GIULIO CESARE CARLONI - RENZO MAZZANTI

Aspetti geomorfologici della frana del Vaiont

1964

INTRODUZIONE

La frana che il 9 ottobre 1963 è precipitata nel bacino artificiale del Vaiont rappresenta un evento straordinario anche da un punto di vista strettamente naturalistico, indipendentemente da ogni considerazione dei valori perduti con la morte di migliaia di persone e con la distruzione di operosi centri abitati. Evento straordinario non tanto per la sua qualità intrinseca, essendo di fatto legato alla dinamica della superficie terrestre, nello sviluppo della quale trova perfettamente il suo posto come fenomeno di erosione, bensì per eccezionale vastità di dimensioni, velocità di attuazione e complessità di cause determinanti.

I fatti essenziali sono noti: dalle pendici settentrionali del Monte Toc la frana, già in lieve movimento da tempo, si staccava alle 22,39 del 9 ottobre su un fronte di circa 2 km e per un'altezza di circa 700 m; scivolava per uno spostamento massimo di 450-500 m, acquistando una velocità incredibile (calcolata intorno ai 50-60 km/ora) fino a precipitare nel lago-serbatoio, dove sollevava un'enorme ondata alta fino a 200-250 metri. Questa ondata, in parte si dirigeva verso la sponda opposta, investendola e lambendo i centri abitati di Casso ed Erto, in parte risaliva verso monte, sfiorando la frazione di San Martino, in parte ancora (per un volume calcolato di circa 25 milioni di metri cubi) investiva la diga sbarramento del lago asportando le sovrastrutture e tutte le opere complementari; quindi si incanalava nella profonda gola del Vaiont irrompendo nella sottostante valle del Piave e raggiungeva, in circa quattro minuti, Longarone ed altri minori luoghi abitati delle vicinanze.

La massa franata, valutata in 280-300 milioni di metri cubi di roccia, ha diviso il serbatoio in due parti: un piccolo invaso si è formato fra la diga e la frana, un lago di circa 60-70 milioni di metri cubi d'acqua è rimasto a monte della frana stessa.

L'aspetto più terrificante in questa catastrofe è l'alto numero di vittime umane, che sembra aggirarsi sui 1300 morti, benché un calcolo preciso non sia comunque possibile. Se di fronte a tante vite perdute la gravità di ogni altro problema si attenua, proprio come conseguenza di queste perdite irreparabili per la società, è sorto il dovere della ricerca delle cause e il bisogno della loro conoscenza più ampia. Il Governo italiano, facendosi interprete di queste esigenze, ha nominato il 14 ottobre 1963 una « Commissione d'inchiesta sulla sciagura del Vaiont », presieduta dal Presidente del Consiglio di Stato, con pieni poteri d'indagine. La Commissione ha concluso il suo compito in 90 giorni d'intenso continuo lavoro, giungendo alla compilazione di una *Relazione al Ministro dei Lavori Pubblici*, che è stata pubblicata dall'Istituto Poligrafico dello Stato (1).

Gli autori di questo articolo, per incarico ricevuto dai due geologi membri della Commissione, i proff. RAIMONDO SELLI e LIVIO TREVISAN, hanno svolto il rilevamento geologico di dettaglio dell'area franata e dei luoghi immediatamente circostanti, allestendo una carta geologica alla scala di 1: 5000, che è stata passata agli Atti dello Studio geologico della Frana del Vaiont, allegato alla Relazione della Commissione d'inchiesta (2). Gli autori intendono ora informare oltre i cultori di geografia anche un più vasto pubblico di persone colte, per quanto non specializzate negli studi geologici, sui complessi problemi geologici e morfologici sorti nello studio di questa frana.

La Valle del Vaiont corrisponde ad un solco profondo fra una serie di alte ed impervie montagne del settore settentrionale delle Prealpi Venete, compreso fra la Valcellina e la Val di Piave.

Il Torrente Vaiont nasce dal Col Nudo (2471 m), discende nel suo primo tratto verso NE e riceve sulla destra le acque del Frugna. Tra la confluenza con questo torrente e la confluenza col Tuora, anch'esso affluente di destra descrive un arco di 90° al piede dei Monte Certen (1882 m), mutando il suo corso dalla direzione circa meridiana in quella longitudinale e defluendo verso occidente. Questa direzione veniva mantenuta, prima della costruzione della diga e della caduta della frana del 9 ottobre 1963, fino allo sbocco nella Val di Piave. La confluenza col Piave avveniva di fronte a Longarone, attraverso una profonda gola aperta dall'erosione post-glaciale in corrispondenza di un gradino risalente all'epoca glaciale e posto alla confluenza tra il piccolo Ghiacciaio del Vaiont e il più grande e profondo Ghiacciaio Plavense. L'ultimo tratto della valle glaciale sospesa del Vaiont è ancora visibile in un ripiano che si affaccia a circa 300 m sulla Val di Piave.

In seguito alla costruzione della diga e, posteriormente, alla caduta della frana, il corso del torrente fu interrotto a circa 1200 m dallo sbocco e le sue acque contribuirono a formare un lago, la cui natura fu dapprima artificiale, perché sbarrato dalla diga, mentre dopo il 9 ottobre 1963 ha assunto il carattere di lago naturale per sbarramento da frana.
Il paesaggio della Valle del Vaiont è in tutta la sua estensione tipicamente alpestre: impervio e desolato nella sua parte più alta, che si estende a monte della confluenza col Tuora e nella quale non esiste insediamento umano permanente; di poco meno aspro nella parte inferiore, nella quale la Conca di Erto e i ripiani della Pineda, della « Pozza » e di Casso, prima della caduta della frana, interrompevano appena, col mantello delle coltivazioni e dei pascoli e con qualche fascia di bosco di larice nelle zone un poco più elevate, la maestosa nudità dei dirupi delle vette del Monte Toc (1921 m) verso mezzogiorno, del Monte Borga (2215 m) verso tramontana e dell'orrido profondo nel quale, 300 m circa più in basso, scorreva il torrente.
Sul clima della Valle del Vaiont esistono pochissimi dati, perché fino a questi ultimi tempi non vi esisteva alcuna stazione meteorologica; quella che fu installata presso la diga, è andata distrutta nel disastro, aveva appena cominciato a funzionare e i suoi dati non hanno un gran significato. Così non sono conosciute le temperature medie della valle. La quantità delle precipitazioni è conosciuta solamente ad Erto: la media annua è di 1668 mm, con due punte massime di circa 200 mm mensili (marzo e novembre) e un periodo di maggiore siccità in gennaio e febbraio; la media dei giorni piovosi è di 108 l'anno. Anche nella Valle del Vaiont, come nelle vicine conche di Barcis-Andreis e di Clàut-Cimolais, il clima si deve considerare assai continentale per la disposizione E-W di queste depressioni, che non sono aperte direttamente ai venti del secondo quadrante provenienti dal Mare Adriatico.
L'insediamento umano, che si era sviluppato in forma stabile nei centri di Erto e di Casso, non senza aver superato grandi difficoltà per l'ostilità e la durezza dell'ambiente montano, è venuto a mancare improvvisamente, in seguito alla frana, in tutta quanta la valle, che attualmente giace in squallido abbandono.
La grande frana ha dunque apportato profonde trasformazioni non solo nell'ambiente naturale, ma anche nel quadro umano della vallata (3). Questo studio peraltro è rivolto solamente ai fenomeni fisici collegati con questo grande evento, cioè all'individuazione delle sue cause lontane e immediate e alla descrizione delle trasformazioni morfologiche subìte dalla valle.

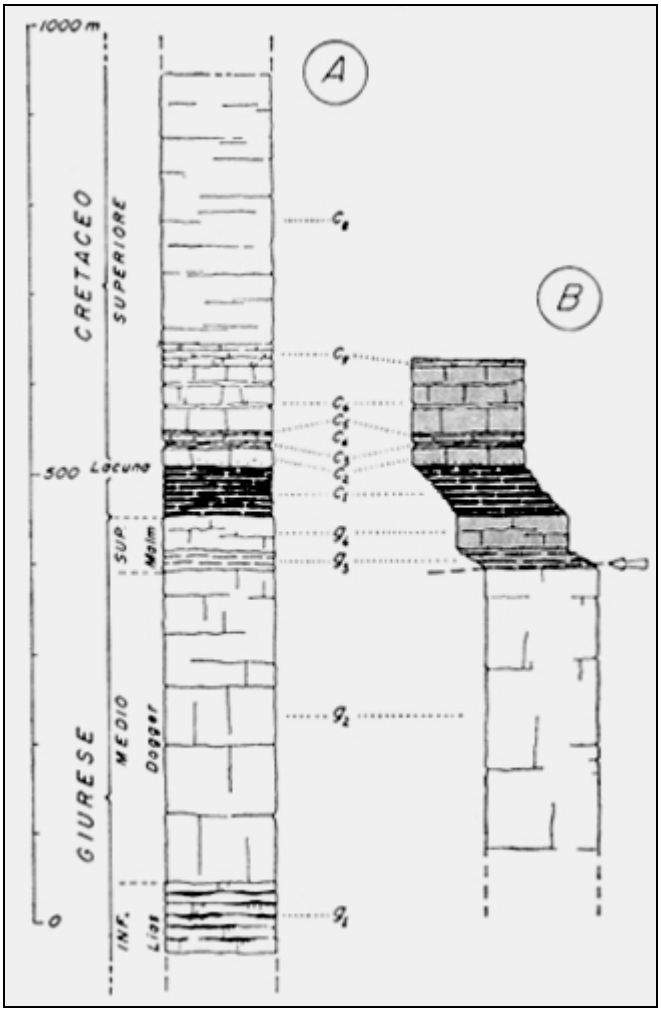
(1) Pubblicazione N. 2.213.550 dell'Istituto Poligrafico dello Stato, Roma, 1964.
(2) I risultati dello studio della frana qui esposti sono tratti da un più ampio lavoro che appare nel «Giornale di Geologia» di Bologna ad opera dei proff. R. SELLI e L. TREVISAN e degli autori di questo articolo stesso. Inoltre sono riassunti gli studi eseguiti prima della frana e l'interpretazione del movimento franoso, tratti dalla predetta Relazione.
(3) Un cenno sulle questioni antropogeografiche si può vedere nella *Nota aggiuntiva* della memoria di G. VALUSSI, *I paesaggi e i generi di vita della Valcellina*, Univ. degli Studi di Trieste, Labor. di Geografia della Facoltà di Magistero, N. 2; Trieste, 1963.

