

DOTT. GIUSEPPE IMBÒ

DIRETTORE DEL R. OSSERVATORIO GEOFISICO DI CATANIA

## Terremoti della regione orientale etnea \*)

---

Le eruzioni etnee sono precedute, accompagnate, seguite da attività sismica variabile in intensità, secondo il posto che esse occupano nei cicli, i quali vengono definiti come l'insieme dei fenomeni eruttivi e sismici sviluppantisi in un intervallo di circa 55 anni ed integrantisi nelle loro manifestazioni 1). Le eruzioni del cielo interessano particolari fenditure dislocate in uno o più versanti e determinate grossolanamente durante intervalli di riposo che segnano il distacco tra due successivi cicli e che potrebbero riconoscersi sia per la durata relativamente lunga, sia anche per intensi periodi sismici con epicentri migranti in varie direzioni, già considerati come tentativi falliti di eruzioni. Di conseguenza, considerando i fenomeni sismici collegati con la formazione e con il successivo assettamento delle fenditure e quindi unicamente con le eruzioni, la distribuzione dei vari epicentri dovrebbe a rigore coincidere con quella dei sistemi eruttivi. Un confronto tra la carta sismica etnea del BARATTA 2) od anche del DE FIORE 3) e la distribuzione per versanti dei sistemi eruttivi da me eseguita 4) denota effettivamente un legame tra maggiore attività sismica e minore robustezza dell'edificio

---

\*) Estratto dalle *Memorie della Classe di Scienze della R. Accademia degli Zelanti di Acireale* — 4. Serie — Vol. III.

1) G. IMBÒ — *Variazioni cicliche nella successione dei periodi di riposo etnei* — Bulletin Volcanologique — Communications présentées à la Conférence de Stockholm (Août 1930).

2) M. BARATTA — *I terremoti d'Italia* — Torino, 1900.

3) O. DE FIORE — *Come è stato e come dovrebbe essere studiato l'Etna* — Catania, 1919.

4) G. IMBÒ — *Sistemi eruttivi etnei* — Bull. Volc. N.º 15 à 18, 1928.

vulcanico, ma mostra ancora un notevole addensamento di epicentri nella regione orientale, quasi alla base dell'edificio, laddove vi corrisponde un minimo od anzi assenza di centri eruttivi. In tale zona eminentemente sismica, racchiusa dalla spezzata Giarre, S. Alfio, Milo, Zafferana, Fleri, Acicatena, Acireale, Giarre, tra il 1893 ed il 1911 si ebbero 27 terremoti avvertiti da persone di cui 7 rovinosi. A questi ultimi dal 1911 ad oggi bisogna aggiungere il terremoto di Linera del maggio 1914, preceduto e seguito da numerosissime scosse; quello di Codavolpe del settembre 1920 ed ancora il terremoto di Zerbate del 3 agosto 1931.

\* \* \*

Le numerose cartoline giunte all'Osservatorio Geofisico in occasione del terremoto del 3 agosto 1931 a 22<sup>h</sup> 12<sup>m</sup> c. hanno permesso la determinazione della profondità ipocentrale previa costruzione delle isosisme (v. figura).

Le stazioni utilizzate figurano nell'elenco seguente a lato del grado (secondo la scala MERCALLI) ad esse corrispondente:

VII — Pennisi — Zerbate.

VI — Piano d'Api.

V-VI — Guardia — S. Maria degli Ammalati.

V — Acireale — Fleri — Pisano — Linera.

IV-V — Aci S. Filippo — Valverde — Macchia.

IV — S. Tecla — S. Gregorio — Aci Catena — Aci Bonaccorsi — Trecastagni — Zafferana — Bongiaro — S. Vererina — S. Leonardello — Mangano.

III-IV — Pedara.

III — Aci Castello — S. Agata li Battiati — Tremestieri Etneo — Viagrande — Nicolosi — S. Alfio la Bara — Nunziata — Puntalazzo — Dagala di Giarre — Giarre — Riposto.

II-III — Milo.

