

Principali risultati conseguiti durante l'osservazione geodinamica, opportunamente estesa nel tempo, di grandi dighe di sbarramento, e loro giustificazioni teoriche

P. CALOI - M. C. SPADEA

Ricevuto il 20 Febbraio 1966

RIASSUNTO. — Vengono esaminati, nelle loro giustificazioni teoriche, i risultati di sistematiche osservazioni geodinamiche (eseguite con l'ausilio di vibrometri, sismografi e clinografi), compiute presso grandi dighe dell'E.N.E.L.

Anche da quest'esame, scaturisce la grande utilità — che spesso confina con la necessità — di tali osservazioni. Per quanto si riferisce all'uso dei clinografi, un quindicennio di registrazioni ottenute presso la diga di Val Gallina, permette di far rientrare il tragico evento del Vajont in un fenomeno di portata secolare specialmente attivo nell'ultima era geologica nell'orogenesi alpina; e che, in condizioni particolari, può condurre (come ha condotto) ad anomale situazioni locali.

SUMMARY. — Are here examined — in their theoretical explanations — the results of systematic geodynamic observations (carried out by vibrometers, seismographs and clinographs), achieved on E.N.E.L. big Dams.

This investigation also, shows the great usefulness — being, indeed, a necessity — of such observations.

A period of fifteen years of clinographic records on the Val Gallina's Dam, include the Vajont's tragic event into a secular range phenomenon, particularly active — during the last geologic Era — in the Alpine orogenesis who, in special conditions, may be the cause (just like it happened) of anomalous local situations.

1. — Diverse dighe del Veneto, e le relative rocce d'imposta, a partire dal 1949, furono sottoposte a controllo geodinamico. Particolarmente seguite, furono le dighe di Pieve di Cadore, del Lumiei e del Vajont. Per alcune di esse tale controllo è tuttora in atto.

Il controllo geodinamico si applica, essenzialmente, nel rilevamento delle caratteristiche fondamentali del campo elastico nella zona interessata dalla diga, e delle loro eventuali variazioni nel tempo.

I principali elementi del controllo sono:

a) Rilevamento del modulo elastico della roccia e del calcestruzzo (modulo di Young) e sue variazioni nel tempo.

b) Rilevamento della verticale apparente e delle sue variazioni: per cause periodiche (alternarsi delle stagioni, insolazione e sua variazione nell'anno, ecc.); secolari (di origine tettonica o comunque geologica); accidentali, legate a deformazioni locali del mezzo, come conseguenza della variazione delle caratteristiche elastiche, ecc.

c) Rilevamento delle brusche rotture d'equilibrio del campo elastico, per microsismicità naturale o provocata.

I rilievi, di cui al punto *a)*, possono essere eseguiti con vibrometri, completati dall'ausilio di geofoni; quelli di cui al punto *b)* con fotolinografi, mentre le indagini contemplate nel punto *c)* sono riservate a speciali stazioni sismiche.

Di questi strumenti è stato detto, a più riprese, in precedenti pubblicazioni (1-3).

2. - La determinazione del modulo d'elasticità è stata fatta (e ciò avveniva per la prima volta in Europa) rilevando contemporaneamente la velocità di propagazione delle onde longitudinali e trasversali del mezzo. Talvolta ci si è serviti delle sole onde longitudinali. Anche su questo argomento si è a lungo discusso in precedenti lavori (4) e qui non intendiamo ripetere. Dobbiamo solo aggiungere che una delle obiezioni, recentemente mosse a questo metodo da geotecnici italiani (che, finalmente, dopo circa venti anni, si sono accorti della sua esistenza), consiste nel rilevare che le formule relative avrebbero valore solo per un mezzo omogeneo, isotropo. A rigore, ciò risponde al vero. Va però immediatamente sottolineato che tutti i tentativi fatti per tener conto dell'anisotropia del mezzo, oltre a comportare rilevanti complicazioni analitiche, hanno condotto a risultati, l'ordine di grandezza dei quali non si discosta sensibilmente da quello relativo al caso dell'isotropia, le differenze rientrando largamente entro i limiti di errore. Del resto, chi ha qualche cognizione di sismologia, sa che i valori dei tempi di tragitto delle onde longitudinali e trasversali, ottenuti su percorsi di migliaia e migliaia di chilometri nell'interno della Terra, con le formule valedoli per mezzi isotropi, coincidono con i valori osservati fino al decimo di secondo.

Fatta questa precisazione, ricapitoliamo rapidamente ciò che è stato largamente esposto in relazioni, a suo tempo inviate alla SADE, e in pubblicazioni specifiche (4).

Il primo fatto messo in luce fu la netta diminuzione della velocità delle onde elastiche, rilevata dopo lo sbancamento, nei confronti dei valori ottenuti prima dell'inizio dei lavori di scavo. Questo, in tutti i casi sperimentati. Poiché il fatto si traduceva in una sensibile diminuzione del modulo elastico, indicavamo il fenomeno col termine *decaimento* (*) del modulo elastico (5).

Il fatto fu attribuito, nella sua parte preponderante, alla decompressione conseguente al distacco di grosse bancate di roccia. Il decaimento però non si arrestava al lavoro determinato dallo sbancamento. Una volta costruita la diga, specie nelle zone d'imposta, esso riprendeva e continuava per anni, sia pure gradualmente attenuandosi, tendendo asintoticamente verso valori costanti (Figg. 1-4 di Pieve di C.).

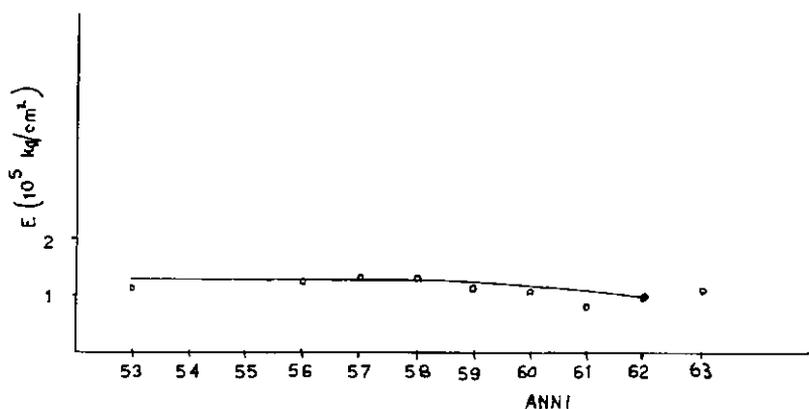


Fig. 1 - Diga di Pieve di Cadore. - Decadimento del modulo di elasticità per un tragitto in Spalla Destra.

Ciò fu spiegato (6) come conseguenza di una minuta microsismicità, provocata nel sistema roccioso a cui la diga è ancorata, dai continui movimenti cui lo sbarramento viene sottoposto da variazioni di carico nel bacino idrico a monte e da variazioni della temperatura esterna, per l'insolazione diurna e l'alternarsi delle stagioni.

La microsismicità provocata fu infatti messa in risalto dalla stazione sismica, funzionante presso la diga di Pieve di Cadore, a partire dal 1950 (4-6). Solo una stazione sismica, infatti, può rivelare l'esistenza di una microsismicità locale, provocata o no. Per quanto concerne Pieve di Cadore, p. es., basterà osservare che delle parecchie decine di migliaia

(*) Il termine riuscì ostico a geologi e geotecnici, portati addirittura a negare il fenomeno. Riteniamo che, attualmente, si siano riederuti (almeno lo speriamo).

di micrososse, registrate dalla stazione sismica nel primo quinquennio di funzionamento, solo un'infima parte — forse una diecina in tutto — fu avvertita dal personale addetto alla diga.

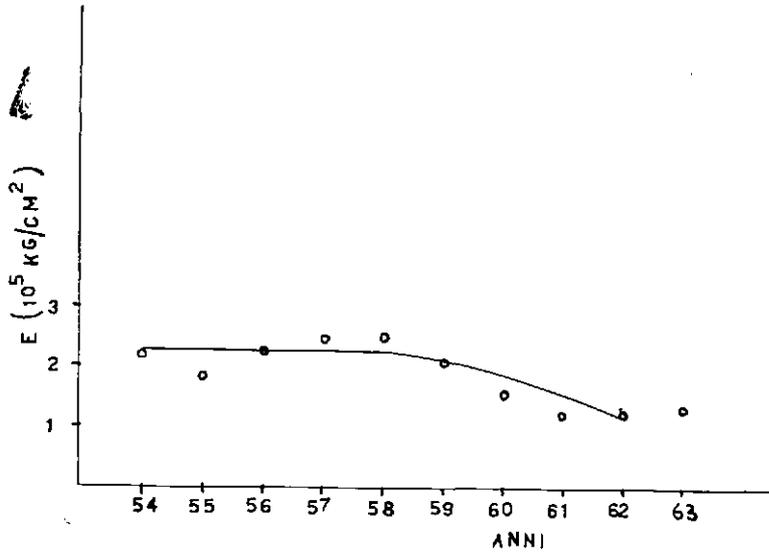


Fig. 2 - Diga di Pieve di Cadore. - Decadimento del modulo di elasticità in Spalla Sinistra per traggi tracciati trasversalmente alla valle.