LA SERIE STRATIGRAFICA E LA STRUTTURA TETTONICA

Nella Valle del Vaiont compare una serie che comprende termini del Giurese (inferiore, medio e superiore), del Cretaceo superiore e dell'Eocene. Mancano il Cretaceo inferiore e medio per la presenza di una lacuna di sedimentazione da attribuirsi molto probabilmente ad erosione sottomarina o a mancata sedimentazione. Tutti i livelli della serie sono concordanti, anche quelli in corrispondenza della lacuna stratigrafica.
La serie presenta nei livelli inferiori strati calcarei e talora calcareo-dolomitici a grossi banchi di ambiente marino poco profondo; successivamente è costituita da depositi sempre più pelagici (calcari a grana finissima spesso con liste e noduli di selce, calcari marnosi, marne e qualche letto di argilla); chiude la successione stratigrafica il *flysch* di Erto, che rappresenta l'episodio di colmamento della geosinclinale (questo *flysch* non è stato preso in considerazione nella fig. 1

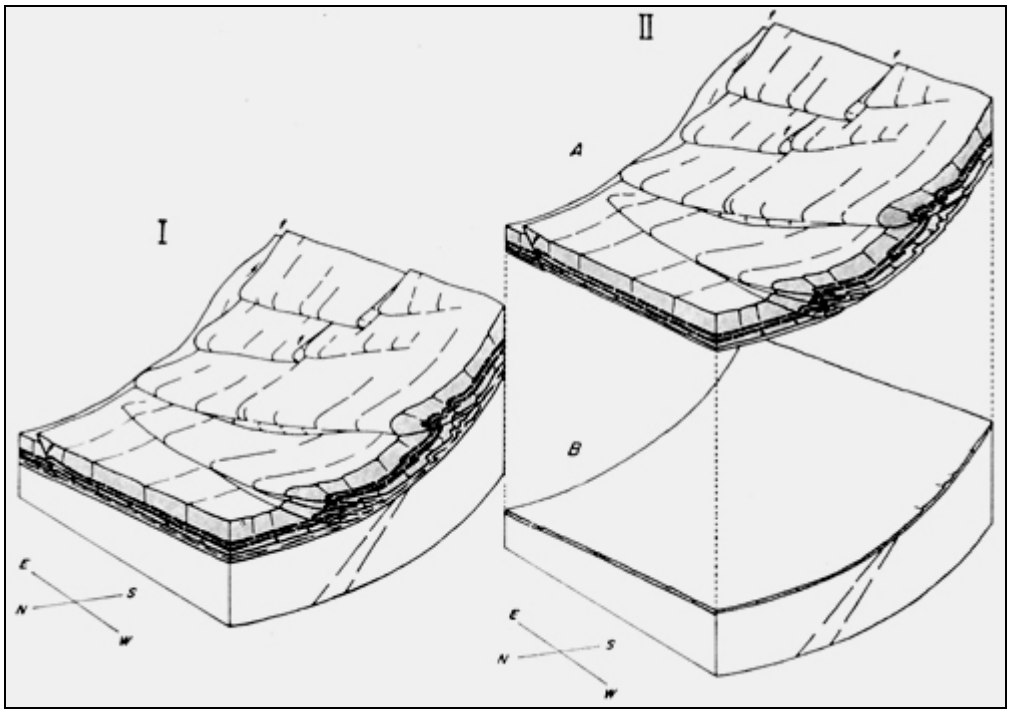
perché estraneo alla zona della frana). La serie è visibile in una successione continua per la potenza di circa 1000 m sulla destra della profonda gola che si apre sotto Casso, immediatamente a valle della diga.

Le età cui corrispondono i singoli livelli sono indicate nella fig. 1, la successione nell'ordine di giacitura dall'alto in basso è la seguente:
c8 - Calcare marnoso rosso con una intercalazione grigia nella parte media (formazione della « Scaglia »).
c7 - Calcare rosato a lastre, con noduli di selce (parte basale della formazione della « Scaglia »).
c6 - Calcare giallo pallido, talora selcifero, a grossi strati.
c5- Calcare rosso (livello di 1,50 m di potenza).
c4 - Calcare grigio compatto.
c3 - Calcare marnoso rosso (livello di 3-4 m di potenza).
c2 - Calcare nodulare rosso e varicolore in parte a struttura brecciata a *slumpings* (spessore circa 20 m).
c1 - Marne calcaree rosso-vinate a strati sottili (3-4 cm) alternate a calcari grigi e a interstrati argillosi.
g4- Calcare nodulare rosso e grigio-roseo.
g3 - Calcare a lastre sottili (con strati di 5-10 cm) con liste e noduli di selce nera.
g2 - Calcare compatto oolitico e pisolitico a grosse bancate, dolomitico nei livelli inferiori.
g1 - Calcare stratificato, compatto, con selci nere e marne bituminose intercalate.
La colonna B della fig. 1 indica più particolarmente la porzione di serie che affiorava nella zona coinvolta dalla frana del 9 ottobre 1963. Si può vedere che le formazioni più alte della serie *c8* e quasi tutta la *c7*, non erano presenti, evidentemente perché asportate dall'erosione.



Serie stratigrafica della Gola del Vaiont; la spiegazione delle sigle che indicano i livelli è nel testo.
A) Immediatamente a valle della diga sul fianco destro.
B) In corrispondenza dell'area franata sul fianco sinistro.

Nella figura 1 in B (vedi la freccia), con la linea tratteggiata viene indicato il livello del principale distacco; la porzione di serie rappresentata in grisé e soprastante questa linea è quella che ha preso parte al movimento franoso. Le formazioni *g3* e *c1* sono state rappresentate « sbalzate » verso sinistra rispetto alle altre, perché hanno funzionato nei loro confronti come livelli relativamente plastici sia durante l'antico sviluppo delle strutture tettoniche, sia in coincidenza del recente moto franoso. Nella colonna stratigrafica B (sempre di fig. 1) appare ben netta una suddivisione in due parti distinte: una inferiore, che corrisponde alla formazione *g2*, e una superiore, comprendente tutte le formazioni ad essa sovrastanti; per brevità nelle descrizioni successive ci riferiremo alla prima di queste parti col termine di *base* e alla seconda col termine di *copertura*. Questa divisione, come vedremo, trova giustificazione in un diverso comportamento d'insieme delle due parti rispetto alle sollecitazioni tettoniche. Ricordiamo intanto che nei diversi livelli di una serie il modo di reagire alle forze deformatrici è una funzione molto complessa di un gran numero di variabili dipendenti principalmente dalla natura intrinseca del tipo litologico, dal tipo di stratificazione e dalle forze agenti. Nella serie del Vaiont prevalgono i calcari e i calcari marnosi, che sono (in specie i primi) tipi litologici generalmente assai coerenti e rigidi; solamente il livello *c1*, formato in prevalenza da marne e marne calcaree, ha una notevole plasticità, fortemente aumentata dalla presenza di sottili veli argillosi fra gli interstrati delle marne calcaree.
Il tipo di stratificazione, che varia a seconda della posizione nella serie, può determinare caratteristiche diverse in livelli costituiti da tipi litologici equivalenti. In modo particolare più gli strati sono sottili, più si possono comportare plasticamente, per la facilità di piegarsi scorrendo gli uni sugli altri in corrispondenza dei fitti giunti di stratificazione che rappresentano superfici di discontinuità e di più facile slittamento. Così i calcari del livello *g3*, suddivisi in sottili straterelli, si sono comportati nell'insieme molto plasticamente, malgrado la notevole rigidità e compattezza intrinseca al loro tipo litologico; i calcari del livello *g2*, suddivisi in banchi grossolani, hanno avuto invece comportamento d'insieme assai compatto e rigido.
L'altra variabile, cioè il tipo delle forze agenti, è un argomento puramente tettonico, di cui ora diremo.



Stereogramrna rappresentante, sulla sinistra del Vaiont, la struttura tettonica nella situazione anteriore alla frana. Nelle due sezioni verticali dello stereogramma, in bianco è rappresentata la base, in grigio la copertura. Di quest'ultima sono stati rappresentati in evidenza i due livelli più plastici: a tratti marcati il livello c1 a tratti sottili il livello g3.
II) Rappresentazione delle due parti strutturali fondamentali che sono state riconosciute nella zona della frana. La spiegazione è nel testo.

La struttura tettonica dell'area interessata dalla frana nella situazione anteriore alla frana stessa è stata schematizzata nella fig. 2. La ricostruzione di questa situazione è stata possibile perché la massa maggiore dei materiali franati ha mantenuto durante il movimento l'equidistanza fra i singoli punti, cioè il corpo maggiore di frana è venuto giù tutto in blocco ed ha conservato, almeno nelle parti superiori, le strutture tettoniche precedenti. La caratteristica maggiore di questa struttura tettonica consiste in una spiccata disarmonia fra l'andamento assai tranquillo della base, semplicemente incurvata a monoclinale e appena interessata da fratture di lieve entità, e quello assai complesso della copertura, arricciata da piccole pieghe embricate cui si associano superfici di scollamento.

Nella fig. 2-II sono rappresentate separatamente le due parti strutturali fondamentali per mettere in evidenza la spiccata disarmonia di stile tettonico. La superficie superiore dello stereogramma A corrisponde al tetto della formazione *c6* (calcare giallo pallido, talora selcifero, a grossi strati), il quale ha una struttura ondulata in piccole pieghe molto plastiche, cui si associano nei fianchi inversi delle superfici di taglio. L'allineamento delle une e delle altre è circa E-W.

E' evidente anche la presenza di faglie trasversali (*f*) all'andamento delle pieghe.

La superficie superiore dello stereogramma B corrisponde ad uno dei livelli inferiori della formazione *g3* (striscia sottile in grisé), mentre tutto il resto è costituito dai massicci calcari oolitici (*g2*) che formano la base. La struttura tettonica di questa è molto semplice, trattandosi di una monoclinale ad asse E-W, con inclinazioni che vanno da sub-orizzontali fino a raggiungere valori di 45°-50° con immersione circa a N. E' importante notare che nessuna delle strutture che modellano la copertura continua al di sotto nella base.

Nella fig. 2-II la formazione *g3* è stata in parte unita alla copertura, in parte unita alla base, per mettere in evidenza la sua funzione di livello plastico compreso fra due zolle strutturalmente diverse.

La parte superiore (copertura) di questa struttura ha subìto traslazioni nei confronti della parte inferiore (base). In generale le strutture nelle quali le parti superiori subiscono traslazioni maggiori di quelle inferiori vengono considerate come di origine gravitativa. Le pieghe e le superfici di taglio presenti nella copertura si sono quindi verosimilmente formate per scivolamento gravitativo in seguito al sollevamento della monoclinale che costituisce la base (4).

A conclusione di questo sguardo alla tettonica della zona della frana richiamiamo l'attenzione su alcune caratteristiche strutturali che, pur non essendo determinanti da sole, assumeranno importanza fra le cause della catastrofe quando ad esse si uniranno altre circostanze:

a) La presenza di una struttura costituita da due parti disarmoniche: una base massiccia e relativamente rigida, disposta a piano inclinato, e una copertura che aveva già scorso rispetto alla base per moti gravitativi.

b) La particolare successione degli strati nella serie della copertura con alternanze di livelli a comportamento « plastico » con altri a comportamento rigido, tale cioè da favorire gli slittamenti di interi settori di serie rispetto ad altri.

c) L'esistenza di fratturazione ed arricciamento, spesso minuti, anche interni ai livelli calcarei della copertura e di origine tettonica, quindi non limitati alla superficie, ma estesi un poco a tutta la massa della roccia. Questa circostanza, particolarmente pericolosa, estendeva anche ai livelli calcarei quel pericolo di un comportamento plastico d'insieme, che abbiamo visto già esistere per alcuni livelli particolari ricchi di marne e letti argillosi (*c1*) o fittamente straterellati (*g3*).

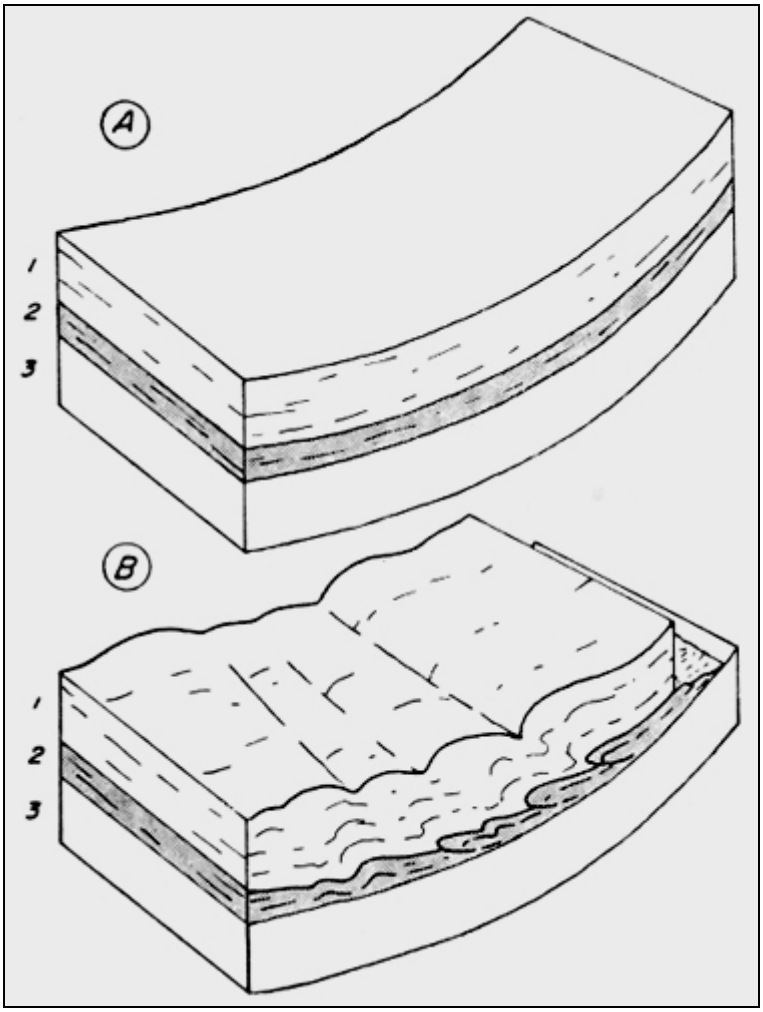


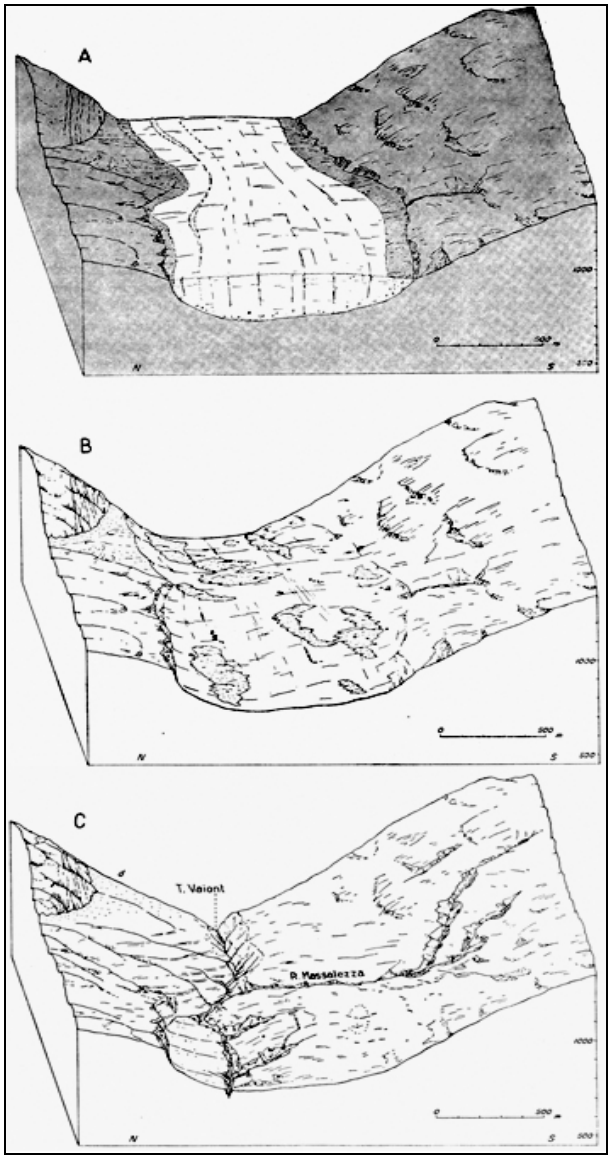
Illustrazione schematica della formazione di pieghe e superfici di taglio per gravità sotto carico.
1) Complesso di strati costituenti la formazione della Scaglia e gli strati superiori in seguito erosi, 2) copertura, 3) base.
A) Fase precedente la traslazione.
B) Fase posteriore ai moti di traslazione di 1 e 2 rispetto a 3.

(4) Si possono prospettare a questo proposito due ipotesi:
a) La formazione delle pieghe è avvenuta sotto carico quando ancora dovevano esistere al di sopra gran parte dei sedimenti che furono in seguito asportati dall'erosione.
b) La formazione delle pieghe è avvenuta per scorrimenti superficiali quando ormai sul versante il massiccio pacco di strati costituente la formazione della Scaglia era stato eroso. Pur non potendo a rigore escludere la validità della seconda ipotesi, i seguenti argomenti ci fanno ritenere molto più verosimile la prima:
a) La presenza di uno stile molto plastico nelle pieghe della copertura. Data la scarsa plasticità intrinseca ai calcari, questo stile richiede uno sviluppo sotto un carico rilevante. La formazione delle pieghe sarebbe avvenuta quando ancora esisteva, al di sopra dei sedimenti che si andavano piegando, la pila degli strati della Scaglia e probabilmente anche di altri strati superiori.
b) Le fessure connesse con gli strati piegati sono di esiguo spessore e ciò argomenta in favore di una impostazione non molto superficiale. Queste fessure sono poi cementate da calcite spatica di neoformazione; ciò implica che sia trascorso un certo periodo di tempo dalla loro origine.
e) La difficoltà di ammettere che un'antica frana sia avvenuta con modalità fondamentalmente diverse da quelle della frana del 9 ottobre 1963, che, come vedremo, è caduta quasi in un sul blocco senza formazione di piegamenti superficiali.

LE VICENDE MORFOLOGICHE

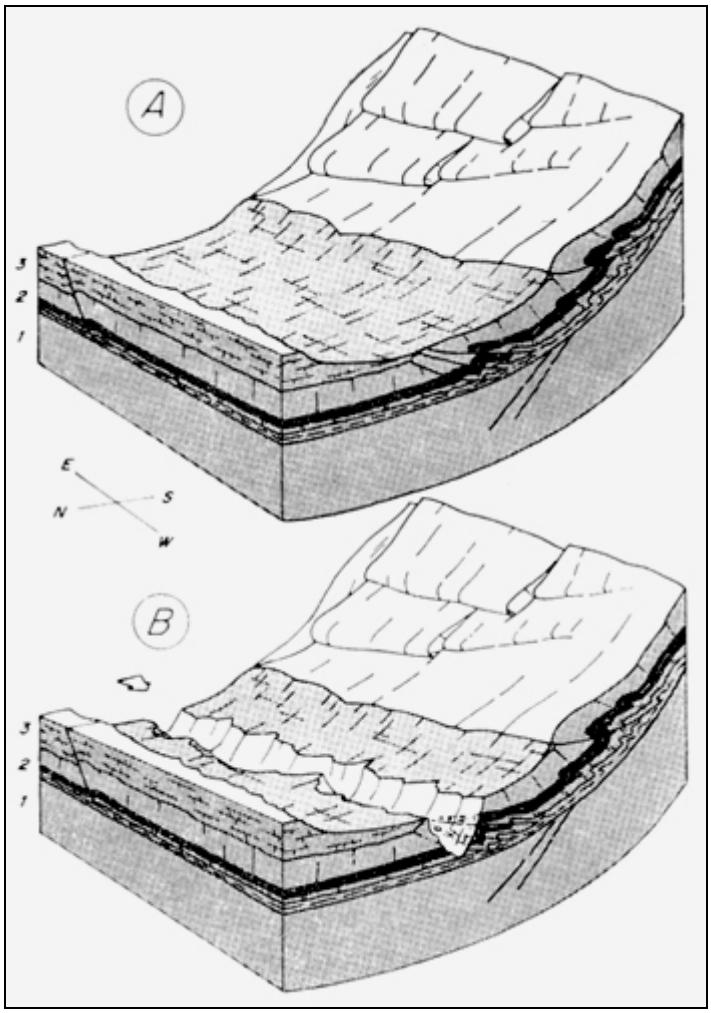
I versanti dell'ultimo tratto della Valle del Vaiont, dall'altezza della Pineda fino allo sbocco nella Val di Piave, prima della frana del 9 ottobre 1963 presentavano ben distinguibili le forme del modellamento dovuto a due fasi erosive distinte:

il glacialismo würmiano, che ha scavato un'ampia valle con profilo trasversale a forma di U; la ripresa dell'erosione normale post-würmiana, che ha inciso nel fondo di questa valle la profonda e stretta gola nella quale il torrente scorreva fino al momento della frana.
I 300 m circa della profondità della gola di escavazione post-glaciale corrispondono ai 300 m del gradino in corrispondenza del quale il Ghiacciaio del Vaiont confluiva nel più grande Ghiacciaio Plavense.
Le vicende morfologiche anteriori al passaggio del ghiacciaio würmiano non sono ricostruibili per mancanza di elementi sufficienti.
Sono probabilmente pre-würmiani alcuni depositi di detriti fortemente cementati che si trovano sul versante destro della valle al di sopra dei 900-1000 m e che sul versante sinistro sono stati coinvolti nella frana. La presenza di questi detriti lascia supporre che il ghiacciaio würmiano si sia impostato su una antica morfologia fluviale.
Assai ben ricostruibili sono invece le vicende morfologiche del tratto di valle nel quale si svilupperà la frana del 1963 nei tempi più recenti del Quaternario, cioè a partire dall'ultima glaciazione. Nella fig. 4A è stata rappresentata la situazione corrispondente alla glaciazione würmiana; in bianco è indicato il ghiacciaio, in grisé le rocce in posto e le morene. I ghiacci dovevano avere uno spessore di circa 200-250 m fra le quote, approssimative, di 750 e 950-1000 m. Con il ritiro del ghiacciaio würmiano rimase scoperta un'ampia valle a forma di doccia, cosparsa di morene abbandonate dal ghiacciaio, fra le quali si formarono alcuni laghetti, oggi testimoniati da depositi di sabbie argillose e di argille torbose; questa fase è rappresentata nello stereogramma B.



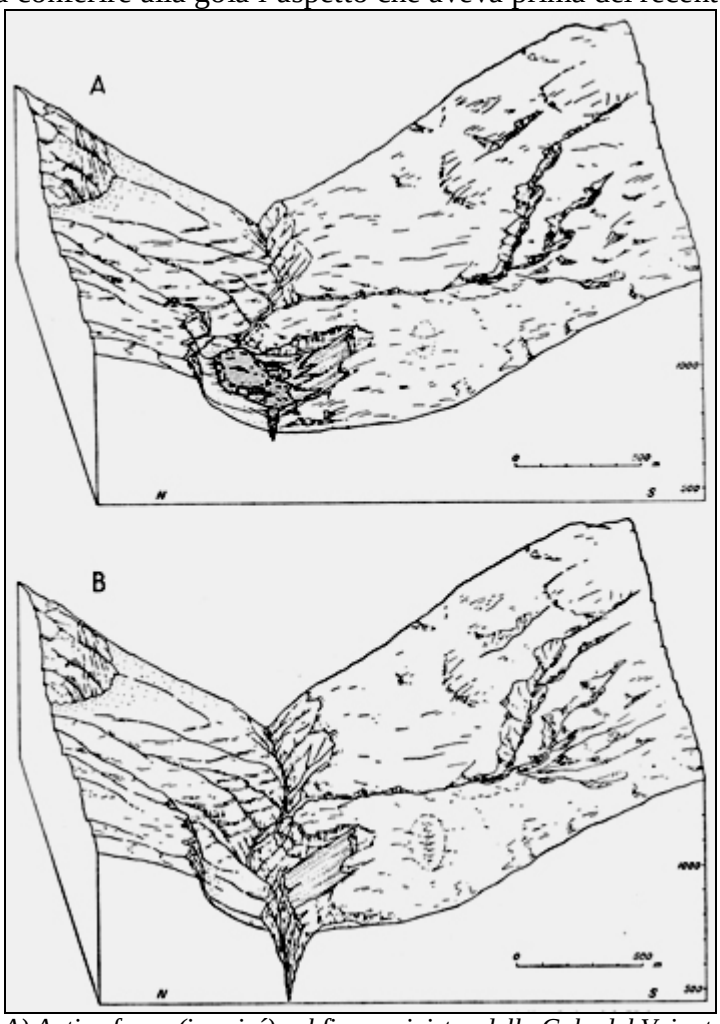
Evoluzione morfologica del tratto della Valle del Vaiont che verrà poi interessato dalla frana del 9 ottobre 1963. La spiegazione è nel testo.

La ripresa dell'erosione torrentizia ha operato notevolissime modificazioni in questa morfologia glaciale, specialmente a causa dell'alto gradino di confluenza che poco a valle (allo sbocco del Vaiont in Val di Piave) era rimasto scoperto dopo la scomparsa dei ghiacci e costituiva, con i suoi 300 m circa di dislivello, un fattore potenziale per una brusca azione erosiva su tutti i versanti della Valle del Vaiont.
All'erosione post-würmiana sembra dunque si debba attribuire la profonda e stretta incisione al fondo dell'ampia doccia glaciale. La fase iniziale di questa incisione e stata rappresentata nello stereogramma C, nel quale la doccia glaciale e assai meno evidente per 1'erosione del fondo operata dal Torrente Vaiont per le erosioni laterali esercitate dai suoi affluenti (si noti sul versante sud della valle l'incipiente solco del Rio Massalezza) e per gli sfasciumi detritici (*d*) che si sono andati accumulando ai suoi lati.
L'erosione torrentizia post-glaciale ha operato un solco profondo nella compagine degli strati della copertura. Questi erano stati appena scalfiti dall'azione del ghiacciaio, che aveva agito più che altro sugli strati superiori della serie (principalmente nella formazione della Scaglia). Si veda a questo proposito lo stereogramma A della fig. 5.



Rappresentazione schematica dello sviluppo morfologico in relazione alle strutture tettoniche del tratto di valle del Vaiont che verrà interessato dalla frana. In grisé scuro le sezioni degli stereogrammi mostrano le strutture tettoniche. In grisé chiaro la superficie della valle scavata dal ghiacciaio. 1) Strati della base; 2) Strati della copertura; 3) Strati della "Scaglia"; a tratti marcati il livello plastico c1, a tratti sottili il livello plastico g3. La freccia indica il senso nel quale scorre il torrente.

Quando l'erosione torrentizia ha messo in affioramento il livello plastico superiore della serie (*c1*), nella Valle del Vaiont alla struttura tettonica adatta si è aggiunta la condizione morfologica favorevole agli scoscendimenti di intere porzioni del versante sinistro. Lo sviluppo di questa particolare situazione geomorfologica è sintetizzato negli stereogrammi della fig. 5.
La situazione prima dell'erosione torrentizia corrisponde allo stereogramma A, nel quale si deve notare che i livelli plastici non sono ancora in affioramento, mentre la nuova situazione determinata dall'erosione torrentizia è messa in evidenza nello stereogramma B, dove l'affioramento nella gola del livello plastico *c1* con andamento a franapoggio è accompagnato da faglie inverse. In seguito, col proseguire dell'erosione, affiorerà anche il livello plastico più profondo *g3*, venendo così ad aumentare le condizioni di instabilità del versante. Una prima frana di dimensioni oggi non calcolabili con precisione, ma senza dubbio non paragonabili a quelle della frana dell'ottobre 1963, si è staccata, presumibilmente in epoca preistorica, dal fianco sinistro lungo la parete di incisione torrentizia per finire nel versante opposto. Questo fenomeno è stato idealmente ricostruito nella fig. 6 sulla base del ritrovamento di un alveo fluviale sepolto sulla sponda destra (5) e della nicchia che si poteva osservare sulla sinistra lungo il ciglio superiore della Gola del Vaiont prima della frana del 1963. Oggi l'esame della frana antica è fortemente ostacolato, perché la sua massa è stata in gran parte sommersa da quella recente, né l'area del distacco è più visibile, perché coinvolta anch'essa da quest'ultima grande frana. La rapida erosione torrentizia post-glaciale, che agiva ormai incanalata in una stretta forra, deve aver presto sgombrato il terreno dai materiali franati più minuti, per aprirsi un nuovo varco alle spalle dei materiali di frana maggiori e continuare ad incidere le rocce sottostanti fino a conferire alla gola l'aspetto che aveva prima del recente disastro.

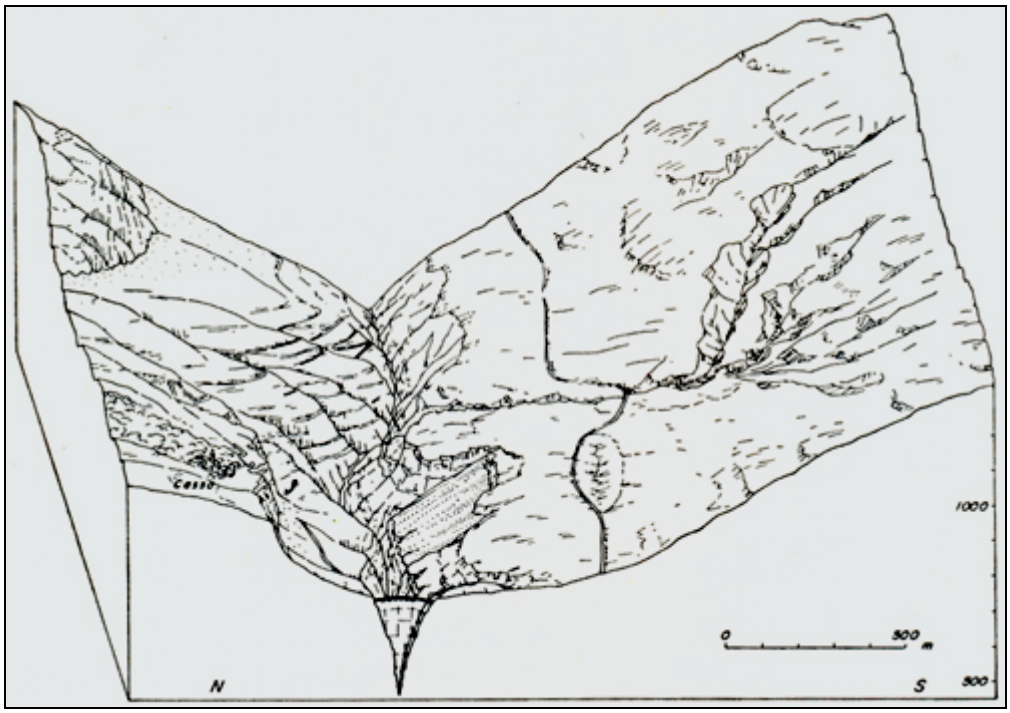


A) Antica frana (in grisé) nel fianco sinistro della Gola del Vaiont.
B) L'aspetto dell'area della frana prima che nella valle comparissero le modificazioni operate dall'uomo.

(5) GIUDICI (G.), SEMENZA (E.), *Relazione* inedita alla SADE, 1960.

CENNI SUL LAGO-SERBATOIO, SUL MOVIMENTO DELLA FRANA, SULLA FALDA FREATICA E SUL TERREMOTO CONCOMITANTE ALLA FRANA

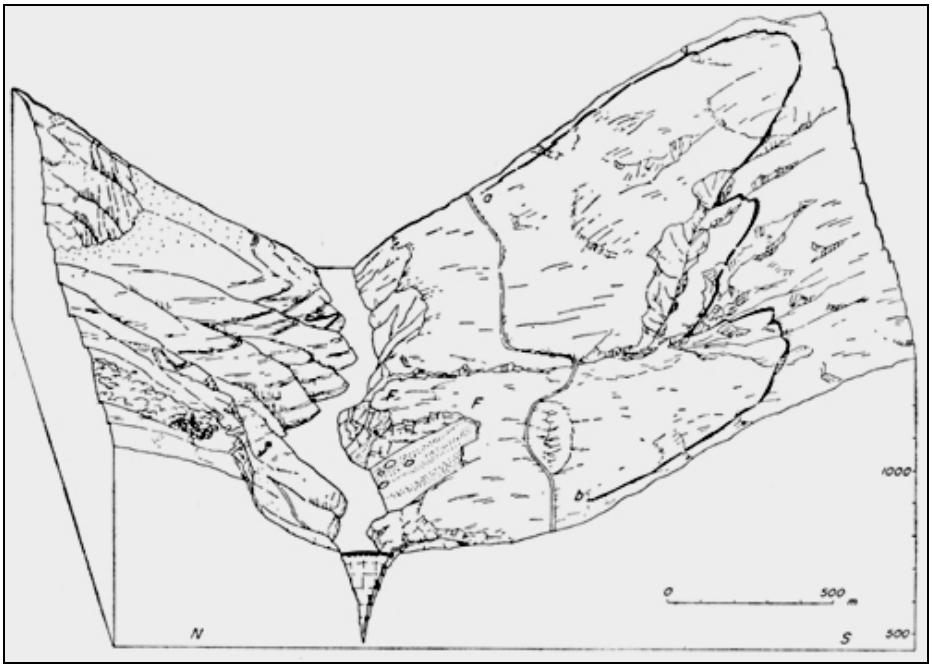
Esaminiamo adesso quali relazioni possono essere intercorse fra la formazione del lago artificiale e lo sviluppo della frana. Per meglio affrontare questo delicato argomento conviene prima dare un breve cenno sull'impianto del bacino artificiale e sulle caratteristiche per le quali era stato progettato.
Nella Gola del Vaiont, 1200 m a monte dello sbocco nella Val di Piave, fu costruita una diga ad arco-cupola alta 266 m, che fu per un certo tempo la più alta del genere nel mondo e tuttora è la più alta d'Italia. La diga sbarra la valle fino a circa 730 m d'altitudine e, se non fosse intervenuta la frana, avrebbe formato un serbatoio artificiale capace di contenere 150 milioni di mc di acqua al massimo invaso di quota 722,50 m. Fu sbarrata la parte più profonda della valle, corrispondente alla gola di escavazione post-glaciale (fig. 7), ottenendo un bacino molto profondo ma assai stretto, soprattutto lungo il tratto prospiciente l'area in seguito franata. La lunghezza del lago sarebbe stata di circa 8 km, giungendo a monte fino nei pressi di San Martino e penetrando in parte nella Val di Tuora, che si apre sulla destra del Vaiont e immette nella sottostante Vai Cimoliana attraverso il Passo di Sant'Osvaldo.



L'aspetto della zona della frana in seguito alla costruzione dei manufatti. Si noti il centro abitato di Casso, sulla sinistra dello stereogramma, la diga, al centro, e la strada di circonvallazione nell'area che in seguito franerà. Questa strada risulterà un ottimo punto di riferimento per ricostruire gli spostamenti superficiali avvenuti durante il moto franoso.

Un'opera tanto grandiosa non era stata concepita col solo scopo di sfruttare le risorse idriche del bacino del Vaiont e affluenti che non sono tali da giustificare una costruzione così dispendiosa e impegnativa, bensì perché servisse per regolare i deflussi dell'intero bacino del medio Piave fra il sistema Piave-Ansiei (altit. m 683) e quello Piave-S. Croce-Soverzene (m 390) e per regolare le acque del bacino del Cellina superiore e dei suoi affluenti Cimoliana e Settimana attraverso la costruzione di una serie di progettati collegamenti. L'impianto veniva così a comprendere un bacino imbrifero di ben 1450 kmq, con una potenza installata di 255.000 kW e una produzione media annua che si sarebbe aggirata sui 900 milioni di kWh (6) ed avrebbe esercitato una funzione di primo piano per l'ulteriore industrializzazione della Val di Piave e del distretto di Pordenone (7). Nel marzo del 1960 l'opera era pronta per un primo invaso sperimentale che, come d'uso e secondo le prescrizioni dell'apposita legge, venne effettuato riempiendo il lago serbatoio fino a un certo

livello. Il collaudo sarebbe proseguito a distanza di tempo operando invasi successivi a livelli sempre superiori, per giungere a colmare il serbatoio fino alla quota massima; dopodiché, se tutto avesse funzionato secondo i progetti, l'opera sarebbe stata dichiarata collaudata.
È bene precisare che questo modo di procedere, dal punto di vista della stabilità dei versanti dei laghi artificiali, ha lo scopo di adattare per gradi i versanti stessi alle nuove condizioni che essi dovranno sopportare una volta sommersi dalle acque. Come è ovvio i bacini artificiali vengono impostati su aree nelle quali affiorano rocce che garantiscano una buona tenuta impermeabile (nel caso del bacino del Vaiont avevano questa funzione i calcari marnosi della Scaglia e il complesso prevalentemente marnoso del «*Flysch* di Erto», ma la parte del bacino interessata dalla frana rivelerà un'alta permeabilità). Tuttavia sopra i livelli impermeabili esistono quasi sempre, specialmente nei bacini di montagna, coltri di detrito e rocce superficialmente alterate, l'equilibrio delle quali muta quando il bacino viene inondato. Il verificarsi di frane e scoscendimenti di questi materiali è un fenomeno assai comune.
In corrispondenza del primo invaso ci fu uno scoscendimento di una certa importanza sulla sinistra del bacino immediatamente a monte dello sbocco del Massalezza nel Vaiont, cioè in un tratto che poi sarà coinvolto nella frana del 9 ottobre 1963; ci fu anche un abbassamento di circa 5 m di una conoide detritica.
Intanto, dalla fine del 1959, era sorto il sospetto che la sponda sinistra, qualche centinaio di metri a monte della diga per un tratto allora non conosciuto, fosse oggetto di un lentissimo, ma ampio moto di frana. Vennero allestiti dei capisaldi per il controllo giornaliero di alcuni punti, controllo che iniziò a partire dal maggio 1960. L'esame giornaliero di questi capisaldi confermò l'esistenza di un lento scoscendimento dei punti superficiali di un tratto del versante sinistro. Erano in movimento due aree rispettivamente in sinistra e in destra del Rio Massalezza. La prima corrispondeva più o meno al ciglio del Toc e al ripiano della Pozza, qualche centinaio di metri a monte della diga, discendeva con moto più veloce, mentre, più lentamente, si muoveva un tratto del versante sovrastante. La seconda area si estendeva per qualche centinaio di metri nel ripiano in destra del Massalezza e in parte del versante sovrastante. In questa seconda massa, che aveva velocità minori rispetto a quelle registrate nell'altra, i capisaldi della parte alta si muovevano più velocemente che non quelli del ripiano.
Il 4 novembre 1960, con il lago a quota 650, precipitò una frana di circa 700.000 mc di roccia dal ciglio del versante sinistro fra 400 e 850 m a monte della diga. Sembra che il distacco avvenisse in due parti diverse: una dallo spigolo più settentrionale della Punta del Toc; l'altra, più vicina alla diga, in corrispondenza della nicchia ubicata a valle della Pozza (fig. 8). Il materiale franato era costituito da roccia fessurata e fratturata.



L'area della frana il 4 novembre 1960 con il lago a quota 650 m. Con F sono indicate due nicchie di una frana precipitata in quel giorno. Si noti fra i punti a e b il tracciato della lunga fessura che si era aperta nel mantello erboso lungo il versante sinistro e che limitava con grande precisione l'area che sarebbe precipitata tre anni più tardi.

