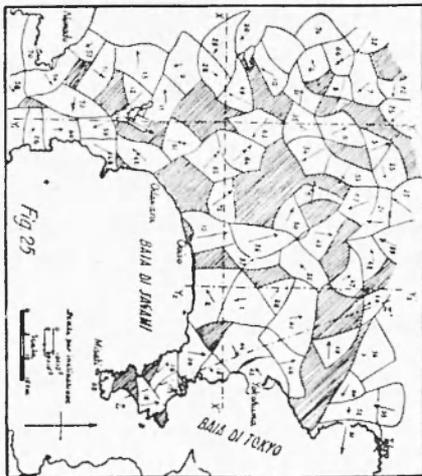
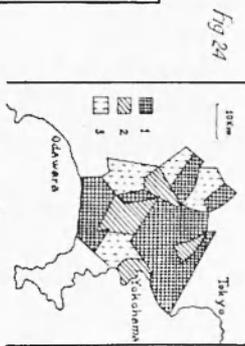
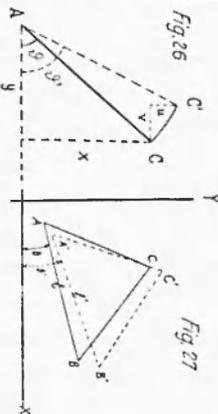
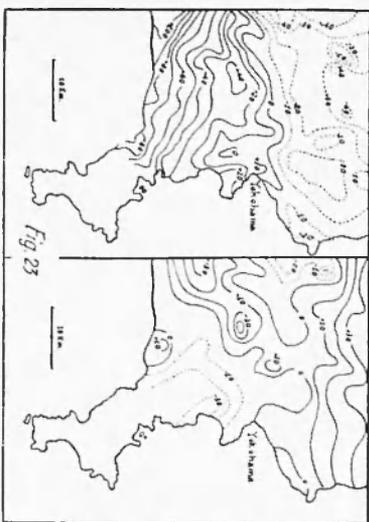


Fig. 21 a - Sinusoide di Miyabe relativa all'oscillazione di un blocco della regione di Sakurazima nell'intervallo 1915-1914. — Fig. 21 b - Stessa regione nei periodi 1914-1892 e 1918-1915. — Fig. 22 - Velocità annuale verticale nel distretto vulcanico di Sakurazima in mm/anno (Tsuboi). — Fig. 23 - Variazioni nella triangolazione nella zona di Yokohama. — Fig. 24 - Distribuzione geografica dei valori di  $Q_n(c)$ : 1 —  $Q_n(c) > 0.5$ ; 2 —  $Q_n(c) = 0.2-0.5$ ; 3 —  $Q_n(c) < 0.2$ . — Fig. 25 - Blocchi della crosta a Sagami, secondo Miyabe

In un corpo elastico, per ogni punto  $(x, y, z)$  passa una superficie quadrica della famiglia

$$\frac{1}{2} e_{xx} x^2 + \frac{1}{2} e_{yy} y^2 + \frac{1}{2} e_{zz} z^2 + e_{yz} yz + e_{zx} zx + e_{xy} xy = \text{cost.},$$

detta *quadrica della deformazione*. Una tale superficie gode della proprietà che il reciproco del quadrato del suo raggio vettore centrale, in qualsiasi direzione, è proporzionale all'estensione di una linea in quella direzione. Se p. es. la quadrica è un'ellissoide, tutte le linee uscenti dal punto  $(x, y, z)$  sono tese, oppure tutte contratte.

Nello stato indeformato, le direzioni delle linee per le quali l'estensione è un massimo o un minimo, o è stazionaria, senza essere un vero massimo o un vero minimo, sono gli assi principali delle quadriche; e sono altresì gli assi principali della deformazione.

Le direzioni degli assi principali della deformazione possono essere determinate nel seguente modo. Siano  $l, m, n$ , i coseni direttori di uno di questi assi; avremo allora

$$\frac{e_{xx} l + e_{xy} m + e_{zx} n}{l} = \frac{e_{xy} l + e_{yy} m + e_{yz} n}{m} = \frac{e_{zx} l + e_{yz} m + e_{zz} n}{n}$$

Se  $e$  indica l'una o l'altra di queste tre quantità, i tre possibili valori di  $e$  sono le radici dell'equazione

$$\begin{vmatrix} e_{xx} - e & e_{xy} & e_{zx} \\ e_{xy} & e_{yy} - e & e_{yz} \\ e_{zx} & e_{yz} & e_{zz} - e \end{vmatrix} = 0 ; \quad [12]$$

queste radici sono reali e sono i valori delle estensioni principali  $e_1, e_2, e_3$ .