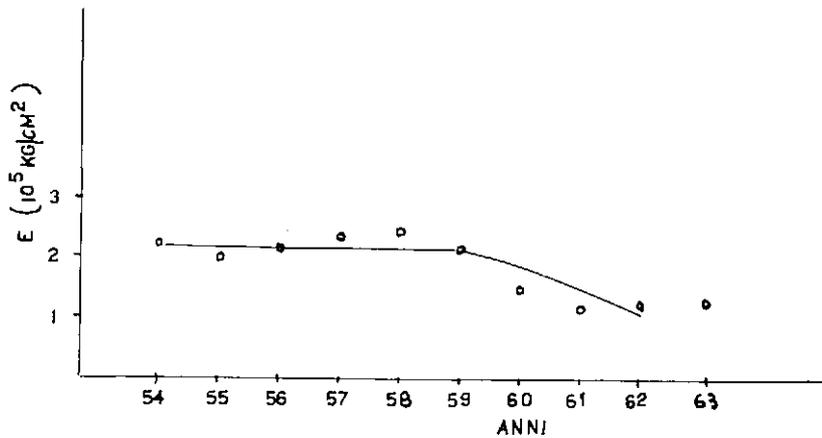


Fig. 3 - Diga di Pieve di Cadore. Decadimento del modulo di elasticità in Spalla Sinistra.

Il deterioramento del campo elastico locale, si traduceva in una conseguente diminuzione della velocità delle onde elastiche, e quindi, nel decadimento del modulo elastico.

Veniva spontaneo di attribuire tale deterioramento all'aumentata porosità della roccia, come conseguenza del gran numero di piccole fratture, associate alle microscosse verificatesi nel mezzo (6).

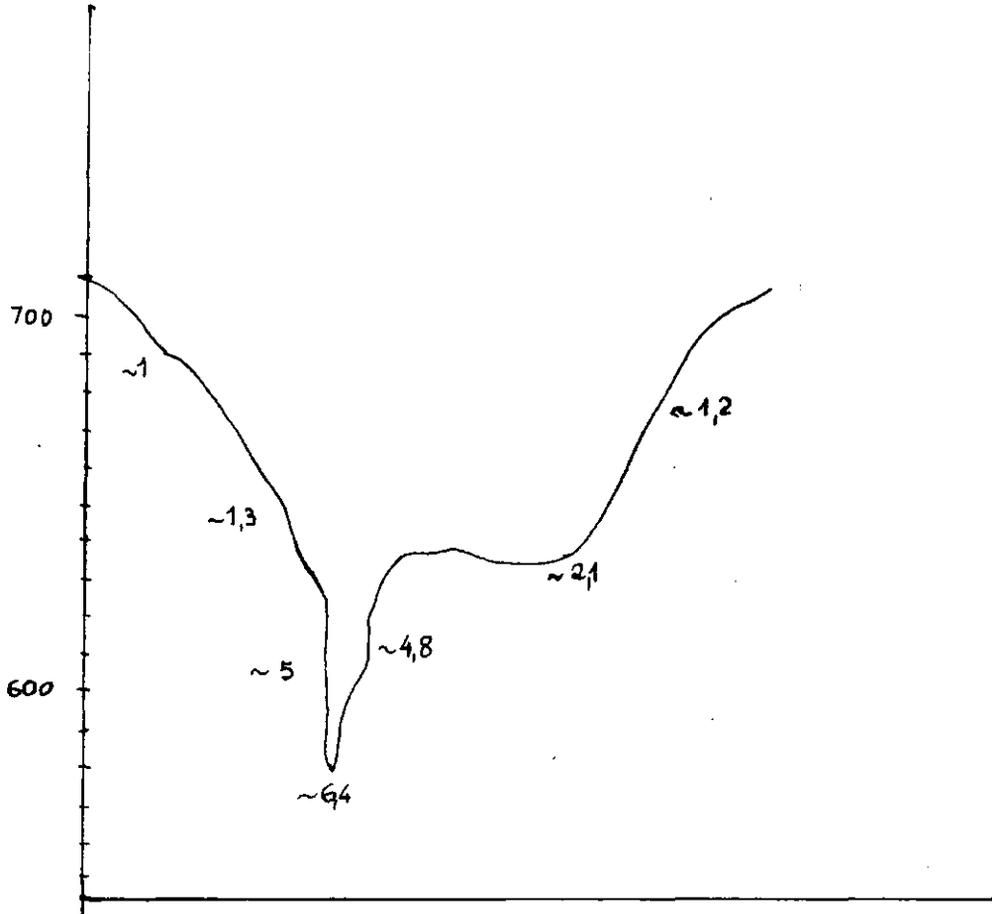


Fig. 4 - Diga di Pieve di Cadore. - Valori medi del modulo di elasticità nel 1962 per le varie zone della stretta del Piave (in unità 10^6 kg/cm²).

3. - Accurate ricerche di laboratorio furono compiute sull'argomento della porosità e dei problemi connessi.

La porosità è indubbiamente uno dei più seri ostacoli nello studio dell'elasticità delle rocce. Una volta eliminato l'effetto della porosità con l'applicazione di pressioni limite, molte caratteristiche delle rocce

possono essere agevolmente studiate. L'esistenza di vuoti fra cristallo e cristallo costituisce pertanto un grosso ingombro nello studio delle proprietà fisiche delle rocce a pressione ordinaria.

Applicando elevate pressioni idrostatiche (più di 2000 atmosfere), l'effetto della porosità sulla velocità delle onde elastiche diviene piccolissimo, tanto da rendere superfluo il tenerne conto. Ad un iniziale aumento della pressione, la velocità cresce molto rapidamente, e solo per pressioni molto elevate l'aumento relativo comincia a decrescere. Questo anormale aumento della velocità alle basse pressioni, viene attribuito all'esistenza di vuoti fra i grani della roccia. Se la roccia è compatta, l'iniziale aumento della velocità è più limitato.

Esiste, manifestamente, una relazione fra porosità e densità per rocce della stessa natura, nel senso che l'una cresce quando l'altra diminuisce.

Furono fatte esperienze intese a dedurre la velocità in funzione della densità di volume (« bulk density ») — e quindi della porosità — in rocce dello stesso tipo. La densità fu misurata per ogni esemplare (campione di roccia), pesandolo e misurando l'immersione nel mercurio.

Le esperienze hanno dimostrato che, a parità di altre condizioni, all'aumentare della porosità non solo diminuisce la velocità ma anche l'ampiezza del movimento, a testimoniare che la porosità provoca anche un aumento di dissipazione. La Fig. 5 dà la velocità delle onde longitudinali in funzione della densità di volume per arenarie.

Per la determinazione della porosità rispetto alla densità di volume, esiste una formula empirica ottenuta da D. H. Davis (?) da 601 campioni di arenarie ed altre rocce:

$$\Phi = (1 - \rho_B/2.65) \times 100 \quad [1]$$

dove

$$\Phi = \text{porosità}, \quad \rho_B = \text{densità di volume.}$$

Nella relazione scritta, 2.65 rappresenta la media densità dei grani di minerale componenti: arenarie, argille, ecc. La porosità viene dedotta dalla densità di volume, sulla base della formula [1]. La relazione fra la velocità delle onde longitudinali e la porosità è riportata nella Fig. 6. La velocità decresce esponenzialmente con la porosità, e la sua relazione è approssimativamente espressa dalla formula

$$v_P = v_{P_0} e^{-\gamma\Phi}, \quad v_{P_0} = 5750 \text{ m/sec}, \quad \gamma = 0.036, \quad [2]$$

dove v_P , esprime la velocità delle onde longitudinali nell'esemplare di roccia, per il quale la porosità è nulla.

Dalla combinazione delle [1], [2] si trae, per la velocità delle onde longitudinali in « arenarie » di nota densità di volume (« bulk density »):

$$v_P \text{ (m/sec)} = 5750 \exp (1,36 \rho_B - 3.6). \quad [3]$$

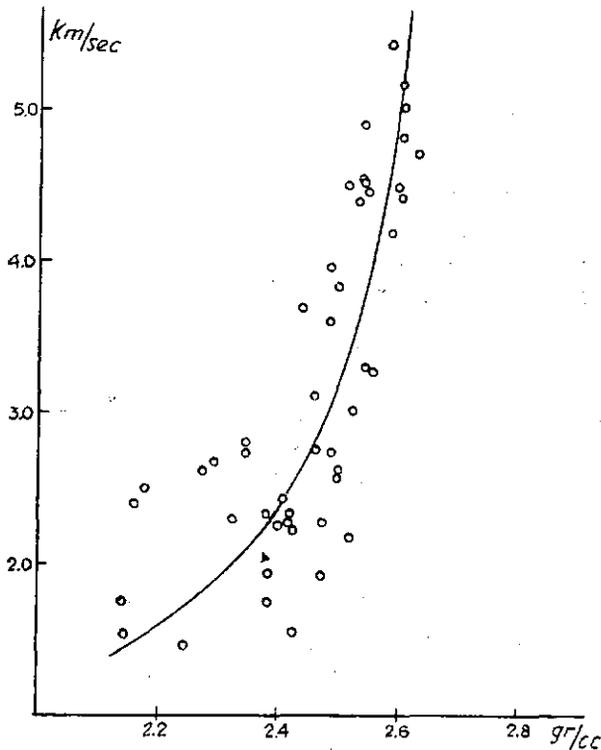


Fig. 5 - Velocità delle onde longitudinali in funzione della densità per arenarie (secondo D. Shimozuru).

Esistono altre relazioni sull'andamento della velocità con la porosità, specie in relazione alla profondità del materiale roccioso investigato ⁽¹⁰⁾.

La teoria più rigorosa svolta su questo argomento resta, in ogni modo, quella sviluppata da Y. Sato ⁽⁸⁾.

Per la velocità delle onde elastiche, che si propagano in materiale elastico contenente cavità sferiche vuote, egli ha dedotto le seguenti formule:

$$\left\{ \begin{array}{l} v_P = v_{P_0} \left[1 - (1 - \varrho) \left\{ \frac{1}{6} \frac{-1 + 8 \sigma_0}{1 - 2 \sigma_0} + 5 \frac{1 - 2 \sigma_0}{7 - 5 \sigma_0} \right\} \right], \\ v_S = v_{S_0} \left[1 - (1 - \varrho) \frac{4 - 5 \sigma_0}{7 - 5 \sigma_0} \right], \end{array} \right. \quad [4]$$

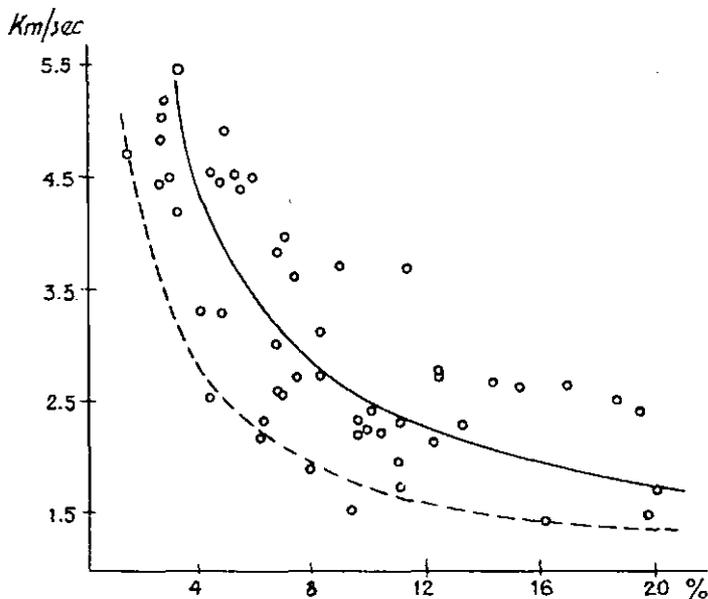


Fig. 6 - Velocità delle onde longitudinali in funzione della porosità per arenarie (secondo D. H. Davis).

dove v_{P_0} , v_{S_0} rappresentano le velocità delle onde longitudinali e trasversali nel materiale privo di cavità,

ϱ , la densità *relativa* del materiale all'esame,

σ_0 , il rapporto di Poisson per il materiale reale (privo di cavità),

$1 - \varrho$, la porosità.

$$\text{Per } \sigma_0 = \frac{1}{4},$$

$$v_P = v_{P_0} [1 - 0.768 (1 - \varrho)], \quad v_S = v_{S_0} [1 - 0.478 (1 - \varrho)]. \quad [5]$$

La Fig. 7 si riferisce alla tabulazione dei valori della velocità delle onde longitudinali in relazione con la porosità, calcolata da Sato.

Poiché si conoscono le velocità delle onde longitudinali (e trasversali) ottenute prima della costruzione delle dighe (di Pieve di Cadore, p. es., Vajont, Ambiesta, Val Gallina, ecc.) l'uso delle formule [1] - [2] - [3], oppure [4] e [5] permette di calcolare — in via approssimativa, naturalmente — l'aumento della porosità, nelle zone d'imposta, conseguente allo sbancamento ed ai movimenti della diga.

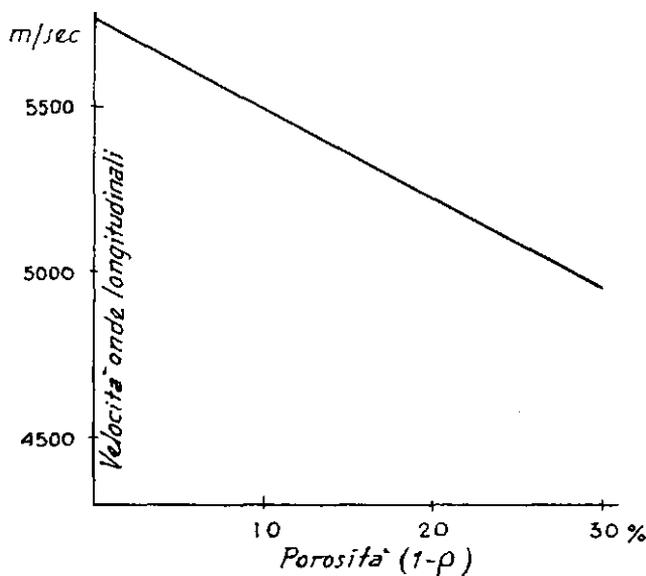


Fig. 7 - Andamento della velocità in funzione della porosità (secondo Y. Sato).

4. - Un altro fatto, messo ben presto in evidenza durante le indagini sul campo elastico nei pressi di una diga, fu la constatazione di velocità di propagazione delle onde elastiche, nella parte della roccia a contatto col bacino idrico, più o meno sensibilmente inferiori a quelle rilevate a valle dello sbarramento. Ciò si rese particolarmente manifesto nel bacino del Lumiei (Lago di Sauris).

Veniva spontaneo attribuire il fenomeno alla penetrazione dell'acqua nei pori della roccia. E tale fu appunto la spiegazione da noi data (*).

Anche su questo argomento sono state fatte, nel frattempo, indagini quantitative.

Giova premettere alcune precisazioni circa il significato delle parole: contenuto d'acqua, porosità, rapporto di vuoto e rapporto di saturazione.

Si definisce come contenuto d'acqua W , il rapporto fra il suo peso W_w e quello del materiale reale W_s :

$$W = \frac{W_w}{W_s} \times 100 .$$

Si definisce porosità Φ il rapporto del volume del vuoto V_n a quello di tutto il sistema V :

$$\Phi = \frac{V_n}{V} \times 100 = \left(1 - \frac{\rho_B}{\rho}\right) \times 100 ,$$

dove ρ_B , ρ sono la densità di volume e la densità sostanziale del materiale effettivo, rispettivamente.

Diremo rapporto di vuoto e , il rapporto fra il volume di vuoto V_n e quello del materiale V_s :

$$e = \frac{V_n}{V_s} = \frac{\Phi}{100 - \Phi} , \quad \Phi = \frac{e}{1 + e} \times 100 .$$

Infine diremo aliquota (grado) di saturazione S , il rapporto del volume di acqua W_w a quello dell'intero vuoto V_n :

$$S = \frac{W_w}{V_n} \times 100 .$$

Furono fatte indagini sulla variazione delle velocità delle onde elastiche con la saturazione di acqua.

È risultato che, in effetti, la velocità delle onde elastiche viene fortemente influenzata dal grado di saturazione di acqua negli interstizi vuoti. La teoria più rigorosa svolta a questo riguardo è sempre quella di Y. Sato (*), che conduce alle seguenti espressioni, per quanto concerne le velocità di propagazione:

$$\begin{aligned} v_P &= v_{P_0} \left\{ 1 - (1 - \varrho) \frac{1}{2} \left[\frac{(1 - k)(1 + \sigma_0)}{2(1 - 2\sigma_0) + k(1 + \sigma_0)} + 10 \frac{1 - 2\sigma_0}{7 - 5\sigma_0} - (1 - D) \right] \right\} , \\ v_S &= v_{S_0} \left\{ 1 - (1 - \varrho) \frac{1}{2} \left[15 \frac{1 - \sigma_0}{7 - 5\sigma_0} - (1 - D) \right] \right\} , \end{aligned} \quad [6]$$

dove i simboli hanno il significato già esposto; inoltre:

k è il rapporto del «bulk modulus» del liquido k_1 a quello del materiale reale k_0 ($k = \frac{k_1}{k_0}$);

D è il rapporto della densità del liquido ϱ_1 a quella del materiale reale ϱ_0 ($D = \frac{\varrho_1}{\varrho_0}$).

La Fig. 8 mostra la variazione di velocità delle onde longitudinali dovuta alla porosità per arenaria secca e saturata, calcolata con le

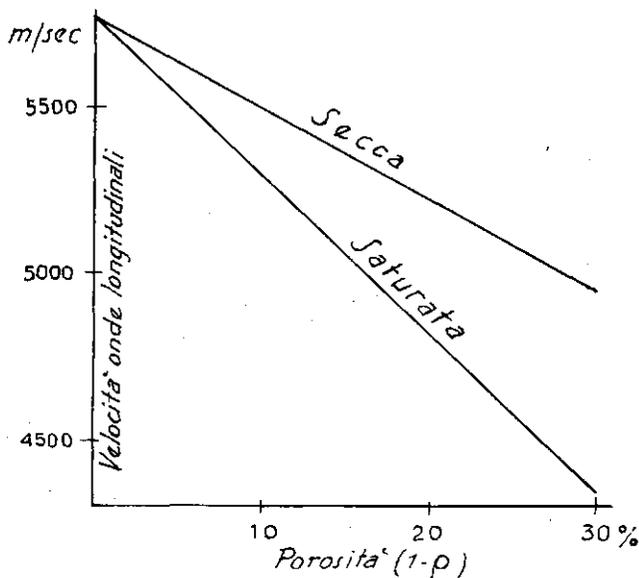


Fig. 8 - Velocità delle onde longitudinali in funzione della porosità per arenaria secca e saturata (secondo Y. Sato).

formule [4] e [6]. La velocità per arenaria saturata d'acqua è minore di quella per arenaria asciutta. La teoria, basata sul sistema di cavità chiuse (cioè non intercomunicanti fra loro), non predice la velocità in funzione del grado di saturazione. In ogni modo, per esemplari non saturati, la velocità può essere dedotta nella regione compresa fra i due casi estremi, come in figura.

Le esperienze eseguite, sono generalmente a favore della teoria di Sato. Frazer⁽¹⁴⁾ trova che l'acqua interstiziale aumenta l'effetto di angolarità. Per es., la porosità delle particelle di quarzo frantumato cresce

dal 48% in un insieme asciutto, al 54% in un insieme umido. Perciò, apparentemente l'acqua aumenta la porosità. In ciò deve vedersi la causa della diminuzione di velocità al crescere della saturazione.

In ogni caso, sembra che l'effetto sia decisamente in questo senso nei pressi della saturazione.