Contemporaneamente a questa frana si formò sul versante sinistro una fessura lunga circa 2500 m (vedi fig. 8), che pare costituisse uno stiramento del mantello superficiale erboso di 30-50 cm.
Molto interessante risulta il confronto fra il moto dei capisaldi N. 2 e N. 3 (piazzati sul ciglio del Toc) e il procedere dell'invaso dalla quota di 595 m a 650 m, avvenuto nel periodo 1° maggio-15 novembre 1960, e del successivo svaso fino a quota 600 raggiunta il 31 dicembre. Infatti è durante questo periodo (4 novembre) che avvenne la prima frana preoccupante alla quale abbiamo accennato (8).
Durante il secondo invaso, che venne effettuato fra l'ottobre 1961 e il novembre 1962 da quota 600 a 700 m, il movimento dei capisaldi fu assai modesto, con medie iniziali comprese fra 0,2 e 0,05 mm/giorno; ma aumentarono verso il novembre del '62 raggiungendo velocità medie mensili comprese fra 5,33 e 2,22 mm/giorno. Un incremento notevole delle velocità, compreso fra 11,3 e 4,2 mm/giorno, si ebbe durante lo svaso successivo fino a quando fu raggiunta la quota di circa 650 m nell'aprile del 1963. In questo mese il movimento dei capisaldi praticamente si annullò (9).
Il terzo invaso venne iniziato l'11 aprile 1963 e fu poi interrotto il 26 settembre per l'aggravarsi della situazione quando il lago era a quota 710. Successivamente venne operato uno svaso lento; la catastrofe sopraggiunse con il lago a quota 700,42 m. In questo periodo il moto dei capisaldi subì accelerazioni progressive, tuttavia di lievissima entità fino al termine di agosto (gli spostamenti medi in questo mese furono compresi fra 2 e 4,5 mm/g). Durante tutto il settembre e fino al 9 ottobre tutti i capisaldi ebbero un aumento sempre più accentuato del moto. Il 2 settembre (lago a quota 709,70) si ebbero velocità massime di 6,5 mm/g e minime di 3 mm/g; il 15 settembre le velocità massime erano sui 12 mm/g; il 26 settembre sui 22 mm/g; il 2 e 3 ottobre sui 40 mm/g (furono raggiunte cioè le velocità corrispondenti al periodo della frana del 1960); il 9 ottobre, prima della catastrofe, sembra che la velocità fosse sui 200 mm/g.
Le accelerazioni del moto franoso e gli invasi del serbatoio non si sono presentati legati da un rapporto di natura semplice. Utili informazioni su questo argomento sono fornite dallo studio del comportamento della falda freatica, reso possibile dai dati ricavati da tre pozzi piezometrici (un quarto non fu mai utilizzabile), che vennero perforati in corrispondenza del fondo del Rio Massalezza in seguito alla frana del 1960. Questi pozzi rivelarono l'esistenza, sulla sponda sinistra, di una falda freatica con notevole inclinazione media (17%) nel tratto compreso tra i pozzi che corrispondeva al ripiano tra quota 750 m e quota 850 m circa. Si può supporre che l'inclinazione fosse ancora maggiore a monte del ripiano, per il sollevarsi delle forme superficiali (è infatti noto che il pelo delle falde freatiche segue, più o meno, l'andamento della morfologia).
Il pelo di questa falda veniva sollevato quando il livello del lago si trovava di circa 10 m più in basso del livello idrico dei piezometri, mentre, per un ulteriore aumento dell'invaso, il livello dei piezometri e quello del lago coincidevano (10).
Contemporaneamente alla caduta della frana è stata registrata una scossa di terremoto in varie stazioni sismografiche: è sorta spontanea la domanda se questa scossa sia stata causa od effetto della frana.
Al quesito ha risposto con certezza il prof. P. CALOI (11), che eseguiva da tempo studi e ricerche sismografiche in tutta l'area della Val di Piave e della Valcellina attraverso una rete di stazioni dell'ENEL-SADE a Pieve di Cadore, Tolmezzo, Somplago e Diga del Vaiont (quest'ultima stazione è andata completamente distrutta nella catastrofe). Si può escludere che il movimento sismico registrato contemporaneamente alla caduta della frana ne rappresenti la causa, per la natura delle onde stesse del sisma (onde di Love e di Rayleigh di tipo superficiale). Non essendo state registrate le onde longitudinali e trasversali che caratterizzano i sismi profondi, esiste la certezza che il sisma è stato conseguenza della frana.
I sismogrammi registrati nelle centrali di Tolmezzo e di Pieve di Cadore mostrano due fasi distinte nell'arrivo delle onde sismiche: una prima di 100^{sec} in entrambe le stazioni; una seconda di 5 minuti a Tolmezzo e di $9^{m}\ 30^{sec}$ a Pieve di Cadore. Confrontando l'ora nota delle interruzioni delle linee

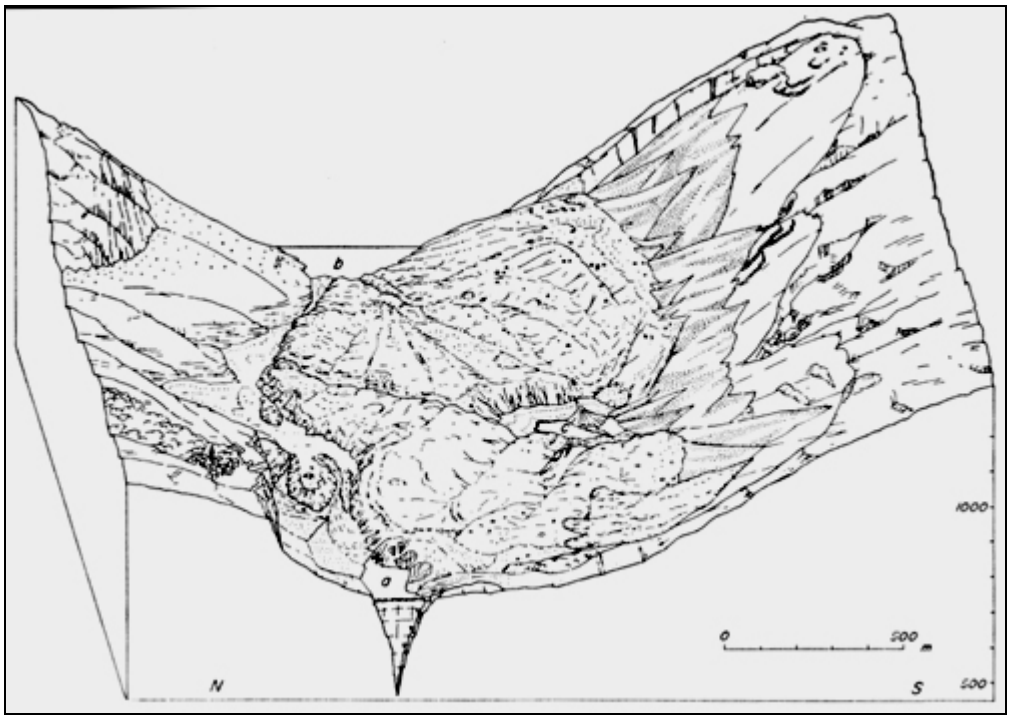
elettriche registrate alla centrale di Severzene con l'ora alla quale corrispondono le due fasi, è stato osservato che alla prima fase ha corrisposto lo sviluppo della frana e l'urto nel versante opposto; alla seconda la tracimazione dell'onda dal bacino e la caduta attraverso la Gola del Vaiont fino in Val di Piave. Arrotondando questi dati è stato anche osservato che la tragedia del Vaiont si è svolta nel giro di circa 12 minuti.

(6) VALUSSI (G.), *op. cit.*
(7) La costruzione del lago-serbatoio del Vaiont e degli impianti collegati è il frutto di circa 30 anni di studi e progetti, risalendo al 1929 la prima richiesta di concessione di utilizzare le acque del Torrente Vaiont per produrre energia elettrica ed essendo del 30 maggio 1959 la concessione definitiva. Il progetto primitivo nel corso di questi 30 anni subiva radicali modifiche fino a giungere a comprendere quelle complesse funzioni alle quali abbiamo accennato.
(8) Dal primo maggio al 10 settembre, con l'aumento dell'invaso da 593 a 625 m, il caposaldo N. 2 si spostava di 8 cm, con velocità di circa 0,6 mm/giorno; il caposaldo N. 3 si spostava di 4 cm con velocità di 0,4 mm/g. Dal 10 settembre al 4 novembre, con l'aumento dell'invaso da 625 a 646 m, il N. 2 si spostava di altri 52 cm; il N. 3 di altri 38 cm, con un aumento progressivo delle velocità fino ad un valore per entrambi di circa 40 mm/g. Queste velocità rimanevano praticamente costanti fino al 15 novembre, cioè fino a quando fu mantenuto l'invaso a quota 650 m, per poi diminuire progressivamente durante il successivo svaso fino a quota 600. Questi dati sembravano indicare l'esistenza di un rapporto semplice fra aumento del livello del bacino e accelerazione del moto dei capisaldi; in realtà l'esame del comportamento dei capisaldi negli invasi e svasi successivi rivelerà che il rapporto fra l'accelerazione della frana e gli svasi non era riferibile a un tipo semplice. Bisogna anche ricordare che il movimento dei capisaldi risentiva, se pur debolmente, delle precipitazioni,
(9) Da questi nuovi dati l'interpretazione delle relazioni tra invasi e svasi e moto dei capisaldi risulta complicata; infatti mentre nel primo invaso il massimo di accelerazione della frana corrispose con la fase di riempimento del bacino, quando fu raggiunta la quota 630, nel secondo invaso il massimo di accelerazione corrispose invece alla fase di svuotamento fra i 695 e i 650 m di quota.
(10) Negli svasi i livelli idrici dei piezometri seguivano di pari passo il livello del bacino, salvo eccezioni da ricercarsi principalmente nell'influsso delle precipitazioni, che era forte e rapido, dimostrando così l'elevata permeabilità di quel tratto di versante. Con gli invasi il pelo della falda freatica si innalzava in maniera molto maggiore nell'area vicina al lago, cioè in corrispondenza del ripiano compreso fra le quote di 750 e 850 circa; l'innalzamento era invece appena percettibile nelle zone a monte; ciò determinava una diminuzione della pendenza della falda stessa nel tratto corrispondente al ripiano e, come conseguenza, una diminuzione della forza idrodinamica.
Questa forza, a direzione tangente al pelo della falda, ha un effetto drenante tanto maggiore quanto più la falda è inclinata, mentre si annulla là dove il pelo della falda è orizzontale. Rispetto all'azione della forza idrodinamica gli invasi avevano dunque la funzione di aumentare la stabilità del versante, mentre opposta risultava l'azione degli svasi. Con gli invasi, data la grande permeabilità di quel tratto di versante, altri fattori potevano intervenire ad aumentare o diminuire la stabilità. In particolare, se, considerando uno schema estremamente semplificato, immaginiamo il versante come composto di due parti potenzialmente staccate e sovrapposte l'una sull'altra in modo che l'equilibrio della parte soprastante sia legato solamente al suo peso, avrà molta importanza che la falda freatica si estenda o meno alla parte sottostante. Infatti nel primo caso, cioè se la base della falda freatica si trovava al di sotto di quella che era la potenziale superficie di scivolamento della frana, veniva diminuito l'effetto peso dalla spinta di Archimede in tutta la massa di roccia compresa nella falda freatica e, in particolare, in quella superiore alla superficie di scivolamento stessa. Gli invasi, innalzando il pelo della falda freatica, aumentavano la massa di roccia nella quale diminuiva l'effetto peso, col risultato di alleggerire pericolosamente la parte del versante in frana. Al contrario se la base della falda freatica coincideva oppure era superiore alla superficie di scivolamento, l'aumento di roccia bagnata, conseguente agli invasi, agiva nel senso di aumentare il peso della parte superiore del versante e quindi di aumentare la stabilità.
Anche senza considerare altri fattori indipendenti da questi, che pure possono avere influito sull'equilibrio del versante (per esempio l'influsso delle precipitazioni sulla falda o l'effetto lubrificante dell'acqua sul piano di scivolamento), già quelli che abbiamo preso in considerazione si presentano di una complessità tale da scoraggiarne l'esame quantitativo servendosi dei pochi dati a nostra disposizione. Non rimane che constatare che l'equilibrio del versante era legato a fattori diversi, i quali potevano agire in contrapposizione fra loro. Ciò può servire a spiegare come le accelerazioni del moto dei capisaldi abbiano avuto comportamento diverso nelle varie operazioni di invaso e svaso.
(11) Comunicazione orale ai proff. R. Selli e L. Trevisan.

LA FRANA: GENERALITÀ

La frana del Vaiont può essere classificata nel tipo degli «scivolamenti di rocce lungo i giunti di stratificazione», precisando che nell'abbondante nomenclatura esistente oggi nella sistematica delle frane, alcune altre definizioni potrebbero adattarsi ugualmente mettendone in luce altre caratteristiche.

Elemento fondamentale di questa frana è l'unità con la quale l'enorme massa di roccia è precipitata. Un altro carattere fondamentale, cioè il tipo di scivolamento lungo giunti di stratificazione, è stato dedotto dall'osservazione della nicchia di distacco, costituita fondamentalmente dagli strati di uno stesso livello (calcare a lastre sottili con noduli e liste di selce nera *g3*) con disposizione a franapoggio e inclinazioni sui 45°-50° (12).
La nuova morfologia che si è formata nella Valle del Vaiont in seguito alla frana è messa in evidenza nella fig. 9, che riteniamo possa servire meglio di una descrizione a darne l'idea.



Stereogramma della frana del 9 ottobre 1963: a) piccolo invaso rimasto in prossimità della diga; b) lembo occidentale del Lago di Erto, ora sbarrato dalla frana; c) laghetto Massalezza formatosi in seguito all'onda provocata dalla caduta della frana nel lago artificiale.

Si noti, verso monte, l'alta nicchia di distacco, in gran parte cosparsa di detriti, e, in basso nella parte centrale, il solco vallivo del Rio Massalezza, che si è conservato nella caduta e giace adesso in contropendenza. Tutta quanta la parte centrale della frana ha conservato, nelle sue linee fondamentali, la superficie morfologica anteriore. Così l'ampio ripiano a destra e a sinistra del Rio Massalezza corrisponde alla spianata di origine glaciale che si trovava prima fra i 750 e gli 850 m di altezza; ora giace anch'esso in contropendenza rispetto alla posizione originaria. Fra quest'area assai piatta e la nicchia di distacco si notano, separate dalla depressione centrale occupata dal laghetto Massalezza, due aree a morfologia rotondeggiante tipica degli ammassi di rocce costituiti da blocchi sciolti. Nella fig. 10 si è cercato di rappresentare in modo schematico questa suddivisione della morfologia della frana, che corrisponde del resto a differenze strutturali della frana stessa; queste sono, nell'ordine di successione dalla zona di distacco alla fronte:
1) Nicchia di distacco;
2) fascia di detriti sulla nicchia di distacco;
3) masse disarticolate;
4) corpo di frana;
5) fascia frontale di detriti.
La nicchia di distacco corrisponde ad una zona di denudamento della formazione *g3* (calcare a lastre sottili con liste e noduli di selce nera) che sovrasta verso monte tutta la zona della frana. La nicchia ha una superficie inclinata sui 45°-50°, con leggere ondulazioni sia in senso longitudinale sia trasversale, cioè corrisponde, grosso modo, all'andamento degli strati della formazione *g3*; per

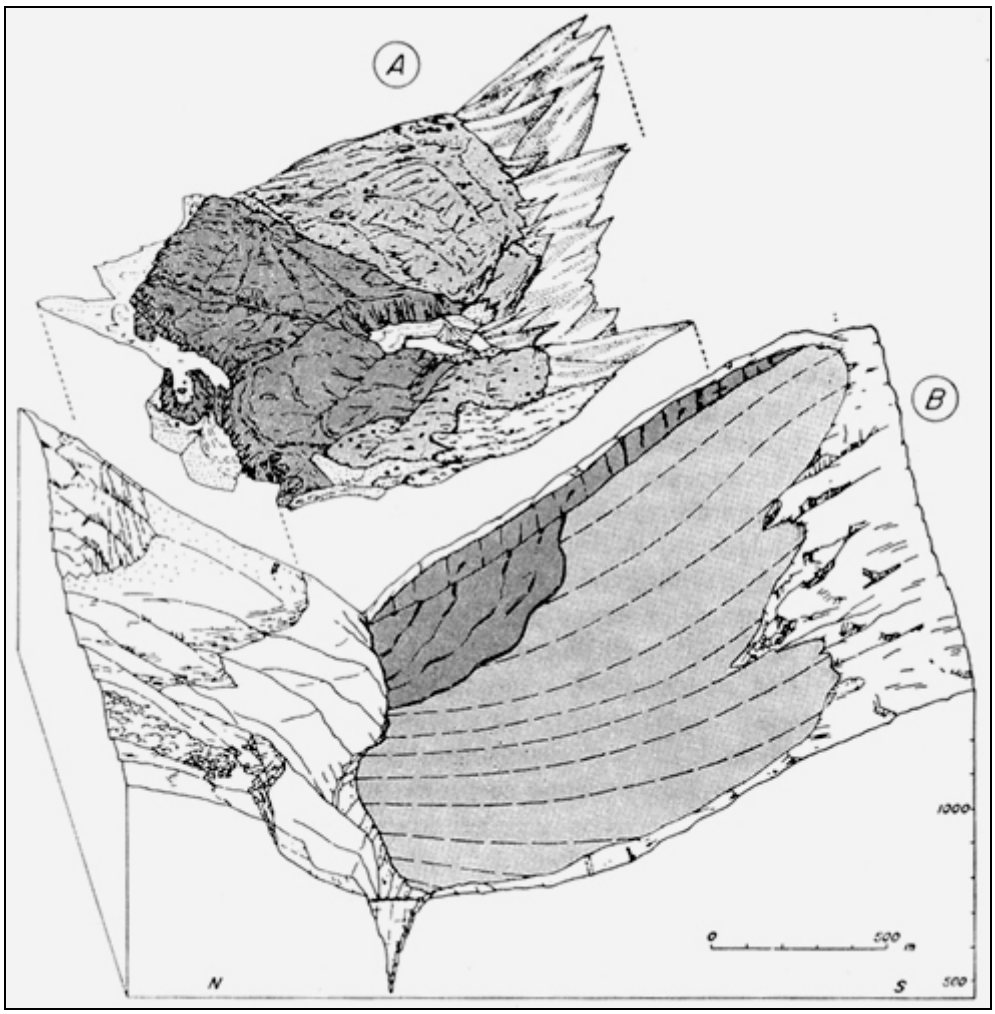
questo motivo, ripetiamo, si può ritenere che la frana sia avvenuta per scivolamento lungo i giunti di stratificazione di questo livello a comportamento plastico.
Il margine superiore della nicchia ha il caratteristico andamento che i piani con inclinazione maggiore del pendio e disposti a franapoggio determinano lungo le intersezioni con la superficie topografica.
Esso risale in corrispondenza dei rilievi, si abbassa in corrispondenza delle incisioni dei torrenti, formando al contatto con queste una spezzata con punte rivolte nello stesso senso del pendio.
Lungo il margine orientale il distacco è avvenuto in corrispondenza di una faglia trasversale, lo specchio della quale è rimasto esposto per un tratto in seguito allo scivolamento degli strati al tetto e costituisce adesso una parte della nicchia.
La nicchia di distacco è cosparsa di una grande quantità di detrito mobile, che precipita fino al suo piede sopra le masse disarticolate e nella depressione occupata dal laghetto Massalezza. Si tratta in genere di coni di detrito secco dovuti al distacco di lastre, talora anche molto grandi e costituite da intere porzioni di strati, che sono rimaste sospese in precario equilibrio durante il moto franoso principale e che, nel precipitare lungo la nicchia di distacco, si sfasciano completamente. Nel laghetto la disposizione dei coni di detrito ha invece forma piatta e a semicerchio, caratteristica dell'accumulo dei detriti in corrispondenza dello sbocco dei corsi d'acqua ripidi in zone larghe e a debole pendio (coni di deiezione).
Indichiamo col termine di « masse disarticolate » due grandi accumuli di materiali scompaginati, che si appoggiano sul corpo di frana e sulla superficie di distacco rispettivamente ad oriente ed occidente del laghetto (figg. 9 e 10). Sono costituite prevalentemente da materiali delle formazioni *g3, g4, c1, c2*; vi si trovano inoltre detriti cementati probabilmente pre-würmiani.
Le masse disarticolate sono dovute al crollo delle parti superiori del versante franato, che hanno costituito la coda del corpo che scivolava e si sono accavallate sopra a questo. I materiali di queste masse sono scompaginati perché sono crollati dalle parti più alte, costituendo quindi nella frana un settore a struttura e meccanismo differente da quello della massa principale.
Al corpo di frana corrisponde la massa maggiore del materiale franato, cioè la parte centrale che ha una lunghezza di circa 2 km.
La fronte è in parte nascosta da una fascia di detriti, mentre il margine posteriore è ricoperto dalle masse disarticolate e dalle alluvioni del laghetto Massalezza.
Già abbiamo accennato che il corpo di frana ha mantenuto nelle linee generali la conformazione che aveva prima della catastrofe, malgrado sia scivolato per 450-500 m e abbia cozzato nel versante opposto della valle. Alcune considerazioni, che svolgeremo in seguito quando ci occuperemo del meccanismo della frana, ci fanno ritenere che in realtà non tutti i punti del corpo di frana abbiano mantenuto nel movimento le distanze reciproche che avevano in precedenza.
La distanza reciproca dei punti è stata comunque mantenuta nelle zone superficiali in modo che la vecchia morfologia del ripiano in sinistra e a destra del Massalezza è ancora riconoscibile nella spianata centrale del corpo di frana. Il vecchio solco vallivo del Massalezza infatti si è conservato e giace ora in contropendenza rispetto alla posizione originaria, essendo inclinato, come il ripiano ai suoi lati, leggermente verso sud. Altrettanto si può dire della fronte della frana nella sua parte visibile, che corrisponde, talora anche nei minori particolari, all'orlo della gola che si apriva al di sotto del ripiano glaciale.
La struttura tettonica superficiale del corpo di frana si è mantenuta e ciò, come abbiamo in precedenza accennato, è stato di aiuto per ricostruire la situazione tettonica precedente la frana. Tale struttura è costituita da una serie di pieghe a disposizione embricata accavallate attraverso faglie inverse in corrispondenza delle anticlinali, che risultano in gran parte laminate e spezzate. La direzione sia degli assi delle pieghe sia delle faglie ad esse associate è longitudinale, con una leggera curvatura a concavità rivolta verso nord in corrispondenza del Massalezza. Le pieghe si sono impostate principalmente nei calcari delle formazioni del Cretaceo superiore, mentre la struttura degli strati sottostanti fino al livello *g3*, cioè al livello plastico più basso, è più difficilmente individuabile per la loro grande scompaginazione. Oltre a queste strutture che si devono considerare come anteriori al movimento franoso, altre ne compaiono che si sono formate

durante lo scoscendimento. Accenneremo per ora a quelle superficiali, direttamente osservabili. In superficie sono presenti moltissimi crepacci a direzione prevalentemente normale e parallela a quella del movimento (cioè circa S-N). Non abbiamo osservato rigetti verticali, mentre l'allargamento nei due labbri di alcuni crepacci ha superato il metro e probabilmente raggiunto la decina di metri. Riteniamo inoltre che i maggiori di questi crepacci non siano direttamente osservabili sul terreno perché riempiti di detriti; essi risultano però dall'esame delle fotografie aeree.
Sparsi sopra il corpo di frana si trovano sia materiali detritici lasciati dall'onda provocata dalla caduta della frana stessa nel bacino artificiale, sia masse di morena che sono state coinvolte nel moto franoso.
La fronte della frana è orlata da una fascia continua di detriti che ne celano le parti inferiori. Sono costituiti in gran parte dai materiali che sono stati trasportati e deposti dall'onda provocata dalla frana ed hanno spesso disposizione che ne denuncia il meccanismo particolarissimo di deposizione. Sono infatti frequenti depressioni imbutiformi ricoperte di limo e materiali sottili misti a blocchi anche assai grossi; si tratta evidentemente di punti dove l'onda ha formato dei gorghi.
Interessante è la presenza di materiali delle formazioni *c1, c2, c3,* assai scompaginati e con disposizione indipendente da quella della fronte della frana; è infatti molto probabile che rappresentino lembi di una vecchia frana sospinti fuori dal fondo della valle dall'avanzata del fronte dell'ultima.
Altri detriti, formatisi in seguito al ruscellamento della massa franata, vengono deposti attualmente, con notevole velocità, in tutta questa fascia frontale che raccoglie gran parte delle acque dilavanti il corpo di frana. Questo rapido accumulo di detriti è facilitato dalla disgregabilità delle superfici del corpo di frana dovuta al notevole dissesto conseguente la frana stessa.

(12) Naturalmente l'esame dei particolari rivelerà altre caratteristiche, alcune anche di notevole importanza; resta comunque il fatto che la scelta del criterio classificativo va orientata nel senso di mettere in luce i fenomeni principali.

IPOTESI SULLA CONFORMAZIONE DELLE PARTI DELLA FRANA NON DIRETTAMENTE OSSERVABILI

La conformazione delle parti inferiori, cioè della superficie di distacco e della parte bassa del corpo di frana, che non sono direttamente esposte, si può ricostruire solamente sulla base di alcune ipotesi.
Sulla conformazione della superficie di distacco abbiamo un buon numero di dati per poter affermare che è costituita da una superficie concava verso l'alto con immersione a nord, e valori delle inclinazioni decrescenti da monte verso valle da 50°-45° fino a 15°-5°. Infatti di questa superficie è visibile la parte più alta, corrispondente alla nicchia di distacco, che presenta appunto la suddetta immersione e inclinazioni decrescenti, da 50°-45° a 35°-30°. Ammettendo che questa superficie sia costituita dagli strati di una sola formazione (*g3*) si può ricostruire l'andamento raccordando i punti noti della nicchia di distacco con la posizione, nota anch'essa dai rilievi precedenti la frana (13), dell'affioramento della formazione *g3* nella Gola del Vaiont, nel quale gli strati avevano immersione a nord e inclinazioni di 15°-5°.
Ciò naturalmente presuppone che il livello di maggiore scivolamento della frana corrisponda alla formazione *g3* perché già abbiamo indicato gli argomenti che suggeriscono questa ipotesi. In realtà nella parte più orientale della frana la superficie di distacco non può corrispondere alla formazione *g3* perché, da quanto risulta dai rilievi precedenti la catastrofe (14), questa formazione non affiorava nella gola fino al margine orientale di distacco della frana; bisogna quindi ammettere che, per un certo tratto orientale la superficie di distacco corrisponda con le formazioni, superiori alla *g3,* che affioravano al piede della valle (ciò è stato rappresentato nella fig. 10).



Lo stereogramma rappresenta in A tutti i materiali franati e i detriti che si sono formati durante e dopo il moto franoso; in B, vien data una ricostruzione teorica della superficie di distacco.
In A sono rappresentati in bianco i detriti, in grisé scuro il corpo di frana, in grisé chiaro le masse disarticolate.
In B in grisé chiaro è rappresentata la parte della superficie di distacco che corrisponde alla formazione g1 (calcare a lastre sottili con liste e noduli di selce nera); in scuro quella che corrisponde a livelli superiori alla formazione g3. Con f viene indicato lo specchio di faglia che coincide con la superficie di distacco nel margine orientale della frana.

Vediamo infine quali ipotesi si possono formulare sulla natura interna del corpo di frana. E'già stato messo in evidenza che la gran massa della frana è precipitata in blocco, conservando quasi intatte le forme morfologiche precedenti; non sono state inoltre notate modificazioni plastiche delle strutture della roccia nelle zone esterne.
Ciò potrebbe far pensare ad un comportamento rigido della massa franata, considerando anche le minute fratturazioni e i numerosi crepacci apertisi nelle formazioni calcaree. Bisogna tuttavia tener presente che nella caduta il corpo di frana è finito contro il versante vallivo antistante, risalendolo in parte, tanto che la zona superiore della fronte della frana è finita in alcuni punti ad altezze maggiori delle quote di partenza. Non si può concepire un simile fatto e al tempo stesso la conservazione dell'unità del corpo di frana con un comportamento assolutamente rigido di quest'ultimo. Bisogna piuttosto pensare che nelle parti profonde quel corpo abbia adattato la sua forma alla morfologia del versante che ha risalito, e ciò potrebbe essere avvenuto con una serie di avanscorrimenti, nella massa del corpo di frana stesso, avvenuti verosimilmente lungo i livelli più plastici. Con questo modello ipotetico si può spiegare sia il comportamento rigido di alcune masse, come per esempio quella superficiale, sia il mantenimento della compagine nel corpo di frana che sarebbe in definitiva il risultato di un comportamento molto plastico di tutto l'insieme.
Dalla lettura di questo articolo sarà ad ogni modo apparsa la grande complessità delle cause che hanno portato alla catastrofe del Vaiont e come non tutte si possano considerare note. Perciò

avvertiamo, in conclusione del nostro lavoro, che 1'interpretazione delle cause non può essere considerata come definitiva, rimanendo sempre legata alla scoperta di qualche nuovo elemento di fatto.

(13) GIUDICI (G.), SEMENZA (E.), *Relazione* citata.
(14) *Ibidem*

RIASSUNTO

Studio degli aspetti naturalistici della grande frana abbattutasi il 9 ottobre 1963 nel lago artificiale del Vajont, provocando una enorme ondata, che lambì i paesi rivieraschi Erto e Casso e distrusse Longarone e altre frazioni della sottostante valle del Piave, con gravissime perdite in vite umane e in beni materiali.
Richiamati gli avvenimenti collegati con questo disastro, vengono esaminate la serie stratigrafica, la struttura tettonica e l'aspetto morfologico dell'area franata nelle condizioni anteriori all'evento. La serie stratigrafica è costituita da un complesso prevalentemente calcareo (o calcareo marnoso nella parte più alta), che va dal Lias al Cretaceo superiore. La struttura tettonica è caratterizzata da spiccata disarmonia fra la disposizione della parte inferiore (calcari massicci del Dogger appena incurvati a monoclinale) e l'assetto degli strati ad essa sovrastanti, fittamente piegati e tagliati da faglie per scorrimenti di tipo gravitativo.
L'aspetto morfologico dell'area franata, nelle condizioni precedenti la frana, mostrava evidente il modellamento dovuto al ghiacciaio würmiano in un ampio ripiano tagliato da una gola profonda di escavazione post-glaciale, nella quale affioravano le testate di alcuni livelli particolarmente plastici, con disposizione a franapoggio, che hanno costituito la superficie di scivolamento della frana.
Descritti i movimenti dell'area in frana, dal momento nel quale cominciarono a funzionare i primi controlli fino al disastro, le loro relazioni con le operazioni di invaso e di svaso del bacino, e i rapporti fra il moto franoso e il terremoto connesso con questo, gli Autori delineano i caratteri della vera e propria frana. La struttura esterna, direttamente osservabile, ha conservato una sorprendente unità, malgrado lo spostamento di 450-500 m e l'urto contro il versante opposto della valle, tanto che sono ancora visibili i lineamenti morfologici fondamentali che la superficie dell'area franata aveva prima del disastro. Per la struttura interna viene presentata la ipotesi della formazione di una serie di avanscorrimenti di tutta la massa franata, lungo i piani più plastici, in modo da spiegare la conservazione del1'unità della massa.

Estratto da: « Rivista Geografica Italiana » - *fasc. 3, Settembre 1964.*