Supponiamo di disporre delle componenti orizzontali dello spostamento per un certo numero di punti trigonometrici. Da questi dati possono calcolarsi le componenti della deformazione orizzontale per ogni triangolo — nell'ipotesi che la deformazione sia uniforme in ogni triangolo —, nonché la grandezza e la direzione delle deformazioni principali, la dilatazione, la rotazione e la distorsione.

Con riferimento ad un arbitrario sistema di coordinate  $x, y$ , siano  $u$  e  $v$  le componenti dello spostamento di un punto trigonometrico.

Per le [12], i valori delle deformazioni principali saranno dati

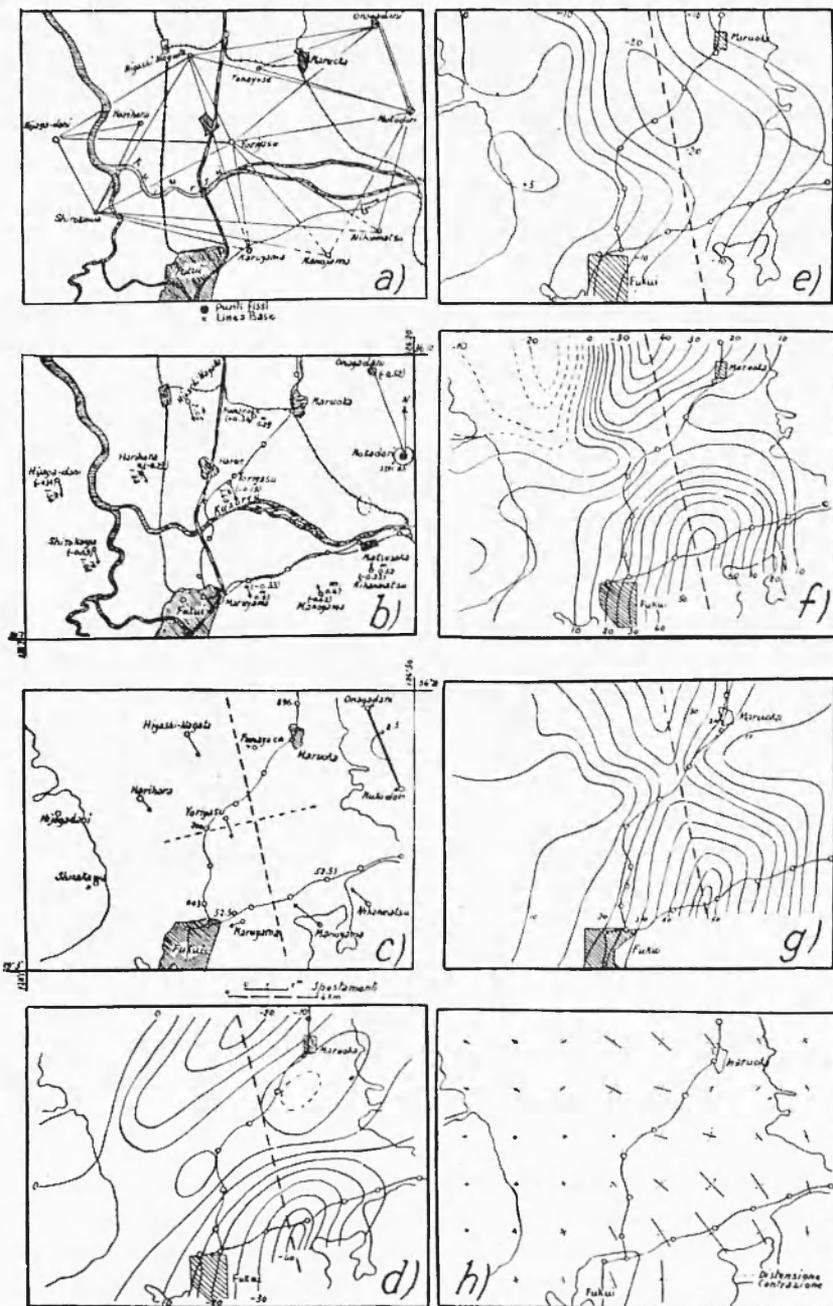


Fig. 28 a - Triangolazione eseguita intorno a Fukui (secondo Nasu). — Fig. 28 b - Spostamenti orizzontali relativi alla triangolazione riportata in fig. 28 a. — Fig. 28 c - Spostamenti orizzontali corretti. — Fig. 28 d - Dilatazione:  $\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) 10^{-5}$  — Fig. 28 e - Rotazione:  $\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right) 10^{-5}$  — Fig. 28 f - Distorsione:  $\left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}\right) 10^{-5}$  — Fig. 28 g - Massima distorsione. — Fig. 28 h - Assi principali e deformazioni principali

dalle radici dell'equazione

$$\begin{vmatrix} e_{xx} - e & e_{xy} \\ e_{xy} & e_{yy} - e \end{vmatrix} = 0 . \quad [13]$$

Se  $\vartheta$  indica l'angolo che gli assi delle deformazioni principali fanno con l'asse  $x$ , consegue

$$\text{tang } \vartheta = - \frac{e_{xx} - e}{e_{xy}} .$$

Siano le componenti dello spostamento funzioni lineari di  $x, y$ , nell'interno di ogni triangolo, formato da tre stazioni

$$P'(x', y'), \quad P''(x'', y''), \quad P'''(x''', y'''),$$

di spostamenti

$$u', v' \quad u'', v'' \quad u''', v''' .$$

Sostituendo questi valori nelle relazioni

$$\begin{aligned} u &= a_1 x + b_1 y + c_1 , \\ v &= a_2 x + b_2 y + c_2 , \end{aligned}$$

si potranno determinare le sei costanti  $a, b, c$ , rispettivamente. Poiché

$$e_{xx} = 2 a_1 \quad , \quad e_{yy} = 2 b_2 \quad , \quad e_{xy} = b_1 + a_2 \quad ,$$

la [13] diviene

$$e^2 = 2(a_1 + b_2) e + 4 a_1 b_2 - (a_2 + b_1)^2 = 0 ;$$

e quindi

$$e_{1,2} = a_1 + b_2 \pm \sqrt{(a_1 - b_2)^2 + (a_2 + b_1)^2} .$$

Inoltre

$$\text{tang } \vartheta_{1,2} = \frac{e_{1,2} - 2a_1}{a_2 + b_1} .$$

Perciò

$$\text{dilatazione} = \frac{1}{2} (e_{xx} + e_{yy}) = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} = a_1 + b_2$$

$$\text{rotazione} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{1}{2} (a_2 - b_1)$$

$$\text{distorsione} = \frac{1}{2} e_{xy} = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) = \frac{1}{2} (a_2 + b_1) \quad (*)$$

Per i calcoli, uno dei  $P$  può essere scelto come origine.

In generale, avremo quindi per la dilatazione (*divergenza*)  $\Delta$ , per la rotazione  $\zeta$ , la distorsione  $S$ , per gli assi principali  $e_1, e_2$  della deformazione e per l'angolo  $\vartheta$ , che la direzione di  $e_1$  fa con l'asse delle  $x$ , le espressioni

$$\begin{aligned} \Delta &= \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} , \\ 2\zeta &= \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} , \\ 2S &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} , \\ e_{1,2} &= \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \pm \sqrt{\left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2} , \\ \vartheta_{1,2} &= \arctg \frac{\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} \pm \sqrt{\left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2}}{\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}} . \end{aligned}$$

Per il calcolo delle costanti  $a, b, a', b'$ , relative ad ogni blocco, si può usufruire, come si è detto, dei dati degli spostamenti orizzontali di  $n$  punti di una triangolazione. Le corrispondenti  $n$  equazioni in  $u$  ed  $n$  equazioni in  $v$  sono della forma

$$\begin{aligned} u_i &= a x_i + b y_i + c , & v_i &= a' x_i + b' y_i + c' . \\ & & & (i=1, 2, 3, \dots, n) \end{aligned}$$

(\*) Queste relazioni sono fornite dalla teoria dell'elasticità. Per quanto riguarda la rotazione, essa può essere dedotta facilmente dalla fig. 26. Si ha infatti

$$x = AC \sin \vartheta , \quad y = AC \cos \vartheta ; \quad CC' = AC (\vartheta^1 - \vartheta).$$

Consegue

$$u = -y (\vartheta^1 - \vartheta) ; \quad v = z (\vartheta^1 - \vartheta).$$

Da cui

$$\zeta = \vartheta^1 - \vartheta = \frac{1}{2} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) ,$$

che rappresenta appunto l'angolo di rotazione infinitesima nel piano normale all'asse  $z$ .