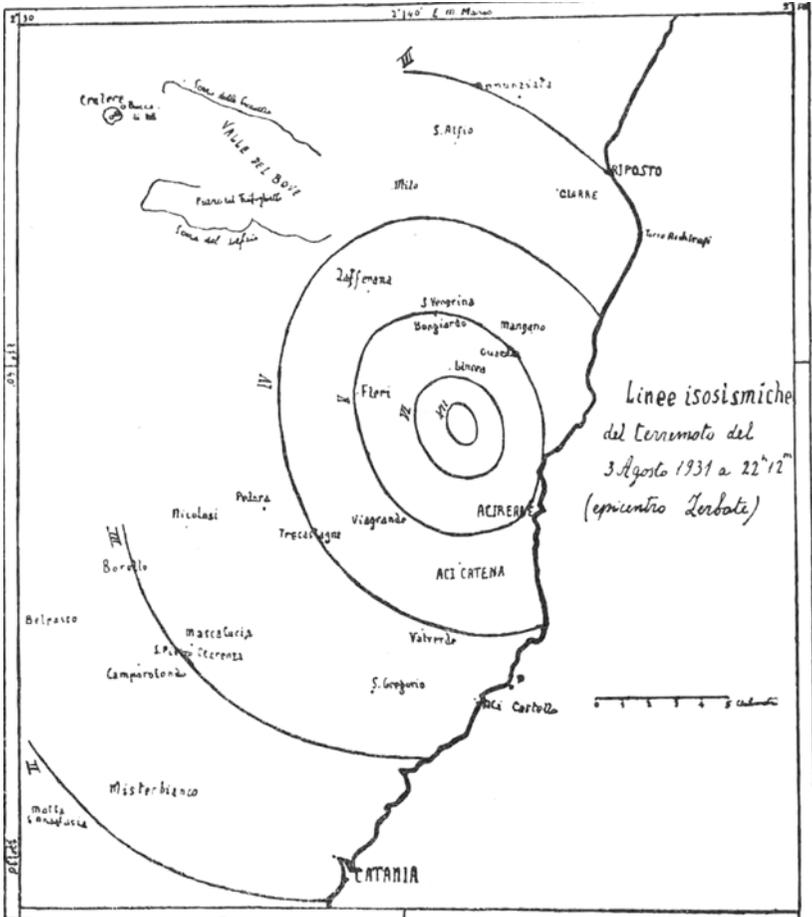
II — Catania — Misterbianco — S. Giovanni Galermo.

Come per gli altri terremoti della regione, le isosisme appaiono ellittiche con asse maggiore presso a poco secondo la direzione NE-SW passante all'incirca per il Cra-

tere Centrale. Però la scarsa di stazioni ad oriente dell'epicentro per la vicinanza del mare, ad occidente per assenza di zone abitate lascia un'incertezza sull'andamento delle isosisme, specie di quelle di grado più basso, che per questo motivo nella figura appaiono aperte nelle dette zone. Per la determinazione della profondità ipocentrale ho applicato la formola del KÖVELISGETHI :

$$\left\{ \frac{3\alpha}{R} h \log e + 3 \log h \right\} - \left\{ 3 \frac{r}{R} \log e \right\} \alpha = G - G_0 + 3 \log r$$

in cui i significati delle varie lettere sono già noti.



Nell'impossibilità di calcolare le aree racchiuse dalle varie isosisme, ho considerato la sola direzione SSW che è la più densa di punti di riferimento. E quindi la distanza epicentrale dell'isosisma di grado  $G$  (secondo la scala del CANCANI) è direttamente determinata. Lo stesso metodo seguì nello studio del terremoto calabro del 7 marzo 1928 <sup>1)</sup>, ottenendo un valore pressochè concorde della profondità ipocentrale considerando due diverse direzioni. In prima approssimazione nella detta formola si sostituisce la distanza epicentrale  $a$  quella ipocentrale  $r$ . Procedendo poi per successive approssimazioni il valore che si deduce per la profondità ipocentrale  $h$  risulta di Km. 1,17.

Ed un valore poco diverso si ottiene applicando la formola empirica di INGLADA ORS <sup>2)</sup>

$$h = \frac{2}{3} \sqrt{\rho'^2 - (1,8 \rho)^2}$$

dove  $\rho$  e  $\rho'$  sono rispettivamente i raggi della isosisma di grado massimo e di quella di grado immediatamente inferiore.

Considerando infatti anche in tal caso la sola direzione SSW si ha :

$$\rho = \text{Km. } 0,8 \quad \rho' = \text{Km. } 2,1 \quad h = \text{Km. } 1,02$$

Dalla formola del KÖVESLIGHETHI si deduce anche il coefficiente di assorbimento  $\alpha$  che per un tratto eguale al raggio terrestre risulta eguale a 627,6 e per chilometro a 0,10.

L'elevatezza di questi valori è probabilmente conseguenza del disgregamento e delle numerose fenditure del suolo nella regione considerata.

1) G. IMBÒ — *Il terremoto calabro del 7 marzo 1928* — Boll. della Soc. Sism. Ital. Vol. XXIX, 1930.

2) V. INGLADA ORS — *Estudio de las Erupciones Volcanicas por medio de las sacudidas sismicas que producen* — Bull. Volc. N.ºs 13 et 14-1927.

Introducendo i valori dedotti di  $\alpha$  e di  $h$  nella formula gli errori residui  $G_{\text{oss}} - G_{\text{calc}}$  per le varie isosisme risultano tutti nulli.

\* \* \*

La mancanza di un netto legame tra fenomeni eruttivi e sismici già attribuita a parziale ignoranza di essi è a mio parere da ritenersi reale e cioè l'attività vulcanica deve ritenersi estranea nell'interpretazione di alcuni fenomeni sismici.

In occasione dei terremoti di Linera (1914) <sup>1)</sup> e di Codavolpe (1920) <sup>2)</sup> già il PLATANIA deduceva la non esclusiva dipendenza dei terremoti della regione orientale con l'attività vulcanica, collegandoli piuttosto con la struttura tettonica della regione.

Le osservazioni del GEMMELLARO GAETANO <sup>3)</sup>, del LYELL <sup>4)</sup> sul sollevamento della costa orientale etnea presso Acitrezza e del GEMMELLARO CARLO <sup>5)</sup> su quello della costa tra Taormina e S. Andrea lasciarono dedurre che il tratto della Sicilia orientale tra Catania e Taormina fosse stato assoggettato ad un movimento bradisismico di sollevamento, mascherato in un breve tratto intermedio dalla presenza di terreno alluvionale.

---

1) GAET. PLATANIA — *Sul periodo sismico del maggio 1914 nella regione orientale dell'Etna* — Memorie della R. Accademia di Acireale, 3. serie, Vol. VII, 1915.

2) GAET. PLATANIA — *Terremoto di Codavolpe* — Bollettino Trimestrale del R. Oss. Geodinamico e Meteorico di Catania N. 3 e 4 — Anno 1920.

3) G. GEMMELLARO — *Sul graduale sollevamento di una parte della costa di Sicilia dal Simeto all'Omobola* — Atti Acc. Gioenia in Catania, Serie II, Vol. XIV.

4) C. LYELL — *Abstracts of the proceeding of the Geological Society of London* — N. 11 Session 1857-58.

5) C. GEMMELLARO — *La vulcanologia dell'Etna* — Atti Acc. Gioenia, Serie II, vol. XV.

Ulteriori osservazioni del PLATANIA <sup>1)</sup>, del DE FIORE <sup>2)</sup> confermarono il sollevamento per il tratto Aci Castello-Aci Reale. Anzi il DE FIORE ha mostrato che nella detta regione sono avvenuti due grandi movimenti di sollevamento dei quali quello generalmente noto di circa 13 metri ed un altro di circa 120 metri molto più antico di cui si conosce il solo limite anteriore (formazione calabriana). Inoltre il PLATANIA <sup>3)</sup> ha messo in luce un sollevamento geologicamente molto recente nel fianco NE dell' Etna ed ancora un graduale abbassamento lento del suolo presso Giarre, dedotto da evidenti fenomeni d'immersione constatati nel tratto di spiaggia Riposto-Torre Archirafi. Alcuni scogli di conglomerati vulcanici situati in mare presso la spiaggia di Riposto già emergenti sono oggi completamente sommersi. E così per lo scoglio detto « Maltese » <sup>4)</sup> si hanno le seguenti misure riferite tutte al livello del mare corrispondente all'estrema bassa marea :

1882	+	m.	0,40
1895	+		0,20
1900	+		0,05
1909			0,00
1917	—		0,25
1930	—		0,37

Amnesso che l'abbassamento sia effettivamente dipendente da movimento bradisismico e non da costipamento del materiale alluvionale e che inoltre esso sia da attribuirsi pure al tratto di retroterra corrispondente, le

1) GAET. PLATANIA — *Su un moto differenziale della spiaggia orientale dell'Etna* — Atti V Congresso Geografico. Vol. II. Napoli 1905.

2) F. ZAMBONINI — *Sopra un rapporto del Prof. O. DE FIORE intorno ad un sollevamento delle coste orientali dell'Etna* — Rend. della R. Acc. delle Sc. Fis. e Mat. di Napoli. Serie III. Vol. XXXI, 1925.

3) GAET. PLATANIA — *Su un moto differenziale ecc.* — l. c.

4) F. PALA and A. D'ARRIGO — *Protection of coasts against the sea, with or without preponderating coastal drift of materials* — XV International Congress of Navigation, Venice 1931 — Brussels.

dette osservazioni lascerebbero dedurre che la zona della regione orientale in prossimità del tratto di spiaggia considerato (che potrebbe corrispondere anche in linee generali a quella zona già delimitata racchiudente i vari epicentri sismici) sia soggetta ad un moto bradisismico discendente. Questo movimento d'altronde potrebbe interferire con un bradisisma generale di sollevamento di tutto l'edificio etneo o della sola zona orientale. Il PLATANIA <sup>1)</sup> ha constatato che alla Scala (Acireale) il sollevamento tuttora continua, arguendolo dal fatto che alcuni scogli già sommersi vanno ora emergendo. Se però la continuità del bradisisma di sollevamento non può ritenersi accertata per la mancanza di osservazioni dirette, invece per il bradisisma di abbassamento la continuità parrebbe confermata sia dalle numerose fenditure del suolo osservabili nella detta regione (Macchia, S. Leonardello, Mangano), sia dalla frequenza con la quale vi avvengono terremoti.

Il LYELL <sup>2)</sup> e successivamente il SARTORIUS <sup>3)</sup> ritennero che la parte alta della Valle del Bove, e precisamente il Piano del Trifoglietto, corrispondesse ad antico cratere dell'Etna, collocando nel centro di questo piano, ove convergono numerosissimi dicchi, la traccia di un antico asse eruttivo distante dall'attuale circa Km. 5,5. Le lave di successivi centri eruttivi, compreso l'attuale, hanno gradualmente coperto ed involupato i resti dell'antico cono.

È quindi lecito supporre che il movimento bradisismico discendente della regione considerata (attigua alla Valle del Bove) derivi dalla contrazione per raffreddamento del magma racchiuso in camere isolate staccatesi precisamente per lo spostamento dell'asse.

Le deficienze relative di massa dedotte dalle misure gravimetriche <sup>4)</sup> eseguite nella detta regione potrebbero

1) GAET. PLATANIA — *Origine della « Timpa » della Scala* — Boll. della Soc. Geol. Ital. Vol. XXIV — 1905.

2) C. LYELL — *Éléments de Géologie* — Tome premier - Paris.

3) SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN — *Der Aetna* — Leipzig.

4) A. RICCÒ — *Anomalie della gravità e del magnetismo terrestre in Calabria e Sicilia* — Annali dell'Ufficio Centrale Meteorologico e Geodinamico Italiano. Serie II. Vol. XIX. Parte I. 1897.

anche considerarsi come una prova dell'esistenza delle dette camere. Mentre ad Acireale l'anomalia di gravità è + cm. 0,128, a Giarre è invece + cm. 0,061. E cioè nei dintorni di Giarre veniva delimitata una regione di minima anomalia positiva che il ДЕККЕ 1) già collegava con l'esistenza di grandi vuoti formatisi precisamente in seguito allo spostamento dell'asse eruttivo.

Se la camera si suppone unica e sferica il cui centro sia ad una profondità di  $(1,7 + r) 10^5$  cm., dove Km. 1,7, come vedremo, esprime la profondità massima alla quale potrebbe esistervi una cavità sferica ed  $r$  il raggio in Km. della detta sfera, la variazione  $\Delta g$  nell'accelerazione di gravità per una differenza  $\Delta\theta$  tra la densità del materiale contenuto in essa e quella del materiale circostante è data da :

$$\Delta g = \frac{4}{3} \pi k^2 \frac{r^3 10^5}{(r + 1,7)^2} \Delta\theta$$

dove  $k^2$  (costante di gravitazione) =  $6,66 \times 10^{-8}$ .

Quindi per

$$\Delta g = \text{cm. } 0,067$$

(differenza tra i valori delle anomalie dedotte per Acireale e Giarre) si ha :

$$\Delta\theta = 0,3 \quad r = \text{Km. } 10$$

$$\Delta\theta = 0,8 \quad r = \text{Km. } 5$$

$$\Delta\theta = 1,9 \quad r = \text{Km. } 3$$

I valori di  $r$  risultano alti anche per valori di  $\Delta\theta$  molto alti ossia per valori della densità del materiale contenuto nella camera molto bassi. Però il calcolo eseguito suppone l'unicità della camera e che ancora la densità del materiale al disotto della superficie dello sferoide, alla

---

1) W. DECKE — *Der Geologische Bau der Apenninenalbinsel und die Schweremessungen* — Neues Jahrbuch für Miner. Geol. und Paläont. — Festband, 1907.

quale le misure erano state ridotte, siano eguali per ambedue le stazioni, mentre quest'ultima condizione probabilmente non si verifica, ma d'altro canto da sola non è sufficiente ad interpretare la notevole differenza delle anomalie.

Se difatti consideriamo un disco di diametro  $2a$ , spessore  $H$ , per una differenza di densità  $\Delta\theta$  la differenza di attrazione  $\Delta f$  per un punto sulla superficie viene dato da:

$$\Delta f = 2 \pi h^2 H \Delta\theta$$

avendo considerato trascurabile  $\frac{H}{2a}$ .

E per mettersi anche in condizioni svantaggiose, ritengo  $\Delta\theta = 1,4$ .

Per vari spessori  $H$  si hanno i seguenti valori:

	H	$\Delta f$
m.	50	cm. 0,003
»	150	» 0,009
»	250	» 0,015

Ma perchè alla contrazione corrisponda un continuo abbassamento è necessario che la volta della camera sia situata ad una profondità maggiore di quella cui corrisponde una pressione (derivante dal materiale che la sovrasta) eguale alla reazione allo schiacciamento opposta da essa.

La detta profondità si può ottenere mediante l'applicazione di alcune formole suggerite dal BOUASSE <sup>1)</sup> e già adoperate dall'ODDONE <sup>2)</sup> in uno studio sulla probabile causa a cui devono attribuire i terremoti laziali.

1) H. BOUASSE — *Séismes et sismographes* — Delagrave. Paris 1927.

2) E. ODDONE — *A quali profondità sono attivi gl'ipocentri dei terremoti laziali ed a quali cause devono attribuire quei sismi.* — Rend. R. Acc. Naz. dei Lincei — Vol. XI, serie 6. 1930.

Il problema da applicarsi concerne la determinazione delle forze elastiche nei punti di un solido sferico di raggio  $R_1$  nel quale trovasi una cavità sferica concentrica di raggio  $R_0$  sulla cui superficie esterna la pressione sia  $P$  ed internamente nulla. Indicando con  $N$  e con  $N'$  la pressione radiale e tangenziale di un punto alla distanza  $r$  dal centro si ha :

$$N = \frac{P}{1 - \beta^3} \left( 1 - \frac{R_0^3}{r^3} \right) \quad N' = \frac{P}{1 - \beta^3} \left( 1 + \frac{R_0^3}{2r^3} \right)$$

dove :

$$\beta = \frac{R_0}{R_1}$$

La tendenza alla rottura o alla deformazione del solido viene misurata dalla differenza :

$$N' - N = \frac{P}{1 - \beta^3} \frac{3 R_0^3}{2 r^3}$$

Alla superficie della cavità si ha :

$$r = R_0 \quad N = 0$$

e quindi

$$N' = \frac{3}{2} \frac{P}{1 - \beta^3}$$

da cui :

$$P = \frac{2}{3} (1 - \beta^3) N'$$

Nel caso di una cavità cilindrica, si ha invece :

$$P = \frac{1}{2} (1 - \beta^3) N'$$

Le due ultime eguaglianze fissano quindi i valori massimi delle pressioni e di conseguenza quelli delle profondità in relazione alla resistenza allo schiacciamento opposta dal materiale omogeneo costituente la volta sferica o ci-

lindrica al di là dei quali si avrebbe per la contrazione del magma un continuo moto bradisismico discendente.

Per pressioni minori la cavità potrebbe sussistere e nel caso di eguaglianza o quasi vi potrebbero essere rotture discontinue delle pareti con successivi ricementamenti per conseguenti iniezioni magmatiche.

Però l'applicazione delle dette formole al caso considerato esige che esse siano valide anche per calotte sferiche o cilindriche.

Ed in approssimazione si può anche trascurare  $\beta$ , cioè si può ritenere che  $R_0$  (raggio di curvatura della volta formatasi per contrazione del magma) sia piccolissimo rispetto alla profondità  $R_1$  alla quale essa si trova. Il valore della resistenza allo schiacciamento della lava è variabile da 0,25 a 0,60 tonnellate per cm.<sup>2</sup>, corrispondente a valori compresi tra 250 e 600 atmosfere.

Per una probabile maggiore compattezza del magma, assumendo l'ultimo valore come più vicino al vero, i valori della pressione  $P$  risultano di 400 atmosfere nel caso di una volta sferica e di 300 se cilindrica. Ritenendo 2,3 il peso specifico del materiale che sovraincombe la volta e che corrisponde presso a poco alla media dei valori osservati per le lave e non molto elevato rispetto ai valori corrispondenti al sedimentario che con molta probabilità troverebbesi interposto tra volta e superficie, le pressioni idrostatiche eguali alle critiche si hanno rispettivamente alle profondità di circa m. 1700 e m. 1300, in media m. 1500.

Questo valore oltrepassa di circa 300 metri la profondità ipocentrale calcolata per il terremoto di Zerbate del 3 agosto 1931. Però la profondità critica potrebbe ancora ridursi: per aver assunto il massimo valore della resistenza allo schiacciamento delle lave, per aver assegnato un valore del peso specifico del materiale sovraincombente la cavità probabilmente inferiore a quello medio ed ancora per aver trascurato  $\beta$ .

Si avrebbe quindi una eguaglianza o quasi tra la profondità critica e quella ipocentrale, la quale eguaglianza permette di concludere che il terremoto di Zerbate e, vo-

lendo anche generalizzare, che almeno alcuni terremoti della regione orientale etnea siano connessi con l'esistenza di camere magmatiche isolate in continuo raffreddamento.

\* \* \*

Tale interpretazione porterebbe però ad escludere una relazione tra l'attività eruttiva ed i terremoti della regione orientale, laddove molte coincidenze da non potersi ritenere casuali rivelerebbero invece una connessione.

I fenomeni dinamici che chiudono la maggior parte dei parossismi eruttivi etnei furono da alcuni attribuiti all'assetto dei materiali solidi rimasti in equilibrio instabile. Ma tale spiegazione non risulta soddisfacente a causa della localizzazione delle aree mesosismiche quasi sempre nella regione orientale, laddove i teatri eruttivi interessarono altri versanti. D'altronde essa non si presta all'interpretazione dei terremoti della detta regione che, pur collegati con l'attività del vulcano, non sono però post-eruttivi. Quasi tutti sono quindi d'accordo nell'attribuire ad essi un'indole dinamica e cioè nel ritenerli causati dalla pressione esercitata dalla colonna di magma elevatasi nel camino vulcanico e dalla tensione dei vapori che ne hanno determinato l'innalzamento <sup>1)</sup>.

Secondo il BARATTA nel caso di terremoti post-eruttivi l'azione della colonna magmatica sarebbe indiretta, e cioè la formazione di una fenditura potrebbe provocare movimenti tendenti alla riapertura di un'altra fenditura già teatro di precedente eruzione. Così il FOUQUÈ <sup>2)</sup> volle spiegare il terremoto di Macchia successivo all'eruzione del 1865. Difatti il SILVESTRI <sup>3)</sup> fece osservare che molti villaggi maggiormente colpiti trovavansi presso a poco lungo

---

<sup>1)</sup> M. BARATTA — *Intorno ai recenti fenomeni endogeni avvenuti nella regione etnea* — Boll. della Soc. Geog. Ital., 1894.

<sup>2)</sup> F. FOUQUÈ — *Sur l'éruption de l'Etna du 1<sup>r</sup> février 1865* — Comptes Rendus — Acc. Sc. Tome LX.

<sup>3)</sup> O. SILVESTRI — *I fenomeni vulcanici presentati dall'Etna nel 1863-64-65-66 considerati in rapporto alla grande eruzione del 1865*. Atti dell'Acc. Gioenia Ser. III. Vol. 1867.

una linea che prolungata attraversava la Valle del Bove e coincideva nel tratto superiore con la linea di frattura dell'eruzione laterale 1852.

Negli altri casi lo stesso BARATTA interpreta i detti terremoti come veri tentativi di eruzioni.

Non molto diversamente il Riccò ritiene che essi siano da porsi in relazione alla tensione dei fluidi interni che reagendo sui fianchi del vulcano possono produrvi delle spinte la quali nelle località meno resistenti e meno stabili abbiano per effetto movimenti, fratture e scatti che alla superficie si manifestano come terremoti 1).

Tali spiegazioni se si prestano all'interpretazione di solo qualche caso non reggono in generale sia per la localizzazione di questi epicentri in una regione effettivamente fratturata, mai però teatro di eruzione etnea nota, sia per assenza di concomitanza coi veri parossismi sismici che con varia intensità precedono la totalità delle eruzioni etnee, laddove le azioni dirette od indirette della colonna magmatica, come sono state enunciate, dovrebbero essere precisamente in quel caso maggiormente sentite.

Nè lascia intravedere una relazione con l'attività eruttiva l'ipotesi del PLATANIA 2) e cioè che essi abbiano luogo lungo il tratto di separazione delle due zone dotate di moto bradisismico inverso per lacerazione del materiale non appena viene superato (in conseguenza del moto) il limite di elasticità.

A mio parere il legame tra attività sismica ed eruttiva è da ricercarsi nei probabili contorcimenti del suolo connessi con le fluttuazioni magmatiche.

Per il Kilauea tale connessione è stata ampiamente dimostrata dal JAGGAR 3) che ha posto in raffronto l'atti-

---

1) A. RICCÒ — *Terremoto di Fondo Macchia del 15 ottobre 1911*. Boll. Acc. Gioenia Fasc. XIX. Serie II, nov. 1911.

2) GABT. PLATANIA — *Terremoto di Codavolpe* — l. c.

3) T. A. JAGGAR — *Seismometric investigation of the Hawaiian column* — The Bulletin of the Seismological Society of America — Vol. X. 1920 — Cfr. *Volcano Letter*. N.ri 41, 61, 74, 86, 130, 143, 177, 189, 193, 256, 264, 276, 288, 349, 358, 366, 369, 370.

vità vulcanica con le variazioni dell'angolo d'inclinazione del suolo (deviazioni apparenti della verticale) indicate da un clinometro installato all'Osservatorio a circa 2 miglia dalla platea lavica (Halemaumau). Ad un abbassamento della colonna magmatica corrisponde una deviazione della verticale verso la platea; ad un innalzamento una deviazione in senso opposto. L'ammontare delle deviazioni risulta proporzionale alle variazioni di livello della colonna. In corrispondenza all'abbassamento di circa 80 metri tra il 26 marzo ed il 19 aprile 1918 la componente EW del clinometro indicò una deviazione di 9". Al notevole abbassamento nell'intervallo 1921-1924, tale da non riuscire ad osservare più la colonna, la deviazione complessiva fu di 1' 32".

Queste deviazioni sono inoltre variabili con la distanza dalla platea. Infatti in occasione del recente parossismo tra il 23 dicembre 1931 ed il 5 gennaio 1932 mentre all'orlo della platea lavica la deviazione risultò di 50", all'Osservatorio si ridusse a 5",4. Con l'allontanarsi ancora, i movimenti del suolo si riducono sempre più. Non si conoscono con precisione le distanze alle quali essi sono ancora sensibili. In conseguenza dell'abbassamento della colonna magmatica già notato (1921-1924) a 20 miglia dall'Halemaumau il suolo subì un abbassamento di 3 cm., mentre all'orlo della platea l'abbassamento fu di circa 4 metri.

Abbassamenti di suolo sono stati osservati in Giappone su superficie abbastanza estesa successivamente all'eruzione dell'Usu (1910) e da quella del Sakurazima (1914). Per quest'ultimo l'abbassamento risultò ancora sensibile a circa 30 miglia di distanza dall'asse craterico.

Il clinometro dello stesso osservatorio Hawaiiano registra con le medesime modalità osservate per il Kilauea le variazioni di attività del Mauna Loa, distante 24 miglia circa e situato presso a poco ad W dell'Osservatorio. L'eruzione del 19-24 aprile 1926 fu infatti preceduta da una sempre crescente deviazione della verticale verso E du-

rante gli anni 1925-1926 ed accompagnata e seguita per tutto il mese di maggio da deviazione in senso opposto.

Per il Kilauea è stata inoltre sospettata una relazione tra le variazioni nelle deviazioni della verticale e quindi tra le fluttuazioni magmatiche ed i terremoti.

Per l'Etna sono state quasi sempre osservate recrudescenze sismiche precedenti le risalite del magma nel condotto vulcanico, laddove, secondo le osservazioni eseguite al Kilauea, dovrebbero corrispondere eccezionali movimenti del suolo.

Le osservazioni del DE FIORE <sup>1)</sup> per il periodo 1919-1923 e le mie <sup>2)</sup> per il successivo 1923-1928 mostrano difatti un nesso tra l'attività sismica dell'epicentro Piedimonte Etneo e gl'inizi delle risalite del magma nella gola di NE.

Nel 1931 i bagliori osservati durante il luglio-agosto, da potersi considerare come indizi di un'ascesa della colonna magmatica, furono preceduti ed accompagnati da un periodo sismico (del quale fa parte il terremoto di Zerbate considerato) incominciato il 20 marzo e chiusosi il 12 agosto. Vi furono in tutto nove scosse con epicentri localizzati nella detta regione orientale.

Ed analogamente nel marzo 1932 un comunicato alla stampa del Prof. PONTE ed anche notizie giunte direttamente all'Osservatorio annunciarono la ricomparsa di bagliori notturni, la quale risulta anche preceduta da una breve recrudescenza sismica con debolissime scosse avvertite a Trecastagni tra le 1<sup>h</sup> e le 2<sup>h</sup> del 1<sup>o</sup> febbraio.

Dunque sembrerebbe lecito concludere che la connessione dei terremoti della regione orientale con l'attività vulcanica dipenderebbe dai movimenti del suolo connessi con le fluttuazioni magmatiche.

---

<sup>1)</sup> O. DE FIORE — *I fenomeni eruttivi e sismici avvenuti all'Etna dal 1919 al 1923*. Annali dell'Osservatorio Vesuviano. 3<sup>a</sup> Serie. Vol. II. Anno 1925.

<sup>2)</sup> G. IMBÒ — *Osservazioni e ricerche in relazione all'eruzione etnea 2-20 novembre 1928*. Bull. Volcanologique, N.° 15 à 13, 1928.

Questi movimenti darebbero origine al terremoto provocando il ripristino dell'equilibrio nel caso che blocchi costituenti la zona superficiale considerata, rivelati dalle numerose fenditure che la interessano, non abbiano egualmente partecipato al moto bradisismico discendente in modo da dare luogo a condizioni di equilibrio instabile. L'abbattersi di un solo blocco potrebbe causare successive cadute. Verrebbe in tal modo anche interpretata la pluralità degli allineamenti di massima intensità sismica corrispondente a linee di frattura del suolo, come può osservarsi sulla carta sismica tracciata dal PLATANIA <sup>1)</sup> per il terremoto di Linera del maggio 1914.

L'instabilità della detta regione potrebbe anche dedursi dagli epicentri secondari che vi si formano al passaggio di onde sismiche di altri terremoti etnei o anche di altra provenienza.

Una seconda interpretazione è che i detti movimenti possono determinare la rottura di volte esistenti a profondità quasi prossima alla critica, come potrebbe spiegarsi ad esempio il terremoto di Zerbate per la contemporaneità con l'incremento di attività vulcanica ed anche per la profondità appena inferiore a quella critica.

Ed in ultimo i terremoti potrebbero considerarsi derivanti da fratturazioni prodotte (più facilmente, laddove il materiale è meno resistente) in seguito ai contorcimenti del suolo non appena viene superato il limite di elasticità. Questa spiegazione si presta anche all'interpretazione di terremoti etnei che interessano altri versanti.

Qualunque sia l'interpretazione, la profondità ipocentrale dei terremoti della regione orientale connessi con l'attività vulcanica deve risultare inferiore alla critica, come difatti si osserva per quei terremoti per cui ne è stata possibile la determinazione. Per il terremoto di Linera (1914), applicando il metodo semplificato dell'INGLADA ORS, la profondità ipocentrale è risultata di circa 500 metri; per il terremoto di Guardia (1911) dallo stesso INGLADA

---

<sup>1)</sup> GAET. PLATANIA — *Sul periodo sismico del maggio 1914, ecc* — l. c.

ORS 1) fu calcolata di metri 850 e per il terremoto di Macchia successivo all'eruzione del 1865, il MERCALLI 2), applicando il metodo del DUTTON, la valutò di circa 700 metri.

\* \* \*

Connessi con l'esistenza di cavità ad una profondità presso a poco corrispondente alla critica (4 Km. circa), come già ho detto, furono ritenuti i terremoti laziali.

E con camera magmatica potrebbero considerarsi connessi i terremoti dell'isola d'Ischia che interessano la parte occidentale dell'isola ed in particolare il terremoto di Casamicciola del 28 luglio 1883. La zona orientale è dotata di moto bradisismico continuo discendente che dipende probabilmente dalla contrazione per raffreddamento del magma racchiuso nella detta camera trovantesi ad una profondità maggiore della critica.

Per tale abbassamento si verrebbero a creare condizioni di equilibrio instabile derivante da perdita di sostegno da parte della zona occidentale immune da moti bradisismici. Il terremoto sarebbe quindi causato dal ripristino delle condizioni di equilibrio stabile.

\* \* \*

Si potrebbero quindi formulare le seguenti conclusioni: relazione dei terremoti della regione orientale etnea con camere magmatiche la cui esistenza permetterebbe di spiegare anche il moto bradisismico discendente della regione;

legame tra attività sismica ed eruttiva dipendente dai movimenti del suolo connessi con le fluttuazioni magmatiche.

---

1) INGLADA ORS — *Estudio de las Erupciones ecc.* — l. c.

2) G. MERCALLI — *I vulcani attivi della terra*, p. 209 — Hoepli, Milano, 1907.

Gli esempi riportati per i terremoti dei vulcani laziali e dell'isola d'Ischia permetterebbero di estendere la conclusione sulla dipendenza dei terremoti dalla contrazione del magma racchiuso in camere anche per altri distretti vulcanici.

La profondità ipocentrale critica varierebbe secondo la natura del magma ed il peso specifico del materiale interposto tra camera e superficie.

Come pure la relazione tra i movimenti del suolo e quelli magmatici permetterebbe d'interpretare terremoti che hanno origine sui fianchi dei vulcani attivi.

Una conferma delle conclusioni alle quali sono pervenuto potrebbe essere data da continue livellazioni di precisione, misure clinometriche, mareografiche, gravimetriche da eseguirsi presso i vari vulcani ed in ispecial modo all'Etna il quale per le sue varie manifestazioni sismiche ed eruttive probabilmente più si presta a tale genere di ricerche.

*Catania, R. Osservatorio Geofisico, maggio 1932.*