

Maurizio Tanzini

FENOMENI FRANOSI E OPERE DI STABILIZZAZIONE

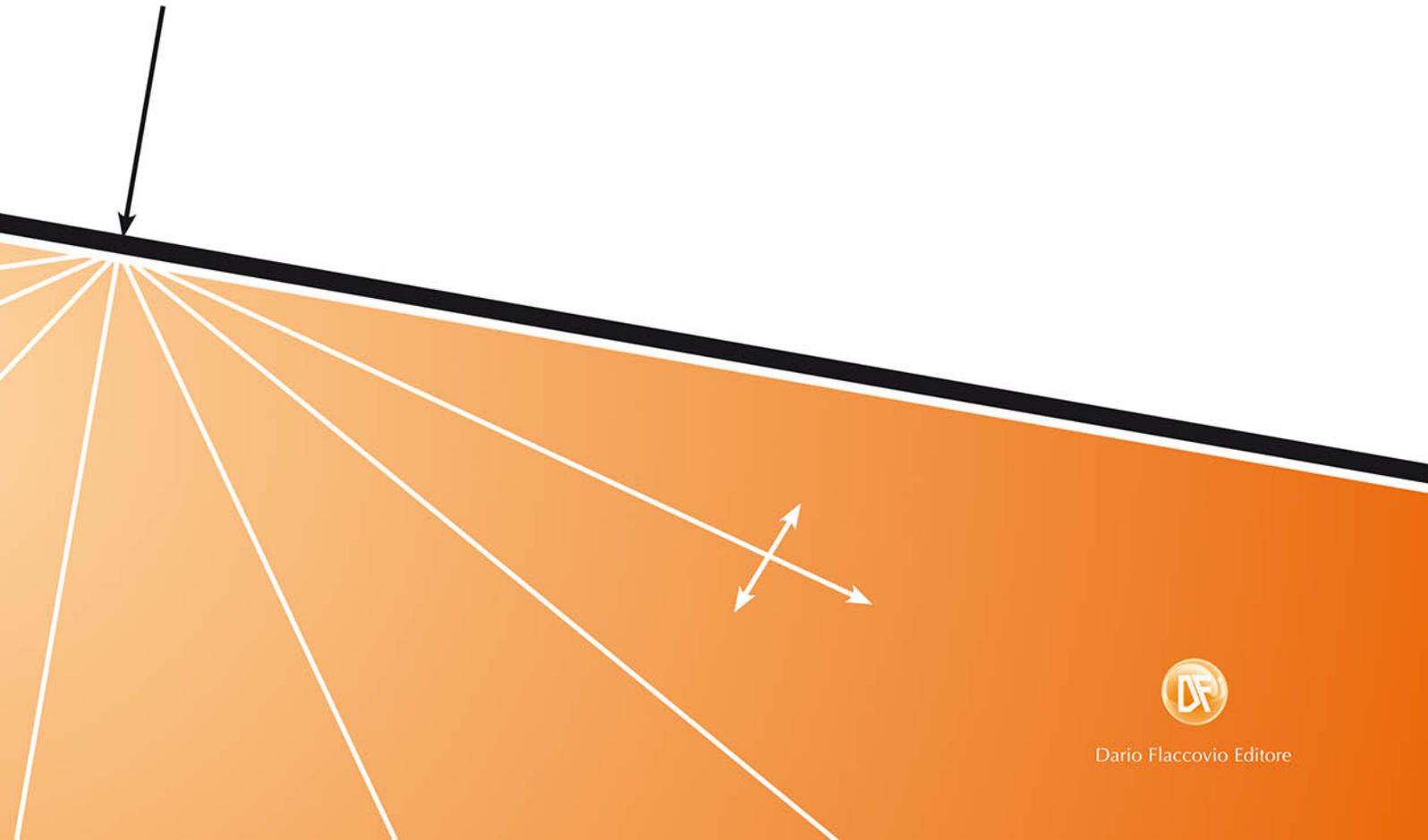
Indagine geotecnica, caratterizzazione geotecnica e geomeccanica

Analisi di stabilità dei pendii naturali in terreni e in roccia

Interventi di stabilizzazione dei pendii

Analisi di stabilità dei pendii e dei fronti di scavo alla luce dell'EC7 e delle NTC

SECONDA EDIZIONE



Maurizio Tanzini

**FENOMENI FRANOSI
E OPERE DI STABILIZZAZIONE**

SECONDA EDIZIONE



Dario Flaccovio Editore

COLLANA DI GEOTECNICA
E INGEGNERIA GEOTECNICA

Bruschi A. Meccanica delle rocce

Bruschi A. Prove geotecniche in situ

Facciorusso J., Crespellani T. Dinamica dei terreni

Lambe T.W., Whitman R.V. Meccanica dei terreni

Poulos H.G., Davis E.H. Pali

Regoliosi P., Storoni Ridolfi S. Introduzione alla geotecnica

Tanzini M. Scavo meccanizzato

Tanzini M. Fondazioni

Tanzini M. Gallerie

Tanzini M. L'indagine geotecnica

Tanzini M. Micropali e pali di piccolo diametro

*A mio padre Walter che m'insegnò
la passione per lo studio della Geotecnica
e l'importanza del rigore morale e professionale*

Maurizio Tanzini

FENOMENI FRANOSI E OPERE DI STABILIZZAZIONE

ISBN 978-88-579-0077-3

© 2011 by Dario Flaccovio Editore s.r.l. - tel. 0916700686

www.darioflaccovio.it info@darioflaccovio.it

Seconda edizione: maggio 2011

Tanzini, Maurizio <1955->

Fenomeni franosi e opere di stabilizzazione / Maurizio Tanzini. 2. ed. - Palermo : D.

Flaccovio, 2011.

ISBN 978-88-579-0077-3

1. Frane.

551.3 CDD-22

CIP - Biblioteca centrale della Regione siciliana "Alberto Bombace"

Stampa: Tipografia Priulla, Palermo, maggio 2011

Nomi e marchi citati sono generalmente depositati o registrati dalle rispettive case produttrici.

L'editore dichiara la propria disponibilità ad adempiere agli obblighi di legge nei confronti degli aventi diritto sulle opere riprodotte.

La fotocopiatura dei libri è un reato.

Le fotocopie per uso personale del lettore possono essere effettuate nei limiti del 15% di ciascun volume/fascicolo di periodico dietro pagamento alla SIAE del compenso previsto dall'art. 68, commi 4 e 5, della legge 22 aprile 1941 n. 633. Le riproduzioni effettuate per finalità di carattere professionale, economico o commerciale o comunque per uso diverso da quello personale possono essere effettuate solo a seguito di specifica autorizzazione rilasciata dagli aventi diritto/dall'editore.

INDICE

1. Introduzione

1.1. Generalità.....	»	1
1.2. Alcuni dei tipi più frequenti di dissesto.....	»	2
1.3. La frana del Vajont.....	»	6
1.3.1. Introduzione.....	»	6
1.3.2. Aspetti generali.....	»	6
1.3.3. Inquadramento geologico.....	»	12
1.3.4. Eventi e caratteristiche che hanno influenzato la stabilità dei versanti del serbatoio.....	»	13
1.3.5. Cause della frana.....	»	16
1.3.6. Considerazioni geomeccaniche sulla frana.....	»	18
1.3.7. Lezioni apprese.....	»	33
1.4. Riferimenti bibliografici.....	»	35

2. Generalità e definizioni

2.1. Criteri di classificazione.....	»	37
2.2. Riferimenti bibliografici.....	»	46

3. Valutazione del rischio di frane

3.1. Definizioni e determinazione del rischio.....	»	47
3.2. Riferimenti bibliografici.....	»	54

4. L'indagine geotecnica

4.1. Inquadramento geologico, geomorfologico ed idrogeologico dell'area.....	»	54
4.2. Indagini geotecniche e prove in sito.....	»	58
4.2.1. Sondaggi.....	»	62
4.2.2. Diagrafie.....	»	66
4.2.3. Prove penetrometriche statiche e piezocono.....	»	68
4.2.4. Prove penetrometriche dinamiche.....	»	72
4.3. Strumentazione geotecnica di monitoraggio.....	»	74
4.4. Riferimenti bibliografici.....	»	75

5. Caratterizzazione geotecnica

5.1. Natura dei terreni.....	»	77
5.2. Struttura dei terreni.....	»	78
5.3. Caratterizzazione fisica del terreno.....	»	79
5.3.1. Relazione fra le fasi.....	»	79
5.3.2. Analisi granulometrica.....	»	81
5.3.3. Limiti di Atterberg.....	»	82
5.3.4. Sistemi di classificazione.....	»	83
5.4. Analisi in sforzi efficaci o totali.....	»	84
5.5. Stati tensionali e percorsi di sollecitazione.....	»	85
5.6. Relazioni sforzi-deformazioni.....	»	86
5.7. Influenza della velocità di applicazione del carico.....	»	87
5.8. Principi di comportamento meccanico dei terreni.....	»	87
5.8.1. Terreni non coesivi saturi.....	»	88
5.8.2. Argille normalconsolidate o leggermente sovraconsolidate e limi argillosi.....	»	91

5.8.3. Argille sovraconsolidate.....	»	94
5.8.4. Argille sensitive.....	»	98
5.9. Prove di laboratorio.....	»	98
5.9.1. Prova edometrica.....	»	98
5.9.2. Prova di taglio diretto.....	»	100
5.9.3. Prova triassiale.....	»	102
5.10. Prove in sito.....	»	103
5.10.1. Prove penetrometriche statiche.....	»	103
5.10.1.1. Identificazione dei terreni.....	»	103
5.10.1.2. Terreni coesivi.....	»	107
5.10.1.3. Terreni non coesivi.....	»	113
5.10.2. Prove penetrometriche dinamiche.....	»	116
5.10.2.1. Terreni coesivi.....	»	116
5.10.2.2. Terreni non coesivi.....	»	116
5.10.3. Correlazione fra prove penetrometriche dinamiche SPT e statiche.....	»	119
5.11. Riferimenti bibliografici.....	»	120

6. Caratterizzazione geomeccanica

6.1. Introduzione.....	»	123
6.2. Resistenza al taglio dei giunti.....	»	130
6.2.1. Angolo di attrito di superfici piane.....	»	130
6.2.2. Giunti scabri.....	»	130
6.2.3. Misura della scabrezza dei giunti.....	»	133
6.2.4. Giunti con materiale di riempimento.....	»	134
6.2.4.1. Fratture che hanno subito movimenti recenti.....	»	135
6.2.4.2. Fratture che non hanno subito spostamenti.....	»	136
6.2.5. Effetto dell'acqua sulla resistenza al taglio.....	»	136
6.3. Prove di laboratorio per la determinazione della resistenza al taglio.....	»	136
6.4. Resistenza al taglio di ammassi rocciosi fratturati.....	»	138
6.4.1. Determinazione della resistenza mediante analisi a ritroso di avvenute rotture.....	»	138
6.4.2. Criterio di rottura di Hoek-Brown per ammassi rocciosi fratturati.....	»	140
6.5. Riferimenti bibliografici.....	»	152

7. Analisi di stabilità dei pendii naturali in terreni

7.1. Introduzione.....	»	153
7.2. Analisi all'equilibrio limite globale.....	»	153
7.3. Soluzioni grafiche.....	»	157
7.3.1. Definizione della pendenza media del pendio, della resistenza al taglio e del peso di volume.....	»	157
7.3.2. Analisi di stabilità di un pendio indefinito.....	»	160
7.4. Calcoli manuali.....	»	162
7.5. Analisi di stabilità con programmi di calcolo.....	»	165
7.6. Analisi di pendii rinforzati.....	»	165
7.7. Analisi tridimensionali di stabilità dei pendii.....	»	167
7.8. Analisi deformazionali.....	»	168
7.9. Analisi di stabilità in condizioni sismiche.....	»	168
7.10. Riferimenti bibliografici.....	»	171