Eliminando  $c$  e  $c'$  nelle  $2n$  equazioni precedenti, si ottengono  $1/2n (n-1)$  equazioni della forma

$$u_j - u_k = a(x_j - x_k) + b(y_j - y_k),$$

ed un ugual numero di analoghe equazioni

$$v_j - v_k = a'(x_j - x_k) + b'(y_j - y_k) \\ [j=1, 2, \dots, (n-1)] \quad , \quad (k=2, 3, \dots, n)$$

Da queste equazioni, mediante il metodo dei minimi quadrati, si ha

$$a = \frac{[UX][YY] - [UY][YX]}{[XX][YY] - [XY]^2} \quad , \quad a' = \frac{[VX][YY] - [VY][YX]}{[XX][YY] - [XY]^2} \\ b = \frac{[UX][XY] - [UY][XX]}{[XY]^2 - [XX][YY]} \quad , \quad b' = \frac{[VX][XY] - [VY][XX]}{[XY]^2 - [XX][YY]}$$

dove

$$[UX] = \sum_1^{n-1} \left[ \sum_2^n (u_k - u_j)(x_k - x_j) \right] \quad , \quad \text{per } k > j + 1 \\ [UY] = \sum_1^{n-1} \left[ \sum_2^n (u_k - u_j)(y_k - y_j) \right] \quad , \quad \text{per } k > j + 1 \\ [XX] = \sum_1^{n-1} \left[ \sum_2^n (x_k - x_j)^2 \right] \quad , \quad \text{per } k > j + 1 \\ [XY] = \sum_1^{n-1} \left[ \sum_2^n (x_k - x_j)(y_k - y_j) \right] \quad , \quad \text{per } k > j + 1$$

e similmente per  $[VX]$ ,  $[VY]$  e  $[YY]$ .

Va osservato che i valori di  $\Delta$ ,  $\zeta$  e  $e$  sono affetti da una, più o meno accentuata, deformazione della linea-base, alla quale gli spostamenti orizzontali misurati sono stati riferiti, e che è stata assunta come immutabile.

Subisca la linea base una variazione da  $l$  in  $l'$  e passi il suo azimut da  $\vartheta$  a  $\vartheta'$ .

Nella fig. 27 avremo:

- $U, V$ , componenti secondo  $x, y$ , del reale spostamento di  $C$ ;
- $u, v$ , componenti dello spostamento apparente di  $C$ ;
- $u_0, v_0$ , componenti del reale spostamento di  $A$ ;
- $x, y$ , coordinate relative di  $C$  rispetto ad  $A$ .

Senza variazione di azimut avremo, come spostamento relativo,

$$u = U - u_0$$

Senza variazione di lunghezza e con variazione di azimut (dalla fig. 26, scambiando gli assi fra loro)

$$\begin{aligned} x &= AC \cos \vartheta & ; & \quad y = AC \sin \vartheta \\ CC' &= AC (\vartheta' - \vartheta) & ; & \\ u &= y (\vartheta' - \vartheta) & ; & \\ u &= -x (\vartheta' - \vartheta) & ; & \end{aligned}$$

Avremo pertanto, tenendo conto anche della sola variazione di  $l$  in  $l'$ ,

$$\begin{aligned} u &= U - u_0 - x \frac{l' - l}{l} + y (\vartheta' - \vartheta) \\ v &= V - v_0 - y \frac{l' - l}{l} - x (\vartheta' - \vartheta) . \end{aligned}$$

Gli errori in  $u$  e  $v$  saranno

$$\begin{aligned} U - u &= u_0 + x \frac{dl}{l} - y d\vartheta \\ V - v &= v_0 + y \frac{dl}{l} + x d\vartheta . \end{aligned}$$

Se calcoliamo le componenti della deformazione (dilatazione, distorsione, rotazione), partendo dagli spostamenti apparenti, otteniamo

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} &= \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} - 2 \frac{dl}{l} \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) \\ \frac{1}{2} \left( \frac{\partial u}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \right) &= \frac{1}{2} \left( \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x} \right) + d\vartheta . \end{aligned}$$

Mentre dilatazione e rotazione, calcolate dagli spostamenti apparenti, differiscono dai valori di queste grandezze, tratti dagli spostamenti reali, per termini costanti dipendenti dall'ipotesi relativa alla lunghezza e all'azimut, la distorsione non muta affatto dall'uno all'altro caso.