Furono fatte esperienze anche sulla variazione della velocità in mezzi solidi con contenuto d'acqua (mescolanza di materiale solido e acqua), come sedimenti di oceano profondo, fondo di laghi, ecc.

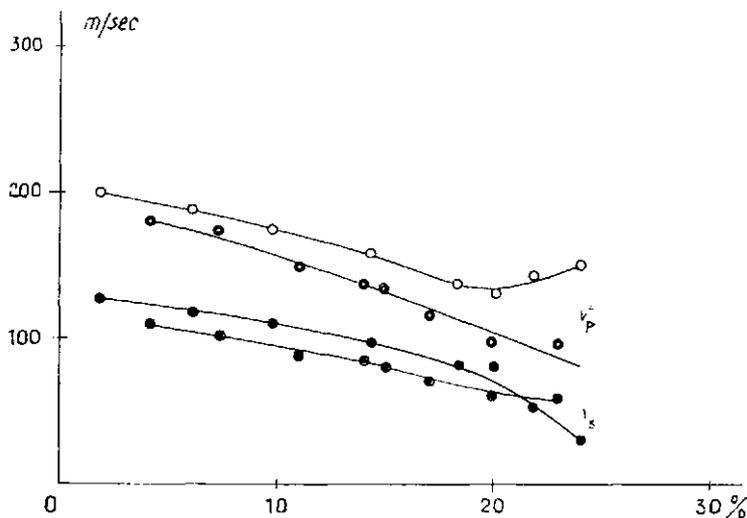


Fig. 9 -- Velocità delle onde longitudinali e trasversali in funzione del contenuto d'acqua (secondo K. Iida).

È noto che l'osservazione sismologica mostra quanto sia piccola la velocità delle onde sismiche in terreno soffice, nei confronti di quella delle rocce. Tale velocità è fortemente affetta dal contenuto d'acqua. Ricerche di laboratorio di K. Iida, condotte su terreni di diverso contenuto d'acqua, provano che la velocità delle onde longitudinali decresce al crescere del contenuto d'acqua. Ciò che va sottolineato è che la velocità di un miscuglio di due componenti, p. es. particelle solide ed acqua, varia con il rapporto di composizione ed è sempre considerevolmente al di sotto delle velocità di entrambi i componenti. Poiché la velocità delle onde longitudinali per solidi a cui le particelle appartengono può variare da 4 a 6 km/sec, e quella dell'acqua è 1.5 km/sec, la differenza fra le velocità misurate (dell'ordine delle centinaia di m/sec- vedi

Fig. 9) e quelle dei componenti è molto grande. La velocità sembra raggiungere un minimo con un certo contenuto d'acqua, e tende a raggiungere i 1500 m/sec quando il contenuto d'acqua tende al 100%, e il sistema risulta composto esclusivamente d'acqua.

5. - Da quanto precede, risulta chiaro come, a parità di porosità, possano essere registrate velocità di propagazione sensibilmente diverse, in rocce della stessa natura, a valle e a monte di una diga (come è stato verificato per le dighe in Carnia e in Cadore). Non solo, ma come possa spiegarsi perchè nello stesso massiccio roccioso — senza che si sia verificata variazione apprezzabile nella sua porosità — si possano ottenere, nel tempo, valori della velocità sopra o sotto la media: ciò può dipendere dal diverso grado di saturazione in cui la roccia è venuta a trovarsi in epoche diverse; come è stato effettivamente constatato nella zona d'imposta della diga di Pieve di Cadore, in sponda destra e in sponda sinistra (Figg. 1-3).

Un altro fatto è degno di menzione: finché l'ossatura solida di un mezzo conserva carattere di continuità, la velocità delle onde elastiche condotte dal mezzo è sempre elevata, quantunque la sua porosità — in senso lato — possa provocarne un'apprezzabile diminuzione. Non appena il tessuto solido comincia ad incrinarsi, la velocità delle onde elastiche diminuisce bruscamente, per ridursi a valori bassissimi in caso di fratturazione multipla, che renda il mezzo una semplice sovrapposizione di elementi, singolarmente compatti, ma senza reciproco legame. In questo senso, l'osservazione continua del campo elastico nelle zone d'imposta di una diga e delle sponde del relativo bacino, riveste un eccezionale interesse, come sensibilissima misura di controllo. Una testimonianza preziosa, a questo riguardo, è stata data dal comportamento, in campo elastico, dell'ammasso roccioso sovrastante in sinistra la diga di Pontesei: nell'intervallo di pochi anni (dal 1952 al 1958), la velocità delle onde longitudinali del complesso roccioso or detto, scese da 3500 m/sec ca a 1000 m/sec ca. Nel 1958, infatti, esso aveva già raggiunto l'inconsistenza del materiale di frana; e solo un tempestivo intervento di alleggerimento della zona valse a scongiurare l'effettivo movimento franoso. Un'altra ben più drammatica prova a conferma di queste conclusioni è stata offerta dallo sperone roccioso in sponda sinistra a monte della diga del Vajont, risultato ancora compatto nel Dicembre del 1959 e che un anno dopo — nel Dicembre del 1960 — si era rivelato elasticamente debellato; conseguenza dell'azione di demolizione, determinata nel frattempo, dalle centinaia di micrososse verificatesi nella zona (17).

6. - *Anisotropia elastica delle rocce.* Un altro problema di complessa trattazione è quello legato all'anisotropia delle rocce.

È noto che rocce dello stesso tipo possono presentare considerevoli differenze di velocità, indipendentemente dal loro stato di porosità. Per es., le velocità delle onde longitudinali nel marmo possono variare da 2.8 km/sec a 7.3 km/sec. Fra le cause di tali variazioni, una delle più efficienti può essere l'anisotropia, o, comunque, le deviazioni dalla perfetta isotropia delle rocce.

In natura l'anisotropia elastica delle rocce ignee e metamorfiche è diversa da quella delle rocce sedimentarie. Rocce ignee ordinarie, quali il granito, l'andesite, la diorite, apparentemente appaiono isotropiche. In effetti, anche in questi tipi di rocce, il metodo ad ultrasuoni può rivelare variazioni di velocità delle onde longitudinali e trasversali a seconda della direzione. In ogni caso, si tratta di anisotropia poco accentuata. Essa viene attribuita alla natura eterogenea delle rocce, legata sopra tutto alla orientazione dei cristalli componenti. Se essi sono distribuiti a caso, in tutte le direzioni possibili, allora gli aggregati policristallini risultano elasticamente isotropici; in tal caso, verranno a mancare variazioni direzionali di velocità.

Nelle rocce sedimentarie, tali variazioni direzionali di velocità possono essere accentuate. Ciò deriva dal meccanismo di sedimentazione o dal modo di associazione dei grani componenti.

Furono fatte ricerche sui due tipi di anisotropia. Noi accenneremo qui soltanto al secondo tipo, quello che più ci interessa.

Il fenomeno dell'anisotropia di velocità in rocce stratificate o sedimentarie è stato ripetutamente osservato in ricerche di prospezione sismica.

Il grado di anisotropia di velocità si suole indicare con il così detto fattore di anisotropia A , definito come il rapporto della velocità lungo gli strati alla velocità considerata perpendicolarmente agli strati. P. es., per sedimenti di carbonato, giacenti fra m 230 e m 262 sotto la superficie, Uhrig ⁽¹²⁾ trova un fattore A variabile fra 1,10 e 1,19. Ma il divario può essere anche maggiore. Così Nasu ed Omote ⁽¹³⁾ sperimentando sopra una rupe di arenaria trovarono un fattore di anisotropia pari a 1,83 (Fig. 10). L'anisotropia di velocità per le rocce sedimentarie deriva da due diversi meccanismi. Uno è legato alla loro struttura laminata o periodica, l'altro alla struttura dell'associazione (« packing ») dei grani componenti. Il primo è quello dell'argilla (stratificata), il secondo quello dell'arenaria.

Furono fatte misure di laboratorio con il metodo degli ultrasuoni. Un campione di arenaria, prelevata ad una profondità di 70 m e sago-

mato, fu esaminato secondo due direzioni ortogonali ed una intermedia: come mostra la figura e la tav. di Fig. 11. La velocità massima, lungo una direzione (X) risulta minima nella direzione ortogonale (Z).

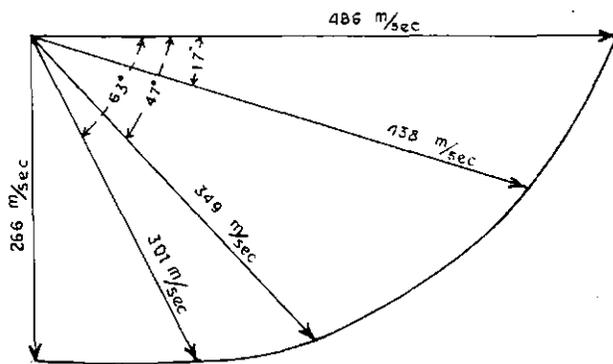


Fig. 10 - Anisotropia della velocità in un blocco di arenaria (secondo N. Nasu e G. Omote).

Anche la trasmissione dell'energia è diversa, a seconda delle direzioni: essa infatti viene fortemente attenuata nella direzione perpendicolare (X) all'asse verticale (Z), dove si osserva il minimo di velocità. In questo caso il fattore di anisotropia risultò di 1.7.

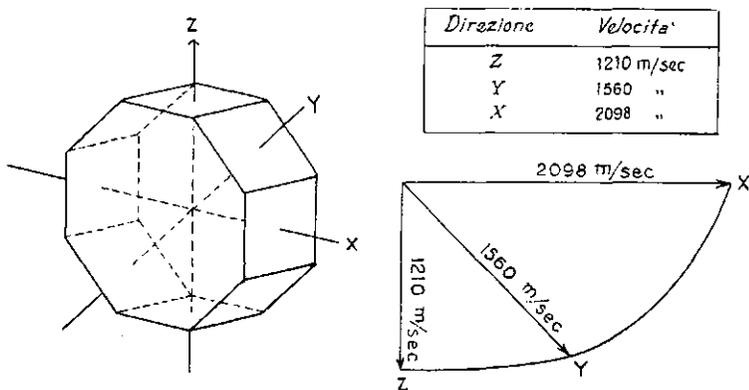


Fig. 11 - Anisotropia della velocità in un esemplare di arenaria (tratto da una profondità di 70 m) di non chiara anisotropia strutturale (secondo D. Shimozuru).

In natura, con particolare riguardo alle rocce d'imposta di una diga, lungo la sezione di una valle, le stratificazioni appaiono generalmente più o meno inclinate, lungo giaciture spesso contorte, comunque fortemente piegate. Le determinazioni della velocità conducono pertanto — nella generalità dei casi — a valori intermedi.

Per avere nozioni sulle variazioni di velocità — e quindi del modulo elastico — nel tempo, si sperimenta ovviamente su direzioni fisse, pre-stabilite.

7. — Resterebbe da accennare all'elasticità delle rocce sotto pressioni limiti; ma di essa avemmo modo di occuparci a più riprese (*), e qui riteniamo superfluo ripeterci.

8. — *Sull'uso dei clinografi presso i grandi sbarramenti.* — Sull'utilità dei clinografi nel rilevamento delle condizioni di stabilità locale (esistenza o meno di blocchi confinanti, animati da moti relativi diversi, ecc.), sul rilevamento delle variazioni della verticale apparente in senso lato, sull'insostituibile funzione di controllo continuo, sensibile, preciso, immediato, è stato da noi ampiamente riferito in numerose relazioni e pubblicazioni.

Qui ci preme soffermarci su alcuni aspetti delle osservazioni clinografiche, che rendono il clinografo un prezioso complemento del sismografo e del vibrometro, nei rilevamenti delle variazioni del campo elastico. Può infatti rivelare variazioni permanenti della verticale apparente, in relazione con variazioni permanenti delle caratteristiche elastiche della roccia, come è stato messo in chiara evidenza dalle registrazioni clinografiche nella roccia d'imposta, in spalla destra, della diga di Pieve di Cadore (*).

Il suo uso continuato nell'interno di una diga, a cominciare dall'ultimazione dello sbarramento, oltre a rivelare i moti lenti o rapidi, periodici e non periodici, sistematici e accidentali del manufatto, fornisce dati evidenti sulla variazione nel tempo della risposta elastica del calcestruzzo. Si nota, innanzi tutto, un graduale irrigidimento del calcestruzzo nei primi anni della costruzione della diga (rivelato, fra l'altro, dall'attenuazione dell'onda diurna alla base della Diga — Pieve di Cadore, Ambiesta, Val Gallina, ... — dal lento migrare in direzione spalla-spalla della risultante dei moti del pulvino o tamponi, legati ad asimmetria d'insolazione, inizialmente con sensibile componente anche verso valle-monte-Ambiesta, ... —).

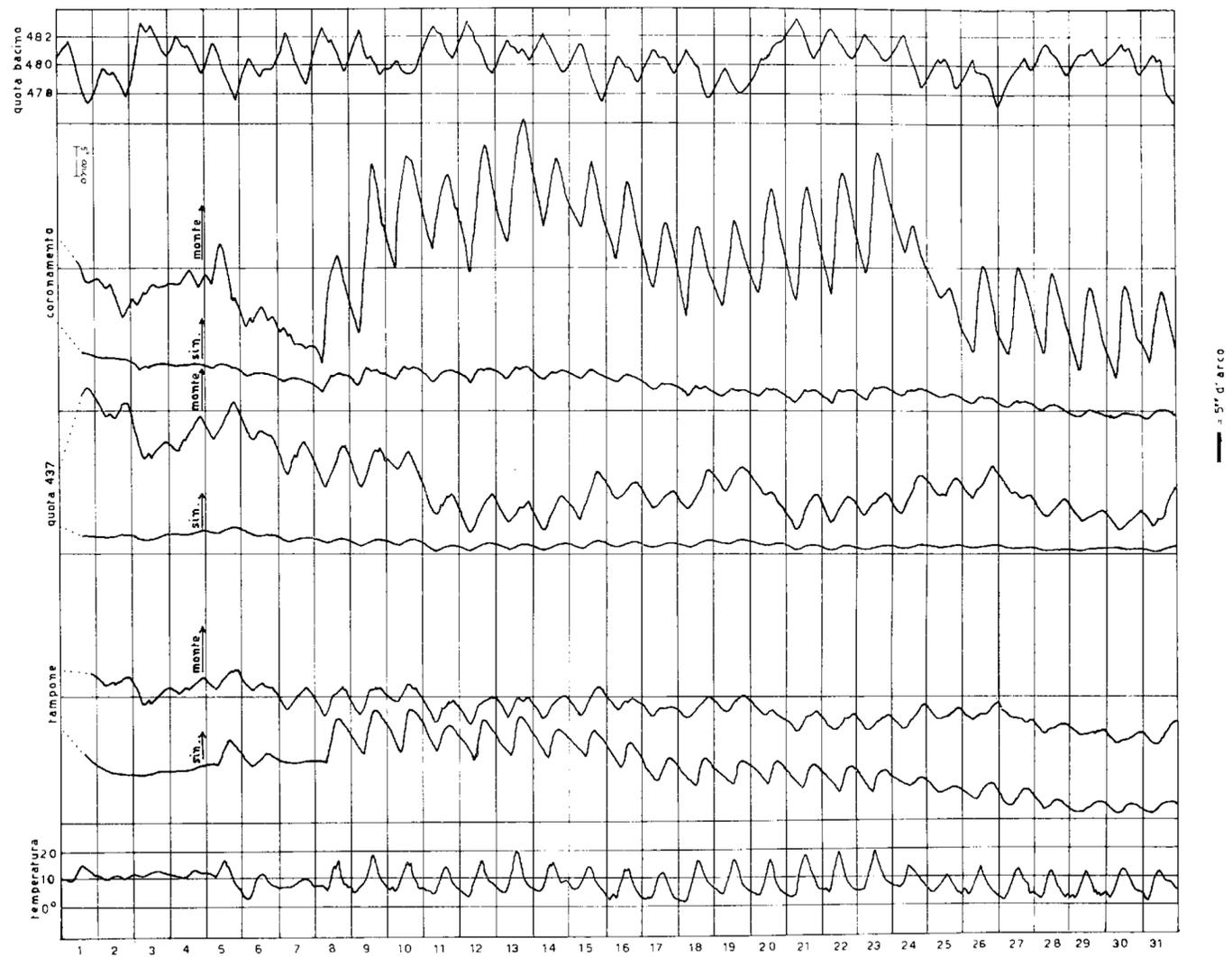


Fig. 12 - Confronto delle registrazioni clinografiche ottenute al coronamento, a quota 437 (base del conoio centrale) e a un metro sotto (tampone), presso la diga dell'Anbiesta, con le variazioni di temperatura e invaso (Ottobre 1963). Si legga, nel testo, l'interpretazione di queste registrazioni.

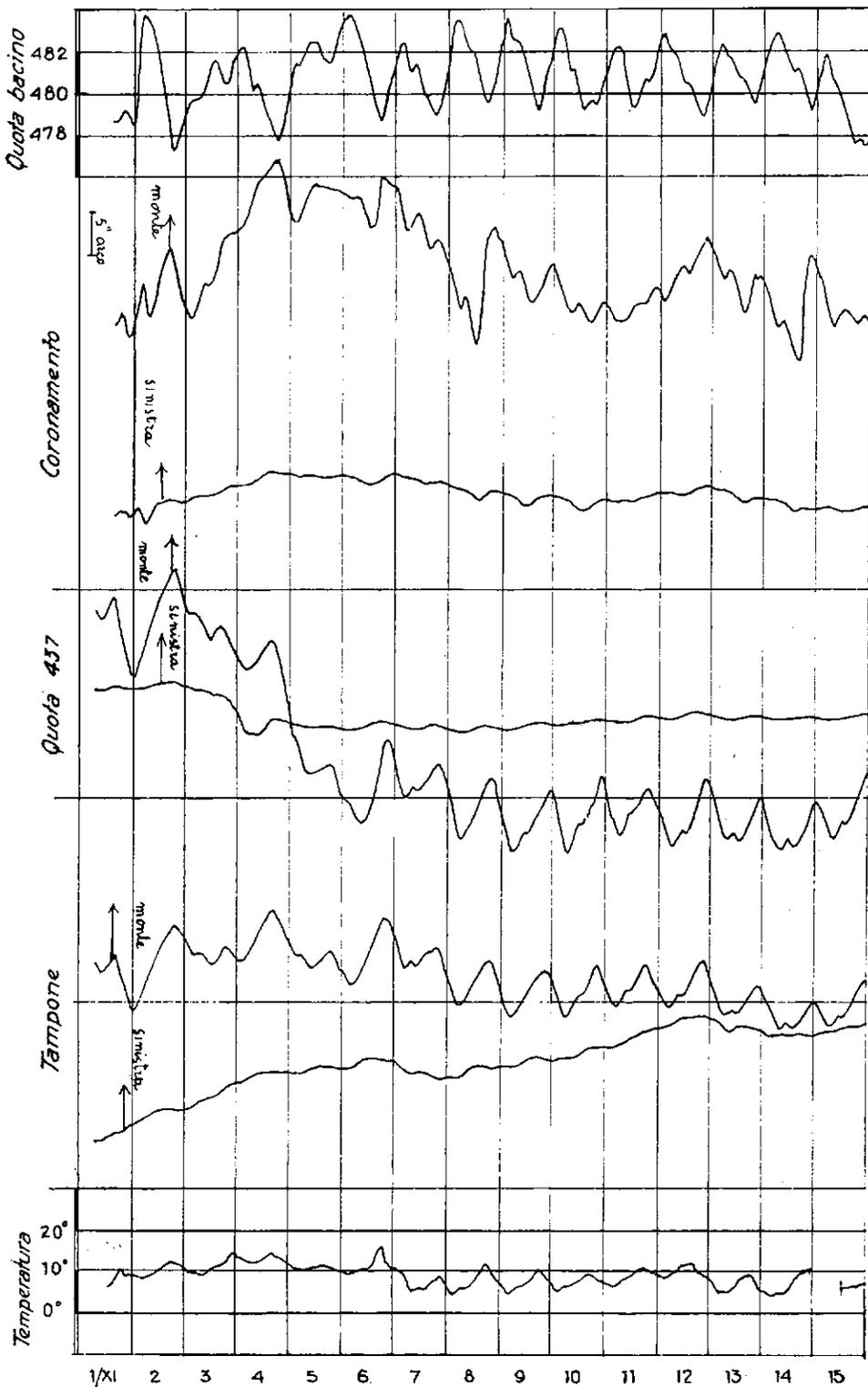


Fig. 13 - Confronto dati clinografici con dati temperatura-invaso, ottenuti nel Novembre 1963 presso le postazioni clinografiche site al coronamento, a quota 437 e, a un metro sotto nel tampone della diga dell'Ambiesta.

L'osservazione clinografica prova poi che, costruita per sopportare in modo uniforme le pressioni provenienti dall'invaso, generalmente una diga si comporta come rigida nei confronti delle variazioni dell'invaso stesso (salvo casi di una sorta di effetto di « raddrizzamento » intermedio, come per la diga dell'Ambiesta) ⁽¹⁴⁾, mentre, per ovvii motivi, l'effetto dell'insolazione (a parità di altre condizioni) cresce sensibilmente dalla base al coronamento ⁽¹⁵⁾.

Di particolare interesse risulta — nelle rivelazioni dell'osservazione clinografica — il comportamento del pulvino presso alcune dighe nei confronti delle variazioni della temperatura esterna dell'aria, e, in particolare, dell'insolazione. Nel caso di asimmetria di insolazione (abbastanza comune nel complesso delle dighe) il pulvino integra, per così dire, gli effetti dell'azione dinamica legata all'insolazione stessa, nel senso che subisce l'ineguale distribuzione delle tensioni verticali nei singoli conci, come conseguenza del diverso riscaldamento degli stessi. Avviene così che, mentre alla base del concio centrale l'onda diurna non influisce in modo apprezzabile sulla variazione della verticale apparente (specialmente in direzione spalla-spalla), un metro sotto, il clinografo associato al pulvino, registra ampie onde diurne, quasi esclusivamente nella direzione spalla-spalla. Tale effetto è particolarmente netto nella diga dell'Ambiesta ⁽¹⁴⁾; un po' meno accentuato presso la diga di Pontesei.

Un'altra caratteristica dinamica che distingue il pulvino dai conci sovrastanti è la seguente. In tutte le dighe le variazioni dell'invaso si trasferiscono in nette variazioni della verticale apparente fino alla base dei conci. È naturale che, sui conci centrali, le su dette variazioni abbiano luogo, quasi esclusivamente, in direzione valle-monte. Nelle dighe, come in quella dell'Ambiesta, dove alla base — separate da un solo metro di quota — funzionano sulla stessa verticale due identiche coppie di clinografi una ancorata al concio centrale, l'altra al sottostante pulvino o tampone, le registrazioni delle variazioni di pressione da parte dell'invaso vengono registrate identiche nella forma (anche nei minimi particolari), però lievemente diverse nell'ampiezza; una leggera diminuzione osservandosi in quelle ottenute sul pulvino (tampone). Il che sta a significare che la superficie di discontinuità dinamica esistente fra il pulvino o tampone e il concio sovrastante, è sufficiente a provocare una leggera attenuazione dei movimenti (analogo alla dissipazione che subiscono le onde elastiche nell'attraversamento di una superficie di discontinuità). Tale fenomeno appare chiaramente registrato presso la diga dell'Ambiesta (Figg. 12, 13). I fatti accennati non devono stupire: essi rientrano nell'ambito dei micromovimenti.

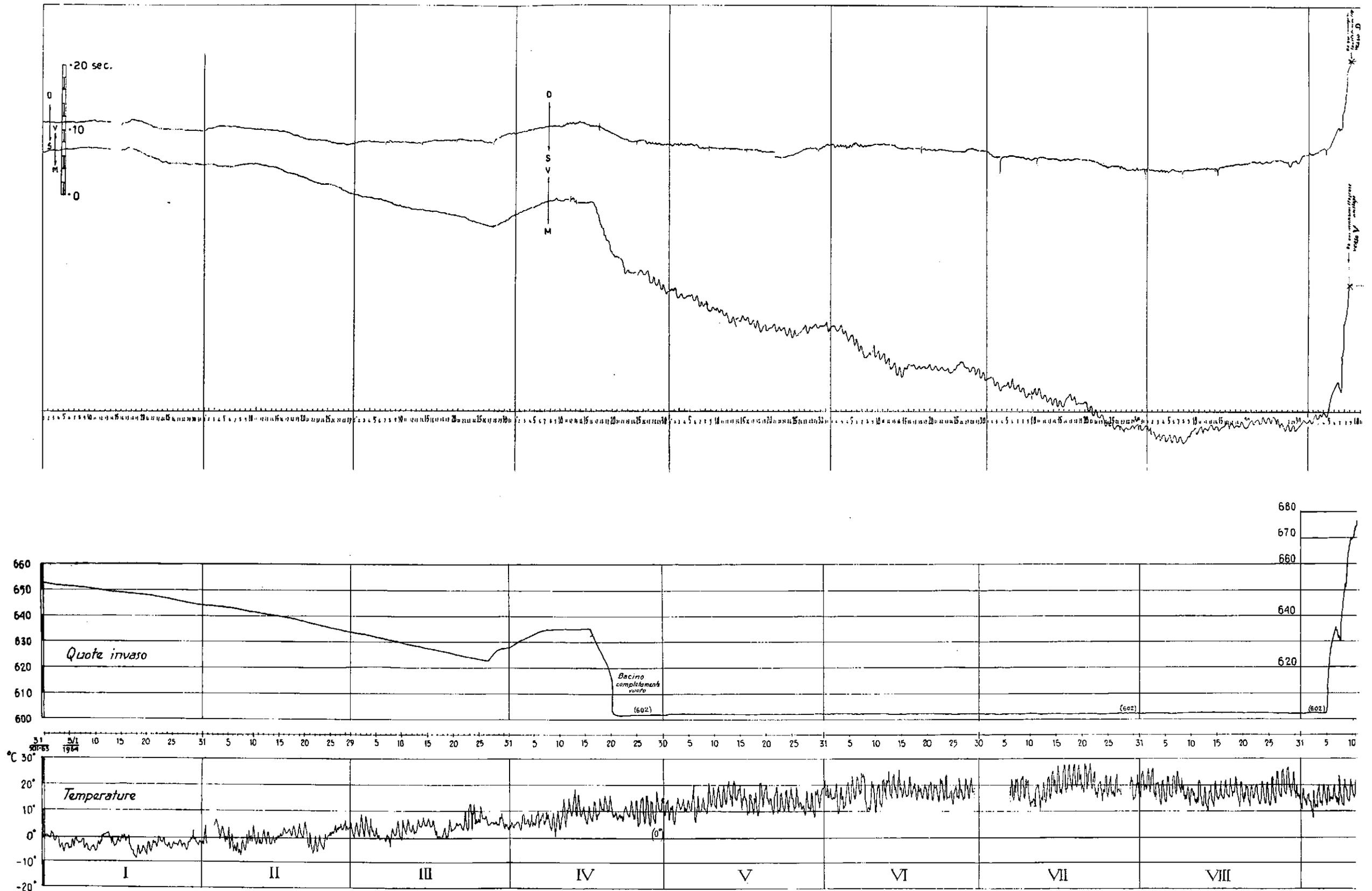


Fig. 16 - RegISTRAZIONI in Val Gallina, dopo l'evento del Vajont. Nel periodo a bacino vuoto si è potuto osservare che l'azione dell'insolazione diurna, alla base del conico centrale, risulta di lieve entità.

Ma anche altri fatti possono essere rivelati dai fotoclinografi dopo un sufficientemente prolungato funzionamento presso una diga: alcuni sistematici, altri legati all'ambiente geologico, in particolare tettonico. Fra i primi, merita particolare menzione il lento, progressivo flettere verso valle del corpo della diga, specie nella sua parte centrale (fenomeno espresso, fra i tecnici, con la brutta locuzione di «effetto pancia»). A questo riguardo, possiamo citare il chiaro esempio fornito dalla diga di Val Gallina, alla base del cui concio centrale funziona, dal 1951, un fotoclinografo a due componenti, una orientata secondo la direzione valle-monte, l'altra nella direzione a 90° (spalla destra-spalla sinistra).

Come vedremo più partitamente fra poco, presso questa diga le variazioni normali di carico — derivanti dalle variazioni di livello delle acque nel bacino idrico — si traducono in variazioni della verticale apparente lungo una linea formante con l'asse della diga un angolo di 12° - 15° ; nel senso che una spinta verso valle provoca un moto angolare risultante nel quadrante valle-destra, mentre un alleggerimento del carico determina una rotazione nel quadrante monte-sinistra. Ebbene, da quando è in funzione il fotoclinografo, è stata registrata una costante «deriva» della verticale apparente verso valle, a cui si sovrappongono naturalmente molti altri movimenti, legati a diverse cause. Tale deriva, nella sua quasi totalità, è senz'altro da attribuire all'effetto, sopra accennato, di flessione verso valle dello sbarramento. Nel periodo 1951-1965, la «caduta» verso valle della parte centrale della diga è stata di ca 284 sec d'arco (Fig. 14).

Accenniamo ora agli altri movimenti. Sotto l'azione dell'invaso, come si è detto, le variazioni angolari si verificano lungo una linea che forma con l'asse della diga un angolo di 13° - 14° circa (Figg. 15, 16). L'onda diurna non è apprezzabile alla base della diga. Ivi infatti il clinografo registra fedelmente le minime variazioni dell'invaso, che risultano in rapporto di perfetta proporzionalità con le variazioni della verticale apparente (2. 3. 4). La poca rilevanza dell'onda diurna alla base della diga è confermata dai periodi di registrazione a bacino vuoto: essa è effettiva nei mesi autunno-inverno (Fig. 16), mentre appare appena accennata nei mesi più caldi (Fig. 17). La variazione della temperatura dell'aria, come presso le altre dighe, fa ruotare la diga a monte per temperatura crescente, a valle per temperatura decrescente. Ciò si rende più manifesto a bacino vuoto. Questo, in condizioni normali. In certi periodi però, si verificano movimenti che non possono essere spiegati con nessuna delle cause sopra citate. Vedasi la Fig. 14, che riassume, median-dole, le osservazioni compiute dal 1951 al 1964.

Solo cause naturali, ambientali, intese in senso lato, possono essere invocate per dar ragione di simili movimenti; in particolare, cause legate alla tettonica della zona. Come già è stato provato altrove⁽¹⁶⁾, queste possono essere chiaramente rivelate dai clinografi. Nel caso specifico, quella

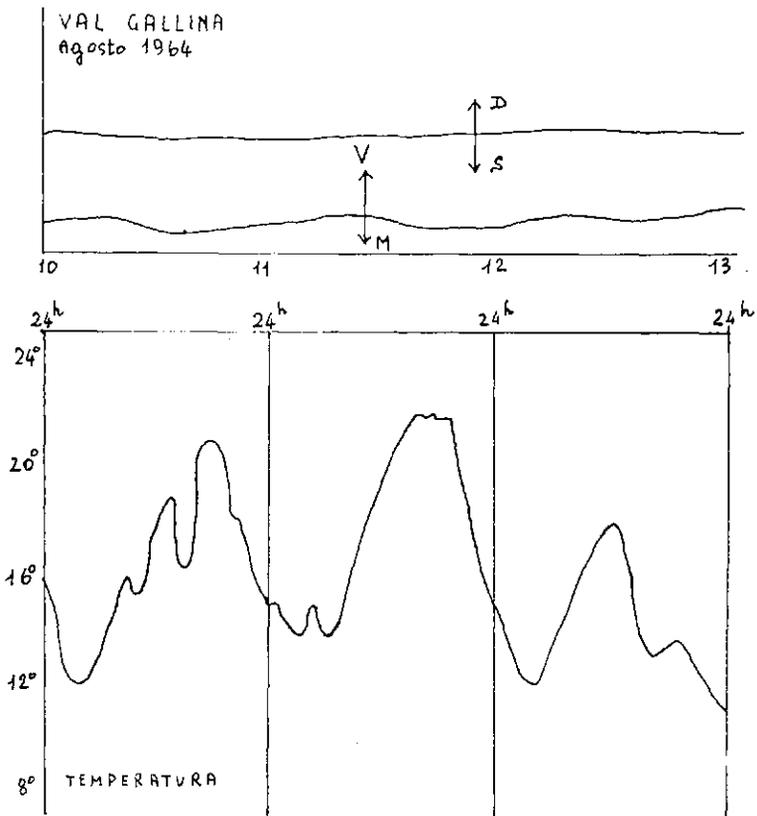


Fig. 17 - Un esempio di confronto fra dati clinografici e dati di temperatura ed invaso ottenuti presso la postazione di Val Gallina, a bacino vuoto. 5 mm = 1°.

specie di grande coppia che la verticale apparente è stata obbligata a seguire dal 15-VII-1952 al 26-IV-1953 (v. Fig. 14), risulta probabilmente dal contrasto di movimenti cui sono ancora soggette le stratificazioni esterne della Terra, specialmente nelle zone dove l'orogenesi ha potentemente agito nelle ultime ere geologiche⁽¹⁷⁾. Il comporsi di moti, pure se generalmente unidirezionali ma localmente di diversa ampiezza, o addirittura di ampiezza variabile anche nello stesso luogo, non possono non tradursi in

una sorta di moto risultante torsionale, di cui il coppia citato può essere portato a testimonianza. In certi periodi, il contrasto fra i massicci che formano la valle può essere tale da costringere la diga decisamente in una rotazione in direzione forzata, soverchiante i suoi normali movimenti. Ciò che si è palesemente verificato nel periodo dal 26-IV-1953 al 26-V-1954, in cui lo sbarramento effettuò una sensibile, esclusiva pressione monte-valle, come costretto da un'azione di «schacciamento» fra le due sponde.

Ma dove la deviazione dai movimenti legati alla temperatura e all'invaso si è manifestata, nel periodo accennato, più accentuata è nella quasi costante «deriva» verso la sponda destra della valle. Ad intervalli di arresto ne sono seguiti altri in cui il fenomeno appare notevolmente accelerato. Vedasi ancora la Fig. 14. L'ultima fase del fenomeno riveste, al riguardo, particolare interesse: quella che prende le mosse dal Maggio 1960. Da quell'epoca, con rallentamenti e accelerazioni, la deriva verso destra ha carattere pressoché continuativo. A questo punto, va ricordato che la Val Gallina si trova immediatamente a Sud della valle del Vajont (entrambi i torrenti sono tributari del Piave), dalla quale appare divisa dal massiccio del Toc. Non sembra azzardato collegare il fenomeno in questione a quanto stava maturando sulla sinistra del Vajont, alle pendici del Toc. Risale infatti al 22 Maggio 1960 l'inizio della microsismicità nella stretta del Vajont, a monte della diga, in sponda sinistra⁽¹⁷⁾, microsismicità che, alternando periodi di intensificata frequenza ad altri di relativa calma, doveva in poco più di tre anni demolire l'edificio roccioso che reggeva la sovrastante zona di frana. Non sembra, ripetiamo, azzardato associare la sistematica flessione della diga di Val Gallina verso Nord, specialmente nel periodo sopra accennato, ad un contrasto tettonico interessante l'intera zona compresa fra le due valli contigue, dal Crep Nudo al Toc; contrasto tettonico che aveva nella forra del Vajont il suo punto più critico, e dove doveva sfociare nell'immane scoscendimento del 9 Ottobre 1963.

Il fatto che la flessione verso la spalla destra della diga di Val Gallina sia continuata (Fig. 18) anche dopo il tragico evento del Vajont, sembra testimoniare a favore di questa ipotesi. Quell'evento, e il perdurare di questo fenomeno, sarebbero *due aspetti diversi di uno stesso grandioso movimento tettonico, interessante la zona nella sua totalità e non soltanto in superficie.*

Negli ultimi anni, è un pullulare all'estero di studi sui moti recenti della crosta terrestre e sulle loro possibili cause. Non è qui, naturalmente, il luogo per soffermarci a lungo su questi studi. Riteniamo però interes-

sante osservare che, tali movimenti, vengono attribuiti a dislocazioni sub-croscali o a residui di moti convettivi, ritenuti liberamente agenti in epoche geologiche passate, ed ai quali oggi si è portati ad attribuire i massimi corrugamenti della superficie terrestre (18-21). Fra tutti, merita

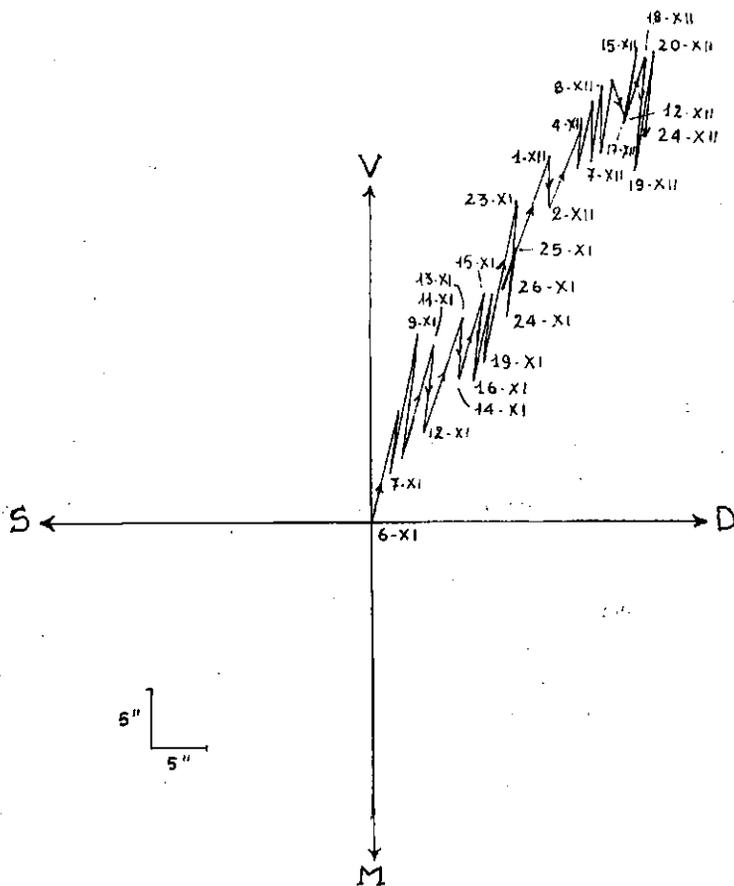


Fig. 18 - Risultante movimenti angulari subito dopo l'evento del Vajont.

particolare menzione un lavoro di Wagenbreth (22). Ad un certo punto del suo lavoro, accettando le conclusioni di Pflug (23), egli ritiene che nell'Europa centrale le spinte (tensioni), ancora in atto, nella crosta terrestre siano come da Fig. 19.

L'esistenza di faglie o di discontinuità o comunque di inomogeneità attraverso la crosta terrestre (comunissime in regioni montuose), può

generare situazioni locali del tipo di quella rappresentata nella Fig. 20. Colpisce l'analogia con quanto si è andato osservando attraverso gli anni nella zona Val Gallina-Valle del Vajont.

Tenuto conto della direzione della spinta subcrostale (Fig. 19), la deriva verso la spalla destra in Val Gallina e i fenomeni sismici osservati nella stretta del Vajont appaiono legati ad un'unica causa. Nelle nostre relazioni

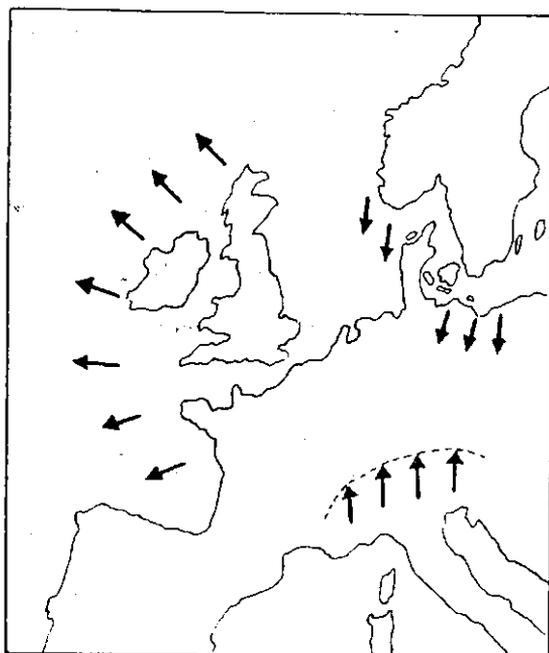


Fig. 19 - Orientamento di pressioni alpidiche, legate a correnti subcrostali (secondo H. D. Pflug).

alla SADE del 1962-1963, sottolineavamo l'esistenza di un contrasto tettonico in sponda sinistra del Vajont, a monte della diga (¹⁷), contrasto che si manifestava sotto gli aspetti di uno sprofondamento immediatamente a sinistra del torrente e di un innalzamento a ventaglio lungo le pendici del Toc. Quest'ultimo fenomeno era da noi attribuito ad un residuo di orogenezis (¹⁷). Collegando quelle nostre conclusioni al meccanismo suggerito dalla trattazione di Wagenbreth, si resta sorpresi nel constatare come tale meccanismo possa in pieno spiegare quanto è avvenuto nella stretta del Vajont: si noti infatti che le dilatazioni vengono a corrispondere alla piccola freccia che indica moto verso il basso (Fig. 20), mentre le com-

pressioni osservate dalla stazione sismica hanno la loro esatta rispondenza nella piccola freccia associata al sollevamento. In tal modo, verrebbe pure confermato il modello ad origine singola delle micrososse (¹¹).

Le registrazioni clinografiche ottenute presso la diga di Val Gallina testimonierebbero a favore di questo meccanismo. Ciò consentirebbe di concludere che l'evento del Vajont era legato ad un contrasto tettonico di vaste proporzioni, probabilmente non ancora conchiuso. Va infatti

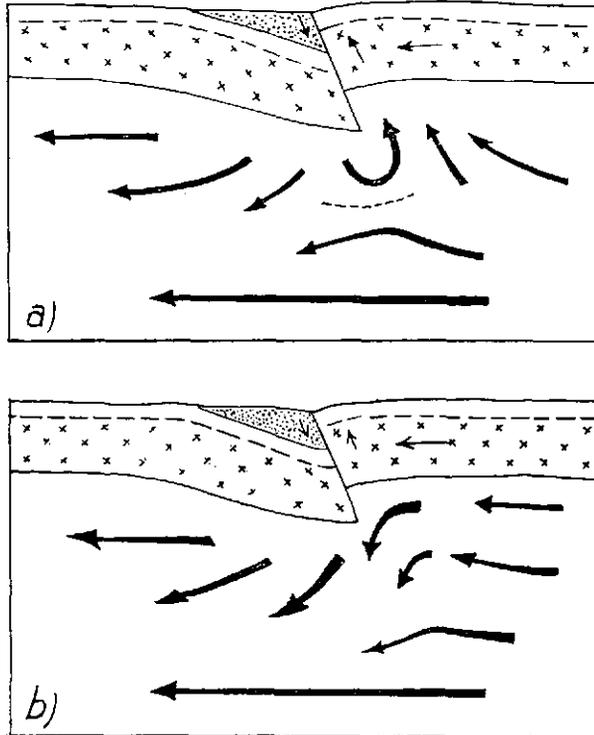


Fig. 20 - Anomalie locali determinate da ostacoli alle correnti subcrostali. Grosse frecce: direzioni della corrente subcrostale (secondo Wagenbreth).

osservato, a questo riguardo, che — sulla base delle registrazioni clinografiche di Val Gallina — la deriva verso destra ebbe una fase di arresto nei mesi che precedettero il tragico 9 Ottobre 1963. Sembra quasi che, in questa fase, la spinta verso Nord della parte esterna della crosta avesse trovato un intoppo al conseguente slittamento della parte in lentissimo moto. Dopo l'enorme scoscendimento del 9 Ottobre, la de-

riva verso destra denunciata dai clinografi di Val Gallina è lentamente ripresa, come se in quella tremenda notte del 9 Ottobre l'intoppo su detto avesse ceduto.

BIBLIOGRAFIA

- (1) CALOI P., *Il pendolo orizzontale come clinometro*. « Ann. Geofis. », **III** (1950).
- (2) CALOI P., *Osservazioni sismiche e clinografiche presso grandi dighe di sbarramento*. « Ann. Geofis. », **VI** (1953).
- (3) CALOI P., DIAMANTI M., *Il fotoclinografo a pendolo orizzontale nella teoria e nell'applicazione*. « L'Energia Elettrica », **XXXIII** (1956).
- (4) CALOI P., *Aspetti della dinamica di rocce, calccestruzzo ed acque*. « Ann. Geofis. », **XV** (1962). (Contiene, fra l'altro, un'ampia bibliografia sui lavori pubblicati sull'argomento dall'Autore, a partire dal 1950).
- (5) CALOI P., SPADEA M. C., *Decadimento del modulo elastico in roccia a contatto con bacini idrici artificiali*. « Ann. Geofis. », **VI** (1954).
- (6) CALOI P., *La geodinamica al servizio delle grandi dighe*. « Ann. Geofis. », **XVI** (1963).
- (7) DAVIS D. H., « Jour. Geol. », **62**, (1954).
- (8) SATO Y., *Velocity of Elastic Waves Propagated in Media with Small Holes*. « Bull. Earthq. Res. Inst. », Tokyo, **XXX** (1952) e **XXXI** (1953).
- (9) SATO Y., *l. c.*, 185, (1952).
- (10) SHIMIZURU D., *Elasticity of Rocks and Some Related Geophysical Problems*. « Jap. Journal Geophys. », **2**, 3, (1960).
- (11) FRAZER H. Y., « Jour. Geol. », **43**, 910, (1935).
- (12) UHRIG C. F., « Geophysics », **20**, 774, (1955).
- (13) NASU N., OMOTE S., « Zishin », **13**, 4, 91, (1941).
- (14) CALOI P., *Aspetti geodinamici della diga dell'Ambiesta*, « Ann. Geofis. », **XVII**, (1964).
- (15) CALOI P., *La geofisica e le grandi dighe*: « L'Energia Elettrica », **XXXIX**, (1962).
- (16) CALOI P., SPADEA M. C., *Relazioni fra lente variazioni d'inclinazione e moti sismici in zona ad elevata sismicità*. « Rend. Acc. Naz. Lincei », **XVIII**, 3 (1955).
- (17) CALOI P., *L'evento del Vajont nei suoi aspetti geodinamici*. « Ann. Geofis. », **XIX**, (1966).
- (18) SCHEIDEGGER A. E., *Statistical Analysis of Recent Fault Plane Solutions of Earthquakes*. « Bull. Seism. Soc. Amer. », **49** (1959).

- (19) SCHEIDEGGER A. E., *Grosstektonische Bedeutung von Erdbebenherdmechanismen*. « Zeitschrift für Geophysik », **31**, Heft 6, (1965).
- (20) LU. PAUL H. and SCHEIDEGGER A. E., *An intensive local application of Lensen's Isallo stress Theory to the Sturgeon Lake south area of Alberta*. « Bull. of Canadian Petroleum Geology », **13**, 3, (1965).
- (21) DE BOER Jelle, *Paleomagnetic Indications of Megatectonic Movements in the Tethys*. « Journ. of Geophys. Research », **70**, 4, (1965).
- (22) WAGENBRETH O., *Zur theoretischen und regionalen Deutung des Elbtalgrabens und der Lausitzer Überschiebung*. « Geologic », Jahrg. **15**, Heft 1, (1966).
- (23) PFLUG H. D., *Versuch einer tektonischen Deutung der tertiären Sedimentationsräume NW-Deutschlands*. « Freiburger Forsch.-H., C. 80 » (1960).