8. Stabilità dei pendii naturali in argille sovraconsolidate

8.1. Introduzione.....	»	173
8.2. Definizioni e simboli.....	»	173
8.3. Argille sovraconsolidate.....	»	175

8.3.1. Evoluzione degli spostamenti in funzione dello sforzo di taglio	» 182
8.3.2. Resistenza residua	» 184
8.3.3. Relazione tra la resistenza residua e la frazione argillosa	» 187
8.3.4. Influenza della struttura sul comportamento meccanico di una argilla naturale	» 189
8.3.5. Un interessante approccio proposto da Mesri e Abdel-Ghaffar (1993).....	» 202
8.3.6. Formazioni strutturalmente complesse a grana fine	» 207
8.4. Alcuni esempi	» 212
8.4.1. Frana di Jackfield.....	» 213
8.4.2. Collasso di Kensal Green (1941).....	» 215
8.4.3. Stabilità di alcuni pendii situati nella formazione delle argille sovraconsolidate di Lugagnano	» 217
8.4.4. Stabilità a lungo termine di alcune scarpate artificiali in una argilla sovraconsolidata canadese.....	» 219
8.4.5. Analisi deformazionale di una frana nell'argilla di Londra	» 224
8.5. Riferimenti bibliografici	» 224

9. Analisi di stabilità dei pendii rocciosi

9.1. Introduzione	» 227
9.2. Rottura lungo un'unica discontinuità.....	» 231
9.2.1. Analisi cinematica	» 231
9.2.2. Analisi di stabilità.....	» 231
9.2.3. Esempio di analisi di stabilità.....	» 234
9.3. Stabilità di un cuneo di roccia di forma tetraedrica.....	» 236
9.3.1. Analisi cinematica	» 236
9.3.2. Analisi di stabilità.....	» 237
9.3.3. Esempio di analisi di stabilità.....	» 238
9.4. Dissesti per ribaltamento	» 240
9.4.1. Analisi cinematica	» 241
9.4.2. Analisi di stabilità.....	» 242
9.5. Riferimenti bibliografici	» 244

10. Stabilizzazione dei pendii in terreni

10.1. Introduzione	» 245
10.2. Interventi che permettono di ridurre le forze agenti sul pendio.....	» 245
10.2.1. Modifica della geometria del pendio	» 246
10.2.2. Drenaggi	» 247
10.2.2.1. Drenaggio superficiale.....	» 247
10.2.2.2. Drenaggio profondo	» 248
10.3. Interventi che permettono di aumentare le forze resistenti.....	» 253
10.3.1. Applicazione di forze esterne.....	» 253
10.3.1.1. Contrafforti, berme al piede	» 253
10.3.1.2. Opere di sostegno	» 254
10.4. Interventi che permettono di migliorare le proprietà meccaniche	» 259
10.4.1. Rinforzo dei terreni.....	» 259
10.4.2. Stabilizzazione dei terreni mediante tecniche di ingegneria naturalistica	» 262
10.5. Riferimenti bibliografici.....	» 263

11. Stabilizzazione dei pendii in roccia

11.1. Introduzione	» 265
11.2. Interventi di stabilizzazione	» 266
11.2.1. Interventi di disaggancio	» 266
11.2.2. Interventi di rinforzo.....	» 267

11.2.2.1. Tipologie degli ancoraggi.....	»	269
11.2.2.2. Criteri di progettazione dei tiranti di ancoraggio.....	»	272
11.2.2.3. Dimensionamento degli ancoraggi passivi in barra.....	»	279
11.3. Interventi di protezione	»	283
11.4. Riferimenti bibliografici.....	»	284

12. Analisi di stabilità dei pendii e dei fronti di scavo alla luce dell'Eurocodice 7 e delle nuove norme tecniche per le costruzioni

12.1. Eurocodice 7	»	287
12.1.1. Brevi note storiche.....	»	287
12.1.2. Principi di base dell'Eurocodice 7	»	288
12.1.3. Definizioni utili per la comprensione dell'EN 1997-PARTE 1	»	295
12.1.4. Valori caratteristici dei parametri geotecnici nel contesto dell'Eurocodice 7	»	295
12.1.5. Stati limite ultimi	»	312
12.1.5.1. Perdita di equilibrio globale (EQU)	»	313
12.1.5.2. Superamento della resistenza limite o eccesso di deformazione nel terreno (GEO) o negli elementi strutturali (STR)	»	313
12.1.5.3. Effetti delle azioni di progetto.....	»	314
12.1.5.4. Resistenze di progetto.....	»	315
12.1.5.5. Approcci progettuali.....	»	316
12.1.5.5.1. Approccio progettuale 1	»	316
12.1.5.5.1.1. Combinazione 1	»	317
12.1.5.5.1.2. Combinazione 2.....	»	317
12.1.5.5.2. Approccio progettuale 2.....	»	318
12.1.5.5.3. Approccio progettuale 3.....	»	319
12.2. Le Nuove norme tecniche per le costruzioni	»	321
12.2.1. Generalità	»	321
12.2.2. Criteri generali di progetto e verifiche di sicurezza	»	322
12.2.3. Esempi applicativi	»	325
12.2.3.1. Approccio progettuale 1 – Combinazione 2.....	»	326
12.2.3.2. Approccio progettuale 1 – Combinazione 2.....	»	327
12.2.3.3. Approccio progettuale 1 – Combinazione 2.....	»	329
12.3. Riferimenti bibliografici	»	342

1. INTRODUZIONE

1.1. Generalità

Come noto il territorio italiano è particolarmente interessato da fenomeni franosi e conseguentemente la progettazione di adeguate opere per la salvaguardia di abitati ed opere di ingegneria assume un ruolo fondamentale per la conservazione del suolo e per evitare, il più possibile, le calamità naturali dovute ai fenomeni franosi.

Nei successivi capitoli vengono descritte, riportando le più recenti acquisizioni della letteratura specialistica, le diverse fasi progettuali partendo dagli studi geologici, dalle indagini geognostiche giungendo all'interpretazione dei risultati dell'indagine, alla caratterizzazione geotecnica ed, infine, alle verifiche di stabilità e alla definizione dell'intervento di stabilizzazione e consolidamento più appropriato sia tecnicamente sia per quanto concerne la massima riduzione dell'impatto dell'intervento sull'ambiente circostante.

Lo studio di un fenomeno franoso rappresenta, nell'ambito dell'ingegneria geotecnica, una delle problematiche più complesse e difficili e risulta assolutamente indispensabile, per l'esatta comprensione del fenomeno, la stretta collaborazione fra il geologo e l'ingegnere geotecnico, ciascuno per le sue proprie competenze professionali.

Inoltre aspetti particolarmente critici riguardano l'esecuzione dell'indagine in sito ed in laboratorio, che deve essere svolta da imprese e laboratori di elevato profilo professionale sotto la stretta supervisione del geologo ed ingegnere geotecnico, e l'installazione, sia in fase di studio che ad opere realizzate, di un opportuno monitoraggio, essenziale per ricostruire il meccanismo di dissesto e valutare l'efficacia nel tempo dell'intervento di stabilizzazione realizzato.

Troppo spesso, soprattutto in anni recenti e a seguito della crisi che ha investito il settore dell'ingegneria civile e delle costruzioni, anche importanti enti pubblici hanno acquisito la mentalità di appaltare indagini geognostiche e sistemi di monitoraggio preoccupandosi del solo aspetto economico penalizzando le ormai poche società e laboratori che a prezzi più alti e magari poco competitivi sono in grado di eseguire indagini e prove garantendo dei risultati attendibili e pertanto effettivamente utilizzabili per la successiva progettazione. A questo riguardo il capitolo 4 sull'indagine geotecnica fornisce alcuni esempi sintomatici di come un'indagine malamente condotta ed eseguita può portare a fuorvianti risultati e ad inattendibili previsioni progettuali.

Nel presente capitolo vengono inoltre descritti, a scopo introduttivo, alcuni dei tipi più frequenti di dissesto e le più recenti acquisizioni per quanto concerne la frana del Vajont.

Si ritiene infatti che anche se la frana del Vajont costituisca una problematica molto particolare e sulla quale tuttora si ha un dibattito aperto in letteratura sulle effettive cause che l'hanno causata, essa possa comunque costituire un interessante esempio che va al di là della stessa frana e che ci permette di apprezzare gli enormi progressi che l'ingegneria geotecnica ha compiuto in questi ultimi trent'anni.

Al di là, infatti, di un rinnovato interesse che negli ultimi anni si è ridestato sulla frana del Vajont, in occasione anche dell'anniversario dei 35 anni dalla catastrofe, e che ha visto giornalisti ed anche attori impegnati a parlarne, si rischia di perdere l'aspetto tecnico, o meglio geotecnico dell'accaduto e cioè che i progettisti della diga ricorsero ai consulenti più competenti del momento, tra i quali il professore Müller al quale si fa risalire la paternità della meccanica delle rocce applicata alla progettazione delle grandi opere, i quali con le conoscenze e le metodologie di indagine e di monitoraggio di allora fecero il possibile per valutare il fenomeno di fatto arrivando a delle conclusioni che sottovalutarono la possibilità dell'evento catastrofico poi avvenuto.

Senza entrare nel merito di giudizi, ma solamente riepilogando tutti i dati acquisiti si può comunque affermare, inequivocabilmente, che oggi l'approccio al problema sarebbe stato completamente differente da quello adottato a quel tempo in quanto in tale campo, estremamente specializzato, sono stati fatti enormi passi avanti, in particolare modo per i metodi di analisi che sono stati largamente testati su un numero ormai significativo di casi; sulla base dei quali oggi l'ingegnere geotecnico ha conseguito una notevole confidenza nell'approccio del problema.

1.2. Alcuni dei tipi più frequenti di dissesto

Come noto, il territorio italiano è diffusamente caratterizzato da fenomeni di instabilità e, essendo stato sede di una civiltà millenaria e, nell'ultimo secolo, di un forte sviluppo industriale, presenta molte situazioni di versanti instabili e di frane che hanno minacciato direttamente centri abitati, attività industriali ed infrastrutture.

Tipici esempi sono rappresentati da centri storici costruiti su impervi rilievi rocciosi dell'Appennino poggiati su formazioni argillose ed argillitiche, da abitati ed infrastrutture situate al piede di ripide pareti rocciose e da movimenti profondi di versante.

Il centro abitato di San Leo in provincia di Pesaro, costruito su una placca rocciosa di forma quadrata della dimensione di circa 500 m per 600 m, è delimitato da pareti verticali alte fino a 100 m spesso in aggetto (vedi figura 1.1). La piastra rocciosa su cui sorge l'abitato è costituita da calcari ed arenarie e poggia sulle Argille Scagliose della Val Marecchia. Fin da tempi storici i crolli hanno minacciato il Forte e investito la strada e gli edifici sottostanti. La successione dei crolli sulla parete nella seconda metà di questo secolo può essere ricostruita dal confronto delle fotografie riportate in figura 1.2 e 1.3. Le fotografie di figura 1.2 si riferiscono al periodo che va dagli anni '30 fino al crollo avvenuto nel 1949. Le fotografie 1.3a e 1.3b sono state scattate rispettivamente nel 1962 e nel 1997.

La progettazione di qualsiasi intervento di consolidamento e stabilizzazione costituisce un arduo compito tenendo conto lo stato di fratturazione e l'interazione con il substrato deformabile sottostante. A prescindere da un intervento circoscritto realizzato sulla parete negli anni Sessanta, costituito da barre passive di lunghezza variabile tra i 3 ed i 12 m, la scelta dell'intervento complessivo di stabilizzazione e consolidamento della parete per arrestare il fenomeno si presenta particolarmente delicata in quanto l'adozione di sistemi attivi anche se poco pretesi può risultare controproducente mentre più idoneo può risultare il ricorso a barre e cavi passivi anche di lunghezza considerevole, la cui ubicazione va studiata in base alle condizioni geostrukturali della parete, abbinati ad iniezioni nelle fratture.