Siano  $x', y'$ , le coordinate riferite ad un altro punto origine, ruotate di un angolo  $v$ , rispetto agli assi  $x, y$ . Indichiamo con  $u', v'$ , le componenti dello spostamento orizzontale riferite ai nuovi assi. Avremo:

$$2S = \frac{\partial v'}{\partial x'} + \frac{\partial u'}{\partial y'} = \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \cos 2v + \left( \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} \right) \sin 2v \quad (*) [14]$$

Il valore che rende massimo  $2S$  si trae da  $\partial(2S)/\partial v = 0$  Si ha

$$\left| \text{tang } 2v \right|_{2S \rightarrow \max} = \frac{\frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x}}{\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}},$$

che sostituito nella precedente espressione dà:

$$S_{\max} = \sqrt{\left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2} = \frac{1}{2} (e_1 - e_2),$$

il quale risulta indipendente dagli assi coordinati.

Relativamente al triangolo considerato, avremo quindi ancora: massima distorsione

$$\sqrt{\left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2} = \sqrt{\left( \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2};$$

(\*) Si ha, manifestamente,

$$\begin{cases} x = x' \cos v - y' \sin v \\ y = x' \sin v + y' \cos v \\ u' = v \sin v + u \cos v \\ v' = v \cos v - u \sin v \end{cases}$$

È quindi

$$\begin{aligned} \frac{\partial u'}{\partial y'} &= \frac{\partial v}{\partial y} \sin v \cos v + \frac{\partial u}{\partial y} \cos^2 v - \frac{\partial v}{\partial x} \sin^2 v - \frac{\partial u}{\partial x} \sin v \cos v \\ \frac{\partial v'}{\partial x'} &= \frac{\partial v}{\partial x} \cos^2 v - \frac{\partial u}{\partial x} \sin v \cos v + \frac{\partial v}{\partial y} \sin v \cos v - \frac{\partial u}{\partial y} \sin^2 v \end{aligned}$$

Da cui la [14].

deformazione principale

$$\begin{aligned} & \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \pm \sqrt{\left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2} = \\ & = \left( \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) \pm \sqrt{\left( \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial V}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2} - 2 \frac{dl}{l}; \end{aligned}$$

direzione della deformazione principale

$$\begin{aligned} & \arctg; \left\{ \frac{\left( \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial x} \right) \pm \sqrt{\left( \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2}}{\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x}} \right\} = \\ & = \arctg \left\{ \frac{\left( \frac{\partial V}{\partial y} - \frac{\partial U}{\partial x} \right) \pm \sqrt{\left( \frac{\partial U}{\partial x} - \frac{\partial V}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial U}{\partial y} \right)^2}}{\frac{\partial U}{\partial y} + \frac{\partial V}{\partial x}} \right\}. \end{aligned}$$

Perciò, oltre alla distorsione, anche la massima distorsione e la direzione della deformazione principale risultano indipendenti dalla scelta degli assi. Esempi di applicazione nelle figg. 28 a, b, ...

f) *Linee-base.*

La lunghezza di una linea-base non rimane assolutamente costante, a causa delle deformazioni orizzontali della crosta terrestre.

Tsuboi porta, tra gli altri, il seguente esempio sulle variazioni di lunghezza della linea-base di Sagamino (Giappone):

	m	mm	mm
1882	5210	+ 30,4	± 3,07
1902	5210	+ 12,9	± 1,09
1910	5210	- 33,1	± 1,14
1924	5210	+ 212,5	± 0,93

La notevole variazione in lunghezza della base di Sagamino tra il 1910 e 1924 fu causata dal fortissimo terremoto del 1923.

Allo scopo di verificare la dilatazione o la contrazione orizzontale della crosta nei pressi di Mitaka, la Commissione geodetica giapponese fece misurare nel 1916 una serie di cinque linee basi geodetiche, lunghe circa 100 m. ciascuna e disposte in modo da formare

un rombo, consistente di due triangoli equilateri NES, NSW, con la base comune NS (fig. 29). Dal 1916 al 1937 le lunghezze di queste basi furono determinate 23 volte. Tali misure hanno provato che le predette linee basi non conservano invariata la loro lunghezza: in certi periodi si allungano, in altri si accorciano.

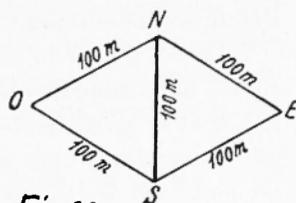


Fig. 29

Tsuboi propone il seguente metodo per calcolare le variazioni specifiche nell'area dei triangoli costituenti il rombo, utilizzando le successive variazioni di lunghezza delle linee-base.

Si sa che, se  $A$  è l'area di un triangolo e  $a, b, c$  i suoi lati e se

$$s = \frac{1}{2}(a + b + c) ,$$

$$A = \sqrt{s(s-a)(s-b)(s-c)} .$$

Abbiamo allora

$$\frac{dA}{A} = \frac{1}{2} \left( \frac{ds}{s} + \frac{ds - da}{s - a} + \frac{ds - db}{s - b} + \frac{ds - dc}{s - c} \right) .$$

Per un triangolo equilatero è  $da = \frac{1}{2} ds$  e quindi

$$\frac{dA}{A} = \frac{1}{2} \left( \frac{ds}{s} + \frac{ds}{s - a} \right) .$$

Nel caso specifico del rombo di Mitaka, all'essere  $s = 150$  m,  $a = b = c = 100$  m, si ha

$$\frac{dA}{A} = \frac{ds}{75.000} ,$$

$ds$  essendo espressa in mm..

Per esempio, le variazioni in area dei triangoli per i periodi sotto indicati, furono:

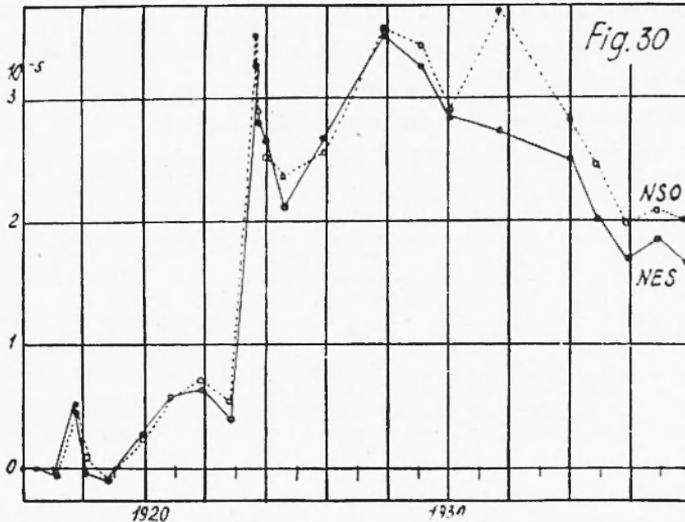
		$\Delta NES$	$\Delta NSW$
Ottobre	1931		
Febbraio	1934	$-0.22 \times 10^{-5}$	$-0.89 \times 10^{-5}$
Dicembre	1931	$-0.48$	$-0.35$

Esse indicano contrazione orizzontale della crosta. Le contemporanee osservazioni di R. Takahasi, sulla variazione della lunghezza della

superficie terrestre, fatte a Komaba, a circa 13 km E di Mitaka, mediante un estensimetro, hanno pure indicato una contrazione.

La fig. 30 dà la rappresentazione grafica delle variazioni in area subite dai triangoli del rombo di Mitaka, a partire dal 1916.

D'altra parte, sulla base delle osservazioni mareografiche ottenute ad Aburatubo, 60 km circa a Sud di Mitaka, l'altezza  $H$  del caposaldo, ivi posto sul livello medio del mare, ha subito la variazione secolare



riportata in figura. Una parte almeno della variazione osservata è senz'altro da attribuire allo spostamento verticale assoluto della crosta terrestre, presso la stazione mareografica stessa. Da notare l'analogo andamento delle curve che danno le variazioni in  $H$  e le variazioni dell'area dei triangoli. L'aumento o la diminuzione delle aree dei triangoli corrispondono all'innalzamento o alla depressione della crosta terrestre ad Aburatubo.

Roma - Istituto Nazionale di Geofisica - Gennaio 1951.

### RIASSUNTO

*In questo lavoro l'Autore non ha inteso esporre risultati di sue personali esperienze; si è preoccupato essenzialmente di compiere una libera rielaborazione di quanto è stato fatto sull'argomento, specie da parte di ricercatori giapponesi.*

*Richiamati i principali metodi di osservazione sui movimenti della crosta terrestre, si riassumono i procedimenti che consentono una interpretazione geofisica delle misure geodetiche, specie per quanto concerne la dilatazione, la rotazione, la distorsione e la deformazione principale. Si accenna inoltre ai blocchi della crosta terrestre e alla realtà dei loro movimenti.*

*Si spera — ed è questo lo scopo fondamentale del lavoro — di aprire con ciò un vasto campo di collaborazione ai geodeti ed ai geofisici italiani; collaborazione che potrebbe dare frutti cospicui in una terra soggetta a bruschi e a lenti movimenti sensibili, quale è l'Italia.*

## BIBLIOGRAFIA

<sup>1</sup> GUTENBERG B., *Changes in sea level, postglacial uplift, and mobility of the earth's interior.* Bulletin of the Geological Society of America, LII, pp. 721-722 (1941).

<sup>2</sup> ISHIMOTO M., *Observation de l'inclinaison de la surface terrestre.* The Earthq. Res. Inst., Tokyo Imp. Univ., II (1927).

<sup>3</sup> CALOI P., *Il pendolo orizzontale come clinometro.* Annali di Geofisica, III, 4 (1950).

<sup>4</sup> TSUBOI C., *Undulatory Deformation of the Earth's Crust along the Japanese Sea Coast of Honsyu, ...* Proc. Imp. Acad., X, pp. 76-78.

— *Undulatory Deformation of the Earth's Crust along the Japan Sea.* Bull. Earthq. Res. Inst., XII (1934).

<sup>5</sup> LAND SURVEY DEPARTMENT, *The Change of Elevation of Land caused by the Great Earthquake of September 1, 1923.* Bull. Earthq. Res. Inst. I (1926).

<sup>6</sup> TSUBOI C., *On the Postseismic Block Movements in the Tango Earthquake District.* Proc. Imp. Acad., IV; Tokyo (1928).

<sup>7</sup> ISHIMOTO M. e TAKAHASI R., *Séismes d'Ito e l'observation sur les variations de l'inclinaison de la surface terrestre.* Bull. Earthq. Res. Inst., VIII (1930).

<sup>8</sup> TSUBOI C., *On the Results of Repeated Precise Levellings around Idu Peninsula.* Bull. Earthq. Res. Inst., IX (1931).

<sup>9</sup> FUKUTOMI T., *On the Result of Precise Levellings in the Strongly Shaken Area of the Siduoka Earthquake of July 11, 1935.* Earthq. Res. Inst., XIII (1935).

<sup>10</sup> TSUNYA H., *The Fukui Earthquake of June 28, 1948.* Report of the Special Committee for the study of the Fukui earthquake. Tokyo (1950).

<sup>11</sup> TSUBOI C., *Investigation on the Deformation of the Earth's Crust found by Precise Geodetic Means.* Jap. J. Astr. Geophys. X (1932).

<sup>12</sup> MIYABE N., *Blocks in the Earth's Crust and their Movements.* Bull. Earthq. Res. Inst., IX (1931), XI (1933).

<sup>13</sup> MIYABE N., *Deformation of the Earth's Crust in the Neighbourhood of Sakurazima.* Bull. Earthq. Res. Inst. XII (1934).

<sup>14</sup> IMAMURA G. and KOTANI M., *Crustal Blocks.* Proc. of the Imp. Acad. XIV, 4 (1938).

<sup>15</sup> MUTO K., OKUDA T. and HARADA Y., *The Land Deformation Accompanying the Fukui Earthquake of June 28, 1948*. Bull. Geogr. Survey Inst., II, 1 (1950).

<sup>16</sup> TSUBOI C., *Geophysical Significance of the Areal Deformation of the Base Line Rhombus at Mitaka*. Proc. Imp. Acad., Tokyo, VI (1930).

— Un'ampia bibliografia sull'argomento si trova anche alla fine dell'articolo: *Deformations of the Earth's Crust as disclosed by Geodetic Measurements*. Ergebnisse der Kosmischen Physik, IV, Leipzig (1939).

<sup>17</sup> OKUDA T., *On the Mode of the Vertical Land Deformation Accompanying the Great Nankaido Earthquake 1946*. Bull. Geogr. Survey Inst., II (1950).