Occorre inoltre sottolineare come ogni futuro intervento da adottare deve garantire l'integrazione dell'intervento con il paesaggio naturale ed umano unico nel suo genere.



Figura 1.1. Città di San Leo, stampa del Mortier in cui è mostrata la "Porta di sotto", distrutta dalla frana del 1634

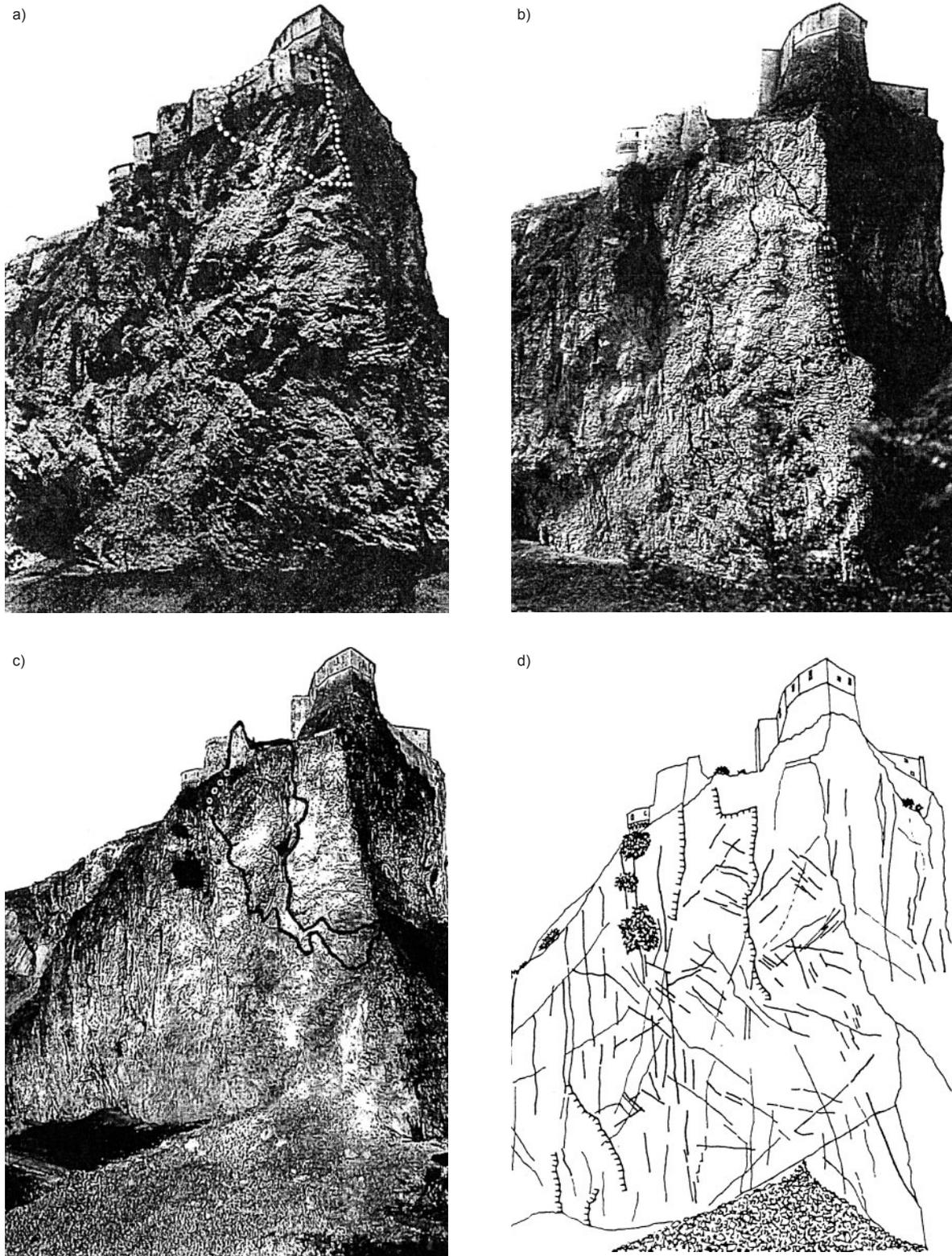


Figura 1.2. Città di San Leo, documentazione fotografica delle spigolo sud-est: (a) negli anni Trenta; (b) prima del 1949; (c) nel 1949; (d) principali discontinuità

Per quanto riguarda i fenomeni di deformazione lenta di alti versanti rocciosi, essi sono stati già osservati da molti decenni sia nella regione alpina che nelle catene occidentali dell'America Settentrionale. In particolare Zischinsky introdusse il termine "sackung" per indicare fenomeni di instabilità con prevalenza di deformazioni distribuite entro l'ammasso roccioso. Numerosi casi riportati nella letteratura

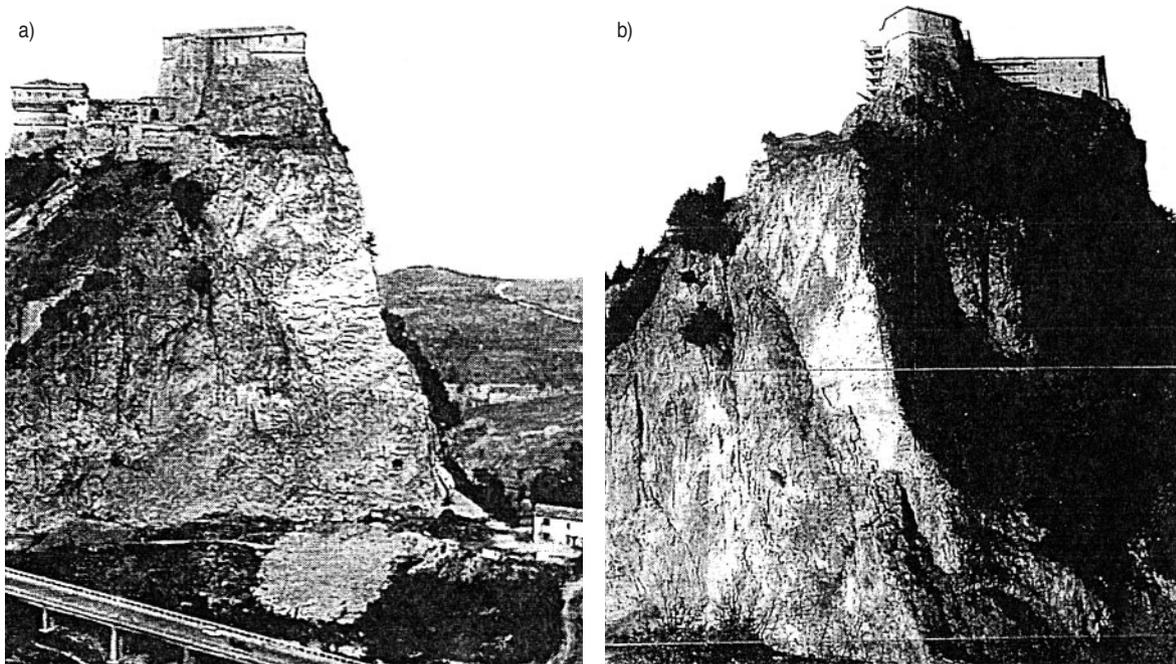


Figura 1.3. (a) Fotografia scattata nel 1962, nella quale sono visibili due crolli nella parte bassa delle pareti sud ed est; (b) fotografia attuale con in primo piano il giunto su cui dopo il 1962 è scivolato un cuneo in direzione degli edifici. Si nota anche l'apertura della discontinuità che ha delimitato i crolli precedenti

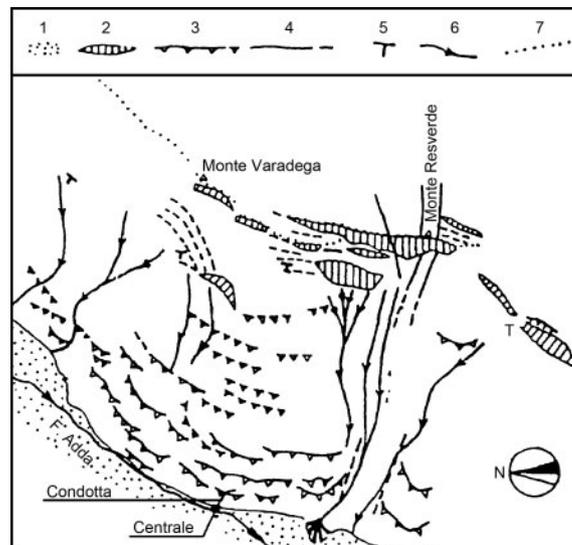


Figura 1.4. Situazione geomorfologica e strutturale ricavata dall'esame delle foto aeree. 1) copertura alluvionale; 2) principali piani di movimento in esposizione; 3) orli di terrazzo; 4) linee di frattura principali; 5) giacitura delle scistosità; 6) impluvi principali; 7) crinale del versante

mettono in evidenza la varietà di comportamento dei lenti movimenti di versante e la difficoltà di analizzarne i meccanismi, anche in dipendenza della difficoltà operativa di mettere in opera della strumentazione che consenta di ricostruire in modo completo il comportamento cinematico in profondità. Uno degli elementi che più sorprendono, in molti casi di fenomeni deformativi profondi, è l'apparente costanza della velocità media del fenomeno, registrata talora per 30 ÷ 50 anni. Molti sono gli esempi di versanti alpini nei quali tali fenomeni di instabilità hanno minacciato importanti opere di ingegneria. Un esempio particolarmente interessante riguarda il "sackung" situato nella catena montuosa tra la valle dell'Adda e la valle dell'Oglio. La figura 1.4 mostra la situazione geomorfologica e strutturale ricavata dall'esame delle foto aeree dalla quale si possono osservare gli elementi morfologico-strutturali più tipici dei fenomeni di "sackung". Lungo il versante valtellinese è possibile osservare per una lunghezza di 15 km fronti di dislocazione e controsarpe, trincee, raddoppi delle creste.

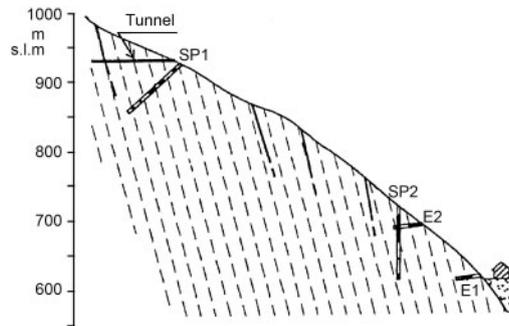


Figura 1.5. Sezione del versante sopra la centrale di Grosotto. Sono indicati i sondaggi esplorativi e le fasce di taglio (in nero)

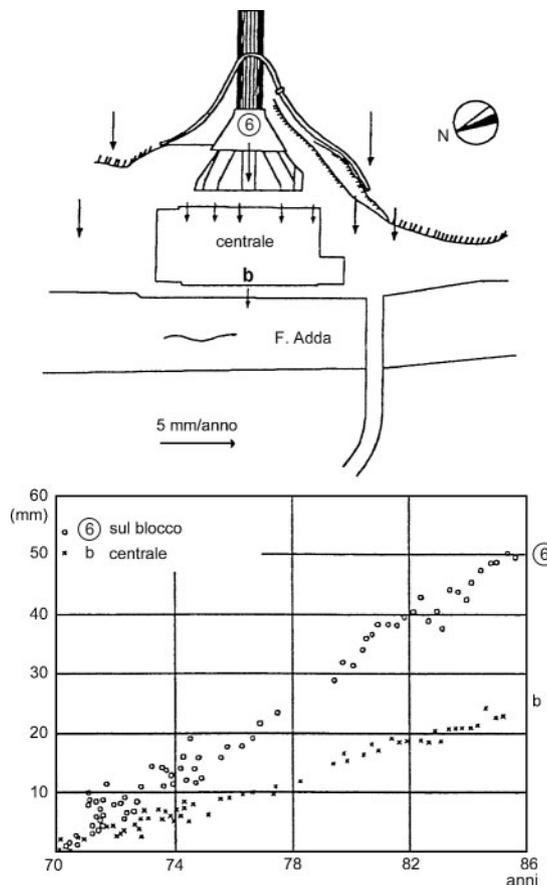


Figura 1.6. Spostamenti alla base del versante in corrispondenza della centrale di Grosotto

Sul versante era stata costruita, circa 80 anni fa, una condotta forzata che, con riferimento alla figura 1.5, percorre la parte inferiore del versante valtellinese tra la centrale di Grosotto nella piana dell'Adda e lo sbocco della galleria di derivazione (a quota 930) che penetra per circa 100 m all'interno del versante, correndo parallela al versante stesso.

Fin dall'inizio dell'entrata in funzione dell'impianto si ebbe il graduale manifestarsi di danni alla centrale, alla condotta ed alla galleria di derivazione. Nel 1971 venne installato un sistema di controllo topografico. L'osservazione protrattasi per un lungo periodo di tempo ha permesso di accertare (vedi figura 1.6) che la parte inferiore del versante si muove con una velocità di circa 35 mm/anno trascinando con sé la condotta e spingendola contro la struttura della centrale provocando gravi danni alla struttura e causando seri problemi all'utilizzo dell'impianto stesso. Occorre evidenziare che, come in tanti altri casi, non sia stato possibile avere dati quantitativi sulla distribuzione delle deformazioni in profondità entro l'ammasso roccioso in corrispondenza della condotta forzata, in quanto in tali casi occorre eseguire delle perforazioni molto profonde con problemi legati alle deviazioni

della verticale e difficoltà di installazione degli inclinometri che possono accrescere notevolmente gli errori strumentali oltre agli elevati costi di installazione e alle connesse difficoltà di messa in opera, specialmente su ripidi ed impervi versanti.

1.3. La frana del Vajont

1.3.1. Introduzione

La frana del Vajont rappresenta uno dei disastri più gravi mai occorsi nella storia. Il 9 ottobre 1963, infatti, una frana di enormi proporzioni, staccatasi dal monte Toc, si abbatté sul lago artificiale creando una enorme onda che, trascinando la diga del Vajont, distrusse e, letteralmente, polverizzò il paese di Longarone causando più di 2000 morti.

Relativamente a molti aspetti il disastro risulta unico. Da un punto di vista esclusivamente ingegneristico, la disgrazia ha rappresentato un tributo ai progettisti della diga, la quale resistette a delle forze di eccezionale entità e assolutamente imprevedibili; dal punto di vista geologico, il disastro ha rappresentato un drammatico esempio di basilari carenze di valutazione e di giudizio, in quanto importanti decisioni vennero prese con dati geognostici carenti, relativamente alla valutazione dei rischi dell'area e del sito connessi con la costruzione della diga e la presenza di un enorme bacino artificiale.

I dati fondamentali posso essere così riassunti:

1. La frana ha interessato una delle dighe più alte al mondo (267 m di altezza), la quale non ha subito alcun danno sia per quanto riguarda il corpo diga sia per le spalle della fondazione.
2. La catastrofe fu dovuta alla sfavorevole combinazione di diverse cause relativamente al contesto geologico, alla morfologia della valle con ripide pareti a V, alla presenza di una preesistente faglia/vecchio piano di scorrimento, e alle sottopressioni interstiziali indotte dalla presenza del serbatoio.
3. Le forze che attivarono la frana si manifestarono interamente su tutta l'area interessata dalla frana, della lunghezza di 1.8 km e della larghezza di 1.6 km.
4. Il volume della frana è stato valutato in $270 \cdot 10^6 \text{ m}^3$, costituito prevalentemente da roccia.
5. L'improvvisa, tremenda, rottura del pendio creò un enorme spostamento d'aria e, combinato con la massa interessata dal movimento franoso, causò la tracimazione della diga con un'onda di altezza stimata sui 125 m. La catastrofe, dal momento del distacco della frana alla completa distruzione avvenuta a valle della diga, avvenne nel breve spazio di 7 minuti.
6. Il serbatoio fu completamente riempito con il materiale della frana per una lunghezza di 1.8 km, fino ad una altezza di 150 m al di sopra del livello del serbatoio, in un tempo compreso fra i 30 ed i 45 secondi. Inoltre la massa interessata dal movimento dello spessore di 250 m, si mosse orizzontalmente di 400 m, letteralmente saltando il serbatoio, e di 80 metri lateralmente, muovendosi fino a raggiungere il lato opposto del canyon per 140 m.
7. La frana produsse delle scosse che vennero registrate fino a Vienna e Bruxelles.

Le informazioni di seguito riepilogate sulle cause che causarono la frana sono riprese dagli articoli di Kiersch del 1964 e 1965, il quale investigò la zona del disastro subito dopo la disgrazia; e dalla successiva analisi dei dati disponibili relativamente alle indagini in sito ed in laboratorio, effettuata da molti ricercatori negli anni 1964-68, e pubblicata da Hendron e Patton. Questi studi costituiscono un interessante esempio di un moderno approccio ad una analisi a ritroso di un fenomeno franoso.

1.3.2. Aspetti generali

Gli studi geologici e geotecnici condotti, successivamente alla frana, negli anni 1977-1982, hanno fornito un nuovo inquadramento delle condizioni geologiche generali e più in particolare di quelle relative alla presenza del bacino artificiale sui versanti della valle, che ha causato il collasso del pendio.

Le indagini addizionali condotte successivamente alla frana hanno riconfermato alcuni aspetti geologici critici, evidenziati da alcuni studiosi (Kiersch, 1964) e sottovalutati da altri esperti europei (Müller, 1964 e Broili, 1967) relativamente:

- all'importanza della presenza di intercalazioni argillose e di vere e proprie lenti, molto estese, nelle rocce appartenenti al Malm e al Cretaceo (vedi Frattini et al., 1964 e Semenza, 1966-67) e alla loro associazione con dei piani di scorrimento;
- alla presenza di calcari suscettibili di dissoluzione, a causa dello scorrimento dell'acqua di infiltrazione lungo le fratture ed i piani di stratificazione, che hanno prodotto un sistema di aperture comunicanti in grado di essere influenzato dal livello dell'invaso e dalle variazioni della falda dovute alle condizioni esterne.

L'analisi a posteriori delle cause della frana ha evidenziato l'importanza e la criticità di un corretto inquadramento geologico basato su studi e rilevamenti del sito in oggetto condotti da geologi di grande esperienza, in grado di riconoscere gli aspetti effettivamente critici e di fornire, conseguentemente, i necessari dati di base per l'iter progettuale che porta alla costruzione dell'opera.

Per esempio, il 9 ottobre 1963, la frana avvenne lungo una preesistente preistorica superficie di rottura ed una faglia che ha delimitato il bordo orientale della frana stessa. Queste caratteristiche strutturali non vennero adeguatamente investigate ed esplorate e conseguentemente non vennero debitamente considerate dagli studi effettuati negli anni 1960-61.

Le indagini effettuate a posteriori per determinare le specifiche caratteristiche geologiche del sito in oggetto e l'analisi a posteriori delle possibili cause della frana del Vajont hanno evidenziato l'importanza fondamentale della interdipendenza fra le significative osservazioni geologiche e le valutazioni ed implicazioni progettuali.

Numerose caratteristiche geologiche e strutturali dell'area, riportate ad esempio da Kiersch (1964), risultarono particolarmente critiche e furono fra le cause principali della frana accorsa.

La loro importanza fu sottolineata da Hendron A.J. e Patton F.D. (1985):

- l'occorrenza di intercalazioni, di strati sottili e di lenti argillose attraverso le stratificazioni dei calcari del Cretaceo-Malm e l'estesa associazione di argille con le zone di rottura furono ben documentate (vedi figura 1.7 e 1.8);
- l'occorrenza di aperture, in corrispondenza dei piani di stratificazione della massa interessata dalla frana, causate dalla dissoluzione dei calcari per scorrimento dell'acqua e la presenza di rocce cariche che affiorano chiaramente a monte della zona interessata dalla frana, sono state chiaramente descritte (vedi figura 1.7, 1.8 e 1.9);
- i livelli della falda indotti dalla presenza del serbatoio aumentarono l'effetto di alleggerimento e l'entità delle pressioni idrostatiche all'interno della massa instabile e contribuirono alla loro instabilità. La presenza di intercalazioni argillose e di argilliti aumentarono il potenziale sviluppo di locali sottopressioni interstiziali e contribuirono all'instabilità. Inoltre si creò un sistema di falde artesiane su più strati, in accordo con i primi studi effettuati (Lo K.Y., Lee C.F. e Gelinis P., 1971 e Hendron A.J. e Patton F.D., 1985).

Il sospetto piano di rottura di una frana preistorica e le conseguenti associate condizioni non furono adeguatamente investigate; nel 1960-1961 le indicazioni ottenute dai carotaggi dei sondaggi eseguiti e dai cunicoli esplorativi non furono adeguatamente comprese e valutate. Evidentemente in tale fase dello sviluppo del progetto mancarono persone di esperienza in grado di fornire un maturo giudizio sulle effettive condizioni geologiche del sito. Per esempio, il basso o nullo valore della percentuale di carotaggio implicava la presenza di rocce tenere, argille, cavità, e roccia estremamente fratturata associata a zone di faglia (assumendo che le perdite non fossero attribuibili all'effetto meccanico della perforazione); tuttavia, le conseguenti decisioni geologiche non tennero in debito conto le effettive condizioni riscontrate dalle indagini.

Un altro esempio a questo riguardo è relativo al fatto che un cunicolo esplorativo effettuato nel 1961 attraversò una zona di taglio di notevole spessore (descritta come roccia milonitizzata) che l'indagine geognostica, effettuata dopo la frana, permise di verificare come appartenente ai piani di scorrimento di una vecchia frana.

La mancanza di acqua in questo cunicolo influenzò inoltre un'altra decisione (Müller, 1961 e 1964) e cioè che non fosse pratico stabilizzare la frana mediante un cunicolo drenante. Successivamente,

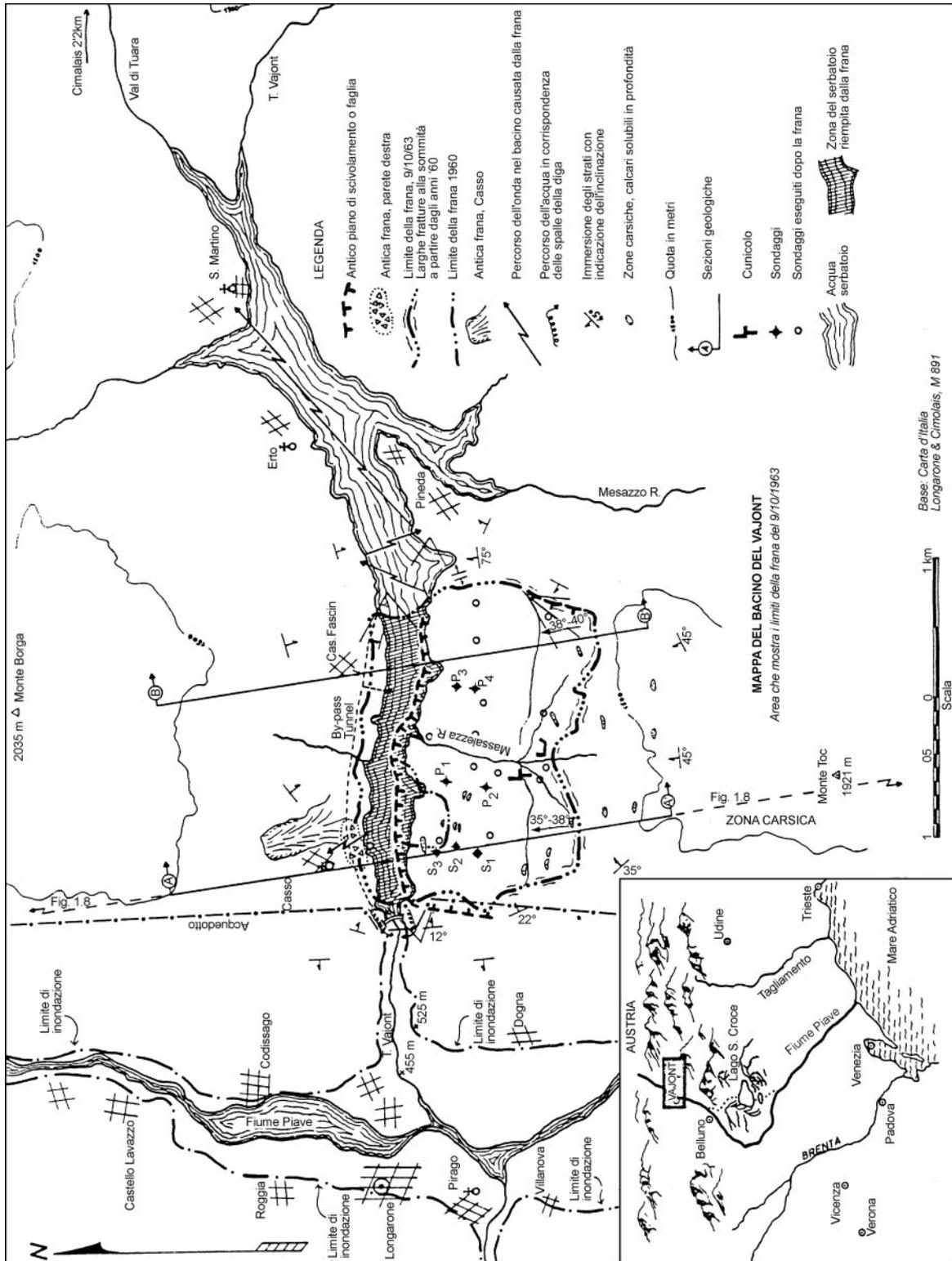


Figura 1.7. Carta dell'area del bacino del Vajont con indicati i limiti della frana del 9 ottobre 1963 ed i suoi effetti sui luoghi circostanti. Sono inoltre indicate le precedenti frane, le faglie, le principali caratteristiche geostrutturali e alcune delle indagini effettuate (Kiersch, 1964)

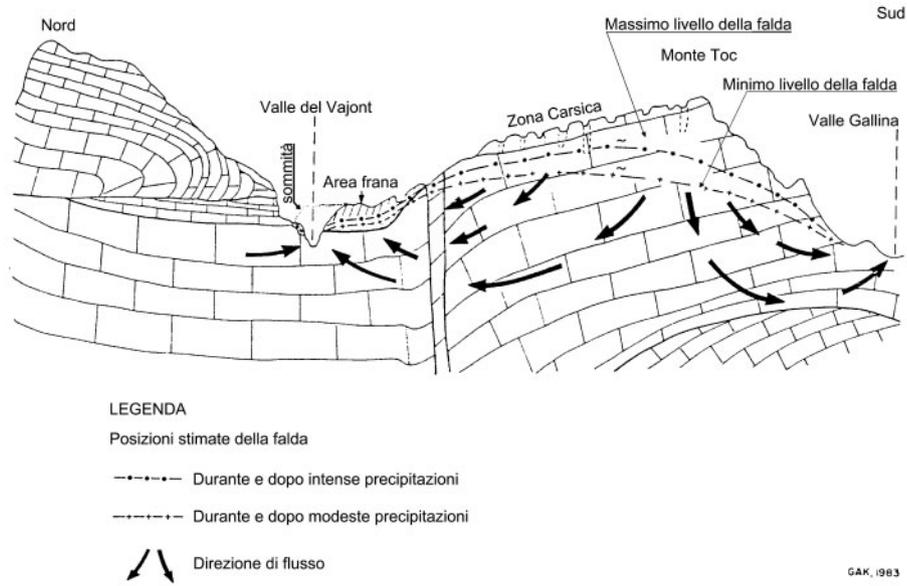


Figura 1.8. Geologia regionale. Sezione geologica schematica dell'area della frana del Vajont, comprendente la contigua valle Gallina, a sud, il monte Toc, appartenente alla valle del Vajont, ed il monte Borg a nord. Sono inoltre indicate le aree caratterizzate dalla presenza di rocce carsiche, le principali caratteristiche strutturali, e la posizione della falda sia nelle condizioni naturali (livello basso) sia per effetto di intense precipitazioni e per la presenza dell'invaso (livello alto), (Patton, 1982)

studi e rilievi di campo hanno mostrato come i notevoli apporti d'acqua meteorica superficiale sui versanti del monte Toc spariscono a monte del cunicolo ed in prossimità del piano di rottura, e ciò spiega perché non si hanno evidenze di filtrazione attraverso il piede del piano di scorrimento.

Una prima spiegazione per la frana occorsa, nel novembre 1963, implicava che la frana fosse dovuta esclusivamente alla forza della natura e che non potesse pertanto essere prevista o valutata. Tuttavia lo scenario geologico, la storia della frana, i movimenti anomali poterono essere esaminati in termini quantitativi, e furono evidenti a molti investigatori.

La mancanza di una guida geologica matura, a partire dalle prime fasi progettuali, era parimenti emersa durante il processo tenutosi nel 1969 per stabilire le responsabilità del disastro. La corte accettò la testimonianza di Nino A. Biadene, Direttore della Società Adriatica di Elettricità (SADE), che affermò come una delle maggiori cause della tragedia fu dovuta alle inadeguate ed errate informazioni geologiche (ENR, 1969).

Uno dei maggiori contributi geologici delle analisi effettuate a posteriori sulla frana del Vajont, realizzate negli anni 1978-82, è stata la pubblicazione dei dettagli relativi ai rilievi geologici-geostrutturali effettuati da Giudici e Semenza negli anni 1959-1960 (Giudici F., Semenza E., 1960). Questi primi rilievi (non disponibili nel 1963) indicarono l'evidenza della presenza di un antico piano di scorrimento (che risaliva a più di 10.000 anni fa) esteso a grande scala lungo la parete sinistra della gola e situato all'interno del futuro invaso (vedi figura 1.10). Una prima conferma al sospetto della presenza di una antica frana venne cercata, nel 1959, mediante una indagine geofisica; a questo riguardo il prof. Pietro Calori concluse che le pareti in sinistra del canyon erano costituite da "roccia in posto" e stabile. Questa opinione, basata su approssimativi ed indiretti dati, sfortunatamente suggerì alla SADE di confidare che i versanti del serbatoio fossero stabili.

Tuttavia il geologo Semenza mantenne la sua preoccupazione, e ulteriori studi fornirono forti indicazioni relativamente alla presenza di una antica superficie di rottura sul versante sinistro del futuro invaso.

Conseguentemente tre sondaggi vennero eseguiti nel 1960 per meglio localizzare la zona e valutarne la rilevanza per il progetto (S1 della lunghezza di 172 m, S2 della lunghezza di 71 m ed S3 della lunghezza di 105 m). Tutti e tre i sondaggi ottennero una percentuale di recupero molto bassa e terminarono in roccia estremamente fratturata con conseguente franamento del foro, probabilmente indicazione di una roccia estremamente tettonizzata. Ciononostante il consulente geotecnico arrivò

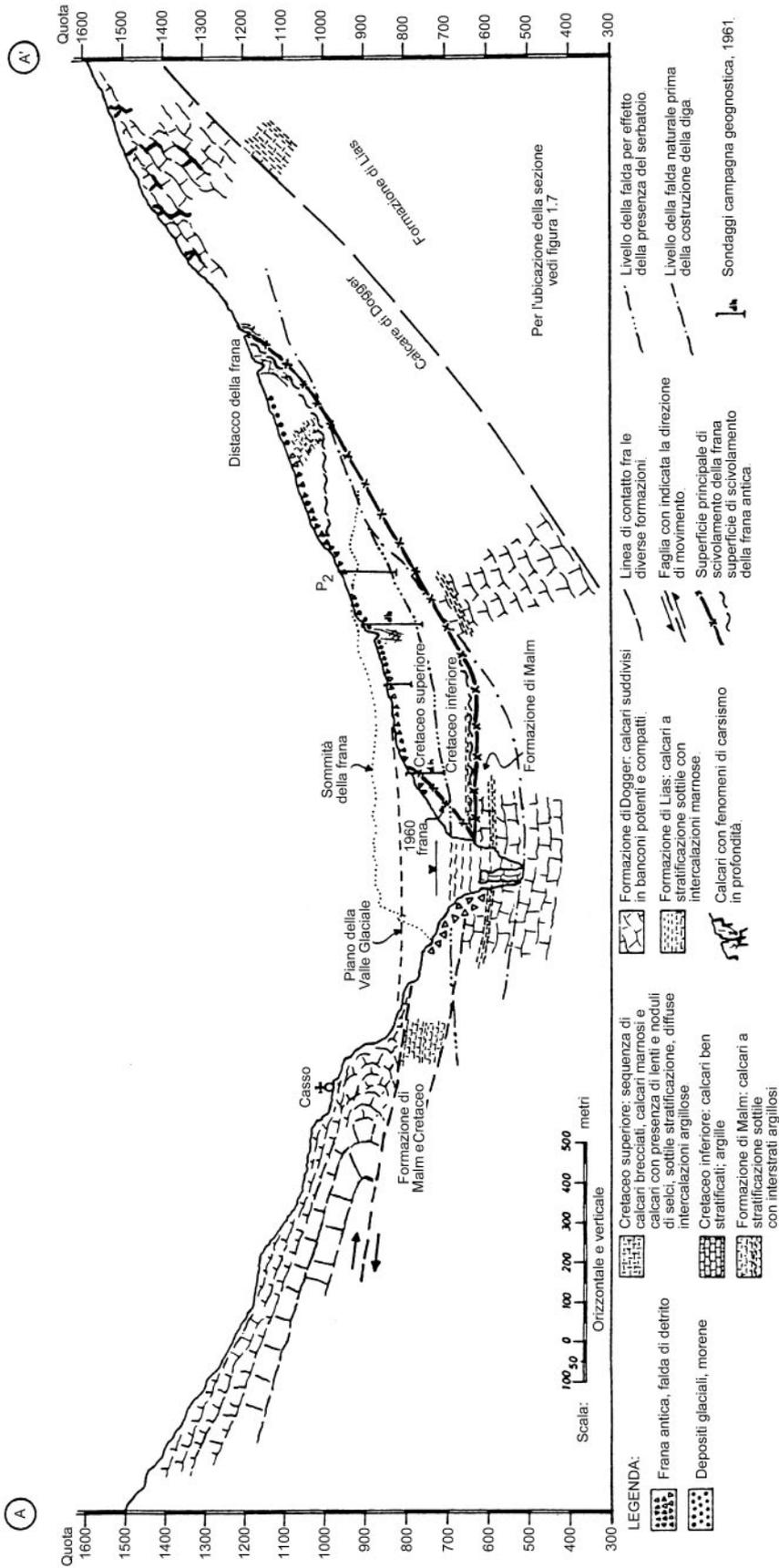


Figura 1.9. Sezione geologica A-A, con indicata: (a) la localizzazione del piano della frana del 1963; (b) il precedente piano relativo alla frana del 1960; (c) il piano della frana antica; (d) i livelli della falda prima e dopo l'invaso; (e) le principali formazioni rocciose e le unità critiche; (f) le generali caratteristiche del materiale, costituente la frana; che ha colmato la valle del Vajont (Kiersch, 1963)

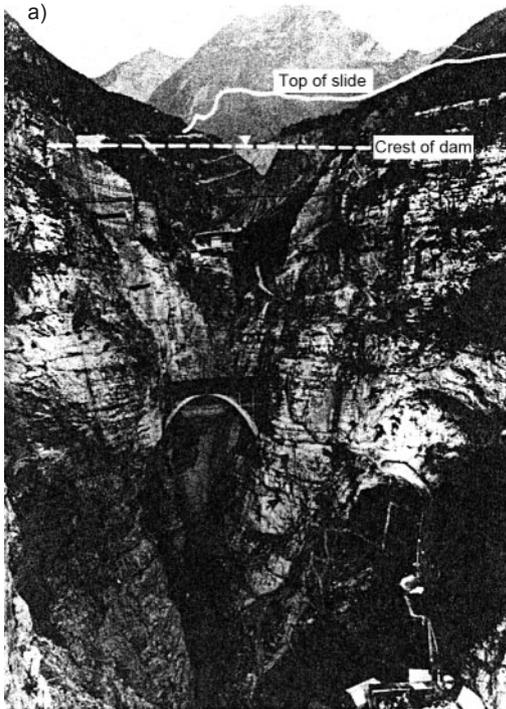


Figura 1.10. (a) Vista del canyon del Vajont prima della diga; è possibile notare la spettacolare forma a V della valle erosa dal fiume nei calcari e le caratteristiche topografiche dell'area del bacino. Sono mostrate la cresta della diga e la sommità della frana del 1963 (Kiersch, 1964); (b) Vista del serbatoio dalla cresta della diga nel 1961, con evidenziata la frana del 1960 e l'antico piano di frana (riattivato dalla frana del 1963)



alla conclusione che non vi era evidenza di una frana preesistente e che il versante era stabile. Müller paragonò i movimenti osservati a quelli di un ghiacciaio con velocità nulla alla base e che aumenta progressivamente nella parte più elevata; tale interpretazione influenzò notevolmente l'errata convinzione di poter controllare i successivi grandi spostamenti avvenuti nel 1963 prima della frana.

1.3.3. Inquadramento geologico

ROCCE DELL'AREA

La regione del Vajont è caratterizzata dall'affioramento di rocce sedimentarie appartenenti al medio Giurassico e al Cretaceo superiore, come mostrato nelle figure 1.8 e 1.9. La colonna stratigrafica comprende calcari o dolomie alternate con strati marnosi con intercalazioni argillose. Le principali unità, partendo dalle più antiche fino alle più recenti, sono:

- Calcari del Lias con strati calcarei sottili ed intercalazioni marnose di potenza compresa fra 80 e 100 m.
- Calcari/Dolomiti appartenenti al Dogger, suddivisi in banconi potenti e compatti, presenza di calcari oolitici, intensamente fratturati, localmente permeabili e porosi per effetto dell'azione dell'acqua; la potenza è di circa 350 m ed ha interessato le fondazioni della diga ad arco.
- Calcari di Malm, con strati calcarei sottili, marnosi, ricchi di selce nera e con interstrati argillosi; la potenza è compresa fra 23 e 25 m.
- Calcari mediamente stratificati appartenenti al Malm Superiore e al Cretaceo Inferiore, compatti, con presenza di selce e di interstrati argillosi, unità di roccia tenera della potenza compresa fra i 40 ed i 56 m.
- Cretaceo inferiore: calcare marnoso con intercalazioni di argilla verde; in alcune zone presenza di roccia tenera, intensamente fratturata, di potenza compresa fra i 40 ed i 60 m. In tale formazione sono risultati compresi i piani di scorrimento.
- Cretaceo superiore: sequenza di calcari brecciati, calcari marnosi e calcari con presenza di lenti e noduli di selci, sottile stratificazione, diffuse intercalazioni argillose.

Il piano della frana del 1963 è localizzato entro le unità marnose appartenenti al Cretaceo Inferiore (vedi figura 1.9). Una dettagliata descrizione della colonna stratigrafica e una suddivisione delle formazioni individuali in unità distinte è basata sul lavoro di Semenza (1966-67), Rossi et al. (1965) e Carloni et al. (1964) ed un riepilogo è stato riportato da Hendron e Patton (1985).

STUDI A POSTERIORI EFFETTUATI NEGLI ANNI 1963-85

Una estesa indagine geognostica è stata effettuata nell'area del sito a partire dal 1963, includendo rilievi di superficie, 100 sondaggi, trincee esplorative, cunicoli esplorativi, prove di laboratorio e modelli fisici. L'estesa campagna di indagini, effettuata dal 1964 al 1970, ha fornito elementi addizionali ed una dettagliata evidenza su alcuni aspetti specifici del sito, come compiutamente descritto da Müller, Rossi e Semenza, Semenza, Broili, mentre Selli, Trevisan, Carloni e Mazzanti, e Ciabatti hanno fornito documentazione sui dati sismologici e sulla valutazione dinamica della frana. I punti pertinenti ed i dettagliati contributi di ciascun investigatore sono stati riportati da Hendron e Patton (1985) al quale si rimanda.

INTERCALAZIONI ARGILLOSE E STRATI

La caratteristica più significativa e rilevante, alla scala del fenomeno franoso, della colonna stratigrafica, è la presenza e continuità delle intercalazioni argillose. Tale aspetto inizialmente riportato (vedi ad esempio Kiersch, 1964) è stato successivamente enfatizzato come particolarmente critico per la stabilità del versante. Una dettagliata discussione sulla presenza di tali intercalazioni argillose, sulla loro localizzazione stratigrafica e areale, sulla continuità, lo spessore, le associate caratteristiche strutturali a piccola scala, le proprietà fisiche, e la composizione mineralogica, è data da Hendron e Patton (1985).

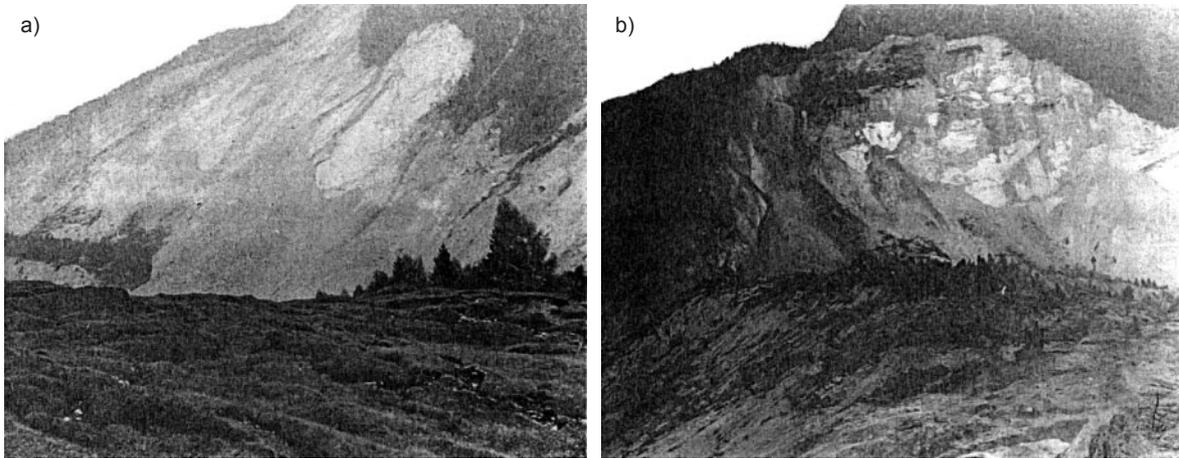


Figura 1.11. (a) Vista generale della parte occidentale del piano principale della frana, da un punto di vista al di sopra della diga; (b) Vista generale della parte orientale del piano principale di frana. Da notare al margine est la presenza di una faglia (più in dettaglio la si può notare nella figura 1.13). L'argilla associata con la superficie di rottura (biancastra) e la conformazione a blocchi della superficie di rottura sono chiaramente identificabili (Kiersch, 1963)

I principali piani di scivolamento sono caratterizzati dalla presenza di argille sedimentarie e, probabilmente, anche da argille di origine meccanica (vedi figura 1.11). Lo spessore e la frequenza delle intercalazioni argillose diminuisce al di sotto della superficie di rottura. I sondaggi effettuati dopo la frana dall'ENEL, hanno intercettato detriti argillosi, livelli ed intercalazioni argillose e in un foro (S6C) 4 metri di argilla con frammenti rocciosi alla base della massa franata. Chiaramente, con le maggiori superfici di scivolamento, sono associati molteplici strati argillosi.

1.3.4. *Eventi e caratteristiche che hanno influenzato la stabilità dei versanti del serbatoio*

EVENTI GEOLOGICI

La regione del Vajont è stata modificata da numerosi eventi durante i tempi geologici, i quali hanno prodotto, in differenti maniere, un decadimento delle proprietà geomeccaniche delle rocce del serbatoio. Conseguentemente il sito è un caso ideale per illustrare alcuni dei potenziali problemi relativi alla presenza di un serbatoio.

1. La regione fu sottoposta alle forze orogenetiche che avvennero a metà del Terziario. Le rocce sedimentarie (vedi figura 1.8) furono deformate in una serie di pieghe aventi asse in direzione est-ovest con associate delle pieghe faglie. Più tardi, delle pieghe trasversali hanno raddrizzato (vedi figura 1.9) gli strati verso est lungo l'asse della sinclinale di Erto (all'interno dell'attuale zona interessata dalla diga e dal serbatoio). Una ripida piega monoclinale sul bordo a sud della sinclinale di Erto forma una caratteristica sella piatta che costituisce un'importante caratteristica dell'area particolarmente rilevante per l'area della frana (vedi figura 1.9).
2. La sinclinale asimmetrica di Erto divenne il sito naturale dell'antico fiume del Vajont. L'erosione della valle più esterna iniziò prima del tardo periodo Terziario e, probabilmente, una prima fase nei fenomeni di dissoluzione dei calcari iniziò anch'essa allora.
3. Durante il Pleistocene, i ghiacciai furono attivi nell'erosione delle sponde più esterne della valle (vedi figura 1.12). Per effetto dello scarico tensionale causato dall'erosione dei ghiacciai e non riequilibrato da alcuna forza esterna si sono formati degli estesi giunti di trazione, circa paralleli alle pareti più esterne della valle.
4. Negli ultimi 18.000 anni, i ghiacciai sono scomparsi dai versanti più esterni della valle del Vajont, e l'erosione, causata dal fiume Vajont, è stata rapida. Oggi, il canale formato dall'erosione del fiume ha raggiunto una profondità di 300 m al di sotto della valle glaciale. Il canyon più interno è stato modellato così rapidamente che lo stato tensionale originario presente all'interno dell'ammasso roccioso non si è completamente modificato per tenere conto delle nuove condizioni al contorno, come riscontrato durante l'esecuzione degli scavi effettuati per le fondazioni della diga.

5. Il cambiamento del livello naturale della falda, dai versanti più esterni a quelli più interni (vedi figura 1.12), ebbe come effetto quello di aumentare l'azione di dissoluzione nei calcari e nei livelli marnosi più superficiali.

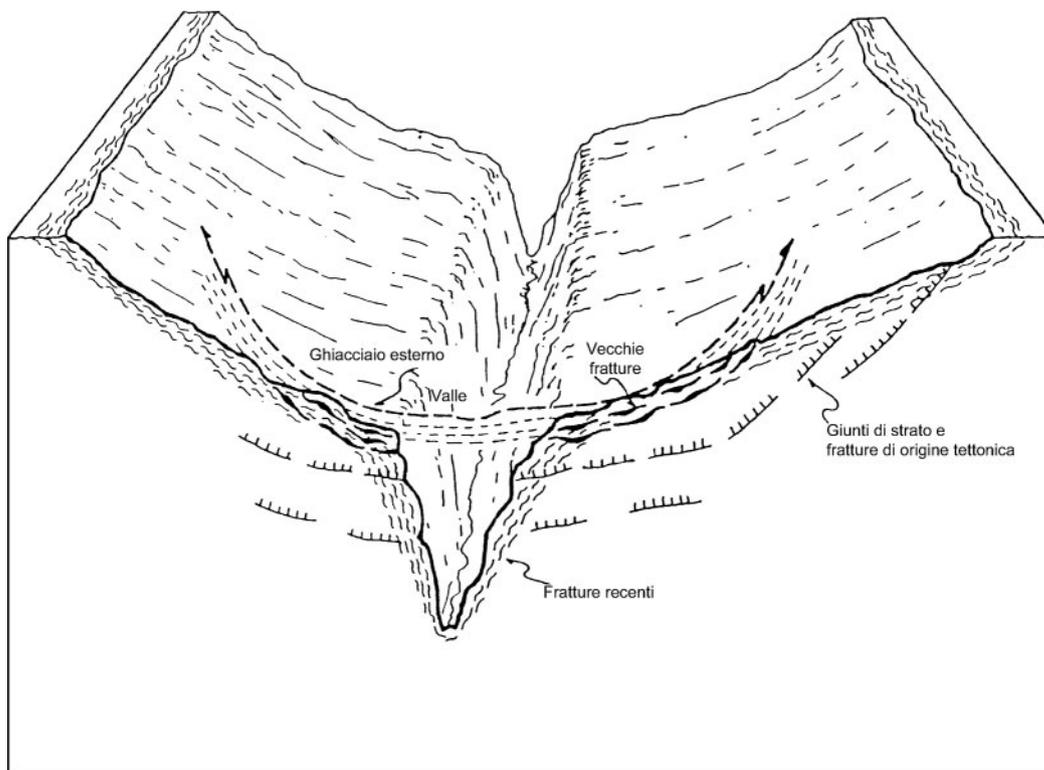


Figura 1.12. Modello con indicati i giunti e le fratture prodottesi per effetto dello scarico tensionale dovuto alla scomparsa del ghiacciaio, in corrispondenza delle pareti più esterne della valle, e all'erosione operata dal fiume Vajont nelle pareti più interne relative alla valle a V. I giunti dovuti allo scarico tensionale hanno contribuito alla fratturazione e all'indebolimento delle pareti del canyon (Kiersch)

6. Nei tempi preistorici, una grande frana è avvenuta lungo il margine a sud della valle più interna del Vajont dal sito diga fino a Pineda. A quel tempo le rocce interessate dalla successiva frana del 1963 furono deformate, piegate, fratturate e l'antico alveo del fiume venne completamente sbarrato. Alcuni resti di questa massa franata sono oggi presenti sulla parete destra del canyon dell'attuale alveo in prossimità della diga (vedi figure 1.7, 1.8 e 1.9). Antiche frane, un po' ovunque nella valle, furono piuttosto frequenti come ad esempio quella prossima a Casso (vedi figura 1.7).
7. Una frana preistorica simile si ebbe nella valle del Piave e formò il lago di Santa Croce modificando il percorso del fiume Piave, nel tratto compreso fra Belluno e Venezia (vedi figura 1.7).
8. In un periodo molto più antico sembrerebbe si siano avute delle faglie (scollamenti) che hanno interessato l'area dell'antica frana, con spostamenti, nella medesima zona, delle intercalazioni argillose, come, ad esempio, nella faglia che delimita l'area della frana del 1963 sul margine orientale (vedi figura 1.7).

CARATTERISTICHE STRUTTURALI INERENTI E SFORZI RITENUTI DALL'AMMASSO ROCCIOSO

Le giovani montagne a pieghe della regione del Vajont hanno conservato una parte degli sforzi tettonici che hanno deformato la colonna stratigrafica. Inoltre, mentre l'erosione operata dal fiume nella valle progrediva si è formato un sistema di giunti di trazione sia al di sotto del fondo valle sia in corrispondenza delle pareti più esterne della valle (vedi figura 1.12). Questa riduzione delle tensioni ha creato una zona di roccia con caratteristiche geomeccaniche più scadenti, altamente fratturata e stratificata di circa 100 m di spessore, il fenomeno è stato inoltre più accentuato dalla naturale inclinazione delle unità rocciose. Al di sotto, la roccia indisturbata è caratterizzata da relativamente elevati valori della tensione originaria.

La rapida erosione della valle più interna ha causato la formazione di una seconda famiglia di giunti di trazione paralleli alle pareti del canyon. Le due famiglie di giunti, una più recente e una più antica, si intersecano e si sovrappongono in corrispondenza della parte superiore della valle (vedi figura 1.12).

EVENTI STORICI RECENTI

Numerosi recenti eventi hanno preceduto la frana del 9 ottobre:

1. Una frana di 700.000 m³ avvenne sulla sponda sinistra del serbatoio vicino alla diga (figura 1.7 e 1.11b) il 4 novembre 1960. Questo movimento fu accompagnato da fenomeni di “creep” estesi su un’area molto più estesa, e una famiglia di giunti di trazione è apparsa, per la prima volta, nella zona a monte della frana. Queste fratture (figura 1.7) delinearono infine i limiti della frana del 1963.
2. Come precauzione dopo la frana avvenuta nel 1960, il serbatoio fu limitato alla quota massima di 680 m s.l.m., e un reticolo di stazioni geodetiche su pilastri di calcestruzzo venne installata attraverso l’area di potenziale instabilità per misurare ogni possibile movimento. Inoltre venne costruita, come precauzione, una galleria di “bypass” sulla sponda destra (vedi figura 1.7); nel caso che una frana potesse sbarrare il percorso del fiume.
3. La potenziale area della frana fu esplorata, nel 1961, mediante quattro sondaggi (P1, P2, P3 e P4), spinti fino a profondità comprese fra 170 e 200 m, e un cunicolo esplorativo di piccole dimensioni; in due sondaggi furono inoltre installati dei piezometri. Da tali indagini non si ebbe conferma della presenza di un piano di scorrimento; tuttavia venne identificata una zona di taglio. Non avendo trovato acqua nei cunicoli si arrivò alla errata conclusione che non potesse essere efficace stabilizzare il pendio mediante opere di drenaggio.
4. Il fenomeno di deformazione lenta del versante sinistro del serbatoio, nel periodo compreso fra il 1960 ed il 1963 fu descritto da Müller come un movimento caratterizzato da movimenti fino a 25-30 cm alla settimana (occasionalmente), associato a locali scosse; questo effetto di scarico tensionale era stato localizzato ad una profondità compresa fra 50 e 500 m. La massa rocciosa interessata da tale fenomeno di “creep” fu stimata in 200 milioni di m³.
5. Durante la primavera e l’estate del 1963, la potenziale area di frana mostrò un movimento di 1 cm per settimana, valore medio di spostamento a partire dalla frana del 1960.
6. A partire dal 15 settembre, si notò che alcune stazioni geodetiche si muovevano di 1.2 cm per giorno, successivamente il 26 settembre si ebbero spostamenti di 2.2 cm per giorno e 4 cm per giorno il 2-3 ottobre. Tuttavia, alcuni osservatori ritennero che solamente alcuni blocchi isolati si muovessero per fenomeni di “creep”, sulla base dell’interpretazione del 1961 (movimento della frana assimilato a quello di un ghiacciaio), e non sospettarono che l’intera massa fosse in movimento. Una eccellente dettagliata ricostruzione del movimento di tali blocchi attraverso il versante, e il movimento relativo di ciascuno, è stata fornita da Hendron e Patton.

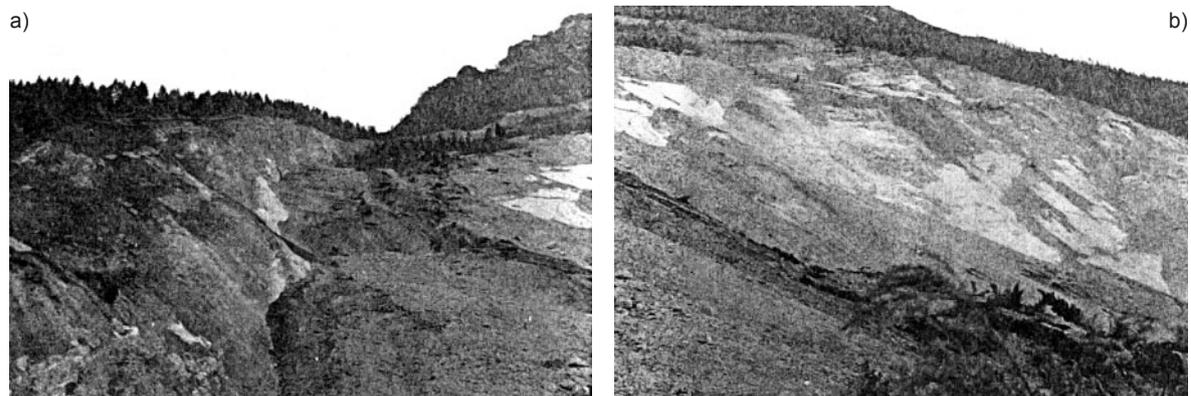


Figura 1.13. (a) Limite orientale della frana del 1963, il quale coincide con una zona tettonica preesistente. La fotografia è stata scattata da un punto prossimo al limite meridionale, come mostrato in figura 1.7. Il piano di rottura cambia nella direzione est-ovest come indicato nell’angolo a destra della fotografia e la sua continuazione è mostrata nella parte b della figura; (b) Porzione orientale del piano principale della frana, orientato verso sud-est. Da notare il materiale argilloso, gli strati associati con la superficie di rottura (biancastri) e la superficie di rottura caratterizzata da blocchi rocciosi che periodicamente si staccano verso valle (Kiersch, 1963)

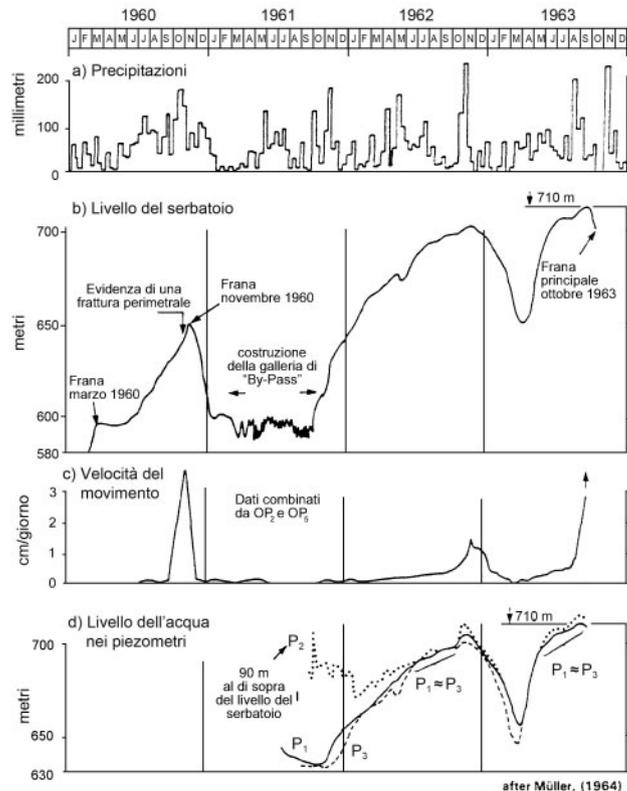


Figura 1.14. Confronto fra i livelli dell'acqua all'interno dell'area interessata dalla frana (l'ubicazione dei piezometri P1 e P3 è mostrata in figura 1.7) nel periodo compreso fra il 1961 ed il momento della frana. La fluttuazione dei livelli è correlata al livello dell'invaso, ai movimenti misurati della frana e alle precipitazioni avvenute nel periodo compreso fra il 1960 ed il 1963 (Müller)

7. Intorno all'8 ottobre, i tecnici si accorsero che tutte le stazioni erano in movimento e che una enorme massa era instabile. Essi iniziarono ad abbassare il serbatoio dalla sua quota di 710 m in previsione di una imminente frana, ma delle precipitazioni particolarmente intense ed i movimenti del pendio ridussero la velocità di abbassamento del livello dell'invaso (vedi figura 1.14). Il serbatoio conteneva circa 120 milioni di m³ di acqua al momento della frana.
8. Gli ingegneri misurarono un movimento di 20 cm per giorno nelle prime ore del 9 ottobre e la frana avvenne alle ore 22 e 41 minuti.

1.3.5. Cause della frana

EFFETTI GEOLOGICI – IDROLOGICI

Le seguenti circostanze avverse, legate alle particolari condizioni geologiche dell'area del serbatoio, hanno concorso alla formazione della catastrofica frana del Vajont:

1. Le unità rocciose che affiorano sui versanti a nord del monte Toc presentano una ripida inclinazione e sono caratterizzate da giunti di strato con riempimenti argillosi, intercalazioni argillose, e dalla presenza di numerosi piani antichi di scivolamento e faglie (vedi figura 1.9). Alcune delle unità rocciose sono costituite da rocce tenere di scadenti caratteristiche meccaniche e suscettibili a moti di scivolamento, particolarmente lungo le intercalazioni argillose.
2. Le elevate inclinazioni dei giunti di strato cambiano pendenza a nord del canyon del Vajont, dove diventano quasi orizzontali in corrispondenza dell'asse della sinclinale di Erto. L'acclività del pendio nella parte inferiore riduce notevolmente l'usuale contributo stabilizzante del piede del pendio a potenziali superfici di rottura che passano per il piede stesso del pendio (figura 1.10b). La tendenza alla deformazione era confinata alla estesa area pressoché piatta e a forma di "sedia" (figura 1.9). Gli strati piegati e distorti furono coinvolti nei primi movimenti franosi e il profilo

- acclive delle pareti del canyon è favorevole allo sviluppo di un movimento di deformazione profondo.
3. Una antica frana interessò la parete sinistra del serbatoio estendendosi a monte come indicato nelle figure 1.7 e 1.10a. La frana antica sbarrò l'antico canyon del fiume Vajont e dei resti sono presenti sulla sponda destra.
 4. Numerose faglie erano presenti prima della frana. Una caratteristica apparente, uno scollamento, ha provocato uno spostamento dell'area interessata dalla frana del 1963; la faglia, osservata (vedi figura 1.13) lungo il margine orientale della frana, apparentemente appartiene alle prime deformazioni tettoniche.
 5. La dissoluzione dei calcari, per effetto dell'erosione operata dall'acqua, è avvenuta ad intervalli regolari a partire dal medio Terziario con lo sviluppo all'interno dell'ammasso roccioso di un reticolo di aperture tra loro interconnesse con la conseguente apertura di giunti, fratture e giunti di strato. Si sono formati, nella parte più elevata dei versanti del monte Toc, dei veri e propri "terreni carsici", con la formazione anche di alcuni inghiottitoi (vedi figura 1.8). Tali aperture hanno permesso la formazione di un vero e proprio bacino pluviale, costituendo dei piccoli canali sotterranei per la ricarica del serbatoio, attraverso la parete sinistra del canyon. La formazione di una vera e propria falda attraverso il reticolo di giunti, aperture e faglie, tra loro interconnessi, ha indebolito i legami fisici delle rocce ed ha ulteriormente aumentato le sottopressioni idrostatiche presenti nel pendio. L'alleggerimento della massa dovuto all'instaurarsi di un moto di filtrazione ha prodotto una riduzione della resistenza attritiva ed un conseguente aumento della potenzialità allo scivolamento della stessa massa rocciosa. Questo fenomeno fu ulteriormente amplificato da due addizionali cause geologiche presenti all'interno dell'area interessata dalla frana: l'estensione di circa 700 m della "sedia" formatasi al piede del pendio per l'andamento degli strati immediatamente al di dietro del canyon, i quali furono saturati dall'invaso al di sotto l'area della frana (vedi figura 1.9), e l'influenza delle intercalazioni argillose e delle zone impermeabili relativamente allo sviluppo delle sottopressioni. La "sedia" di roccia calcarea saturata è risultata molto più estesa di quella prevista prima dell'indagine del 1964-1967.
 6. Un sistema artesiano su più strati si è instaurato al di sopra e al di sotto del piano di scorrimento (Hendron e Patton, 1985 e Lo, Lee e Gelinis, 1971), a causa della presenza di una alternanza di masse altamente permeabili separate da piani di scivolamento impermeabili e/o da intercalazioni argillose.
 7. Le due famiglie di giunti, formatasi a causa del rilascio tensionale dovuto alla scomparsa dei ghiacciai e all'erosione operata dal fiume, combinati con i giunti di strato inclinati, con le fratture naturali e quelle di origine tettonica, e gli antichi piani di scivolamento, rappresentano fattori che contribuiscono alla instabilità dell'ammasso roccioso che attraversa il lato sinistro interno del canyon (vedi figura 1.12).
 8. Le grandi precipitazioni avvenute per due settimane prima della frana del 9 ottobre hanno contribuito all'innalzamento della falda sia a monte che all'interno dell'ammasso roccioso instabile. Conseguentemente il livello piezometrico si è alzato proprio nella zona critica a forma di "sedia" orizzontale fino a sommergere il piano di scivolamento della vecchia frana. Il livello dell'acqua si alzò fino ad una altezza tale che una ulteriore zona del piano di scivolamento venne interessata e, conseguentemente, il coefficiente di sicurezza, per quanto riguarda il contributo frizionale, risultò ulteriormente ridotto; recenti calcoli hanno valutato tale riduzione compresa nell'ordine del 10-12%.
 9. Il rigonfiamento di alcuni minerali costituenti le intercalazioni argillose, le lenti di argilla ed i livelli marnosi probabilmente crearono addizionali sottopressioni. Conseguentemente si sono sviluppate delle pressioni all'interno dell'ammasso che hanno contribuito ad aumentare il potenziale di scivolamento. La composizione mineralogica e le caratteristiche delle argille sono state date da Hendron e Patton.
 10. Il livello della falda misurata dai piezometri P1 e P3 durante il periodo 1960-1963 è stato confrontato con le velocità di movimento della frana, il livello dell'invaso e le precipitazioni; e una correlazione è riportata in figura 1.14 ed è stata supportata da una dettagliata analisi. La permeabilità risultò incrementata dall'elevato grado di fratturazione e dal reticolo di discontinuità forma-

tisi, per dissoluzione dei calcari, all'interno dell'ammasso. L'innalzamento della falda all'interno delle sponde del serbatoio divenne un fattore critico. Prima dell'aprile del 1963, il serbatoio fu mantenuto alla quota 680, e "un'area di sicurezza" di materiale non saturo era ancora presente in corrispondenza della parte più elevata della superficie di scorrimento della antica frana. Dalla metà di settembre il serbatoio si alzò di 20 metri (fino a quota 700) e poi raggiunse la quota 710; la frana aumentò la sua velocità di deformazione (creep), poiché si era ridotta l'area di materiale non saturo lungo il piano della antica frana. Un equilibrio estremamente delicato si era instaurato tra la stabilità-resistenza dell'ammasso roccioso e gli sforzi interni; l'aumento del livello del serbatoio (20 o più metri) sommato alla addizionale ricarica della falda dovuta alle intense precipitazioni avvenute nel mese di ottobre hanno causato un aumento della pressione idrostatica sull'antico piano di scorrimento compromettendo il naturale equilibrio ed il conseguente margine di sicurezza.

11. Una dettagliata analisi di stabilità della frana e una ricostruzione dei movimenti avvenuti attraverso l'ammasso roccioso ed il pendio sono forniti da Hendron e Patton.
12. Numerose caratteristiche geologiche sopra elencate hanno costituito delle addizionali cause allo sviluppo del movimento gravitativo, come gli sforzi sono aumentati e la resistenza si è ridotta. Il fenomeno di deformazioni lente fu apparentemente attivo per un lungo periodo di tempo sebbene esso venne osservato e misurato a partire dalla frana del 1963. È interessante notare che dieci giorni prima del collasso, gli animali che pascolavano sui versanti divennero nervosi e si spostarono dall'area interessata successivamente dalla frana, suggerendo un interessante metodo per la valutazione del grado di stabilità di un pendio.

1.3.6. Considerazioni geomeccaniche sulla frana

L'abbondante letteratura sull'argomento dimostra che ancora oggi non si è raggiunta una inequivocabile spiegazione del meccanismo che portò alla rottura finale. Il problema in sé presenta due aspetti, con riferimento al coefficiente di sicurezza F_s , nei confronti dello scivolamento.

Il primo riguarda i fattori che condussero il movimento franoso nella condizione di coefficiente di sicurezza F_s appena minore di 1, cioè quando la massa inizia a muoversi. Il secondo riguarda invece i fattori che consentirono alla massa di assumere la provata alta velocità, con F_s quindi molto inferiore ad 1.

Dalla combinazione dei fattori di cui sopra deriva il modello geomeccanico del comportamento della frana.

Ci sono inoltre alcuni aspetti fondamentali che vanno considerati, dettati dalla geometria stessa del problema:

1. Necessità di avere una bassa resistenza disponibile lungo il piano di scivolamento, per ottenere $F_s = 1$.
2. Possibilità di ulteriore perdita di resistenza, valore di F_s molto inferiore ad 1, perché la massa potesse accelerare.

Per quanto concerne il punto 1, una influenza notevole ha ovviamente la pressione dell'acqua, che diventa pertanto uno dei parametri fondamentali da stabilire. Entrambi i punti sono poi determinati dalla natura dei materiali lungo i piani di scivolamento. Le opinioni dei diversi Autori si sono sempre mostrate discordanti sui punti fondamentali citati.

Müller (1985) ha dubitato della esistenza di argilla lungo l'intera superficie di scivolamento, affermata e provata da molti altri. Questi ultimi però non concordano sulla sua resistenza effettiva, la cui determinazione con calcoli a posteriori è notevolmente influenzata dalla ipotesi sulla pressione dell'acqua.

Prima di passare all'analisi di alcuni dei modelli più completi fino ad oggi elaborati, occorre puntualizzare alcuni aspetti del movimento franoso.

1. La instabilità della parte bassa della frana era in atto già prima delle operazioni di invaso, come provato dalle rotture e fessure che si osservarono.

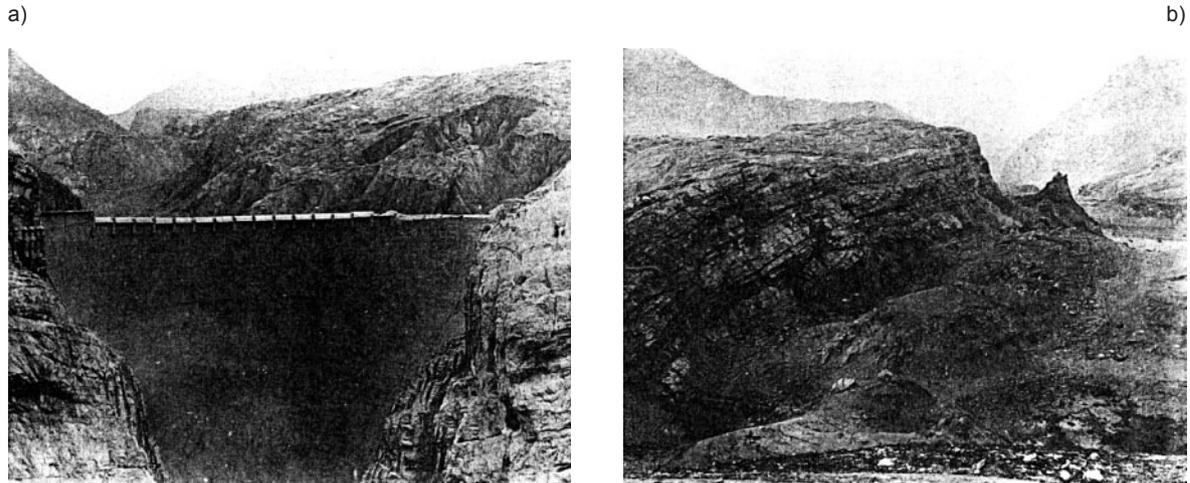


Figura 1.15. (a) Diga del Vajont, la quale ha subito pochi danni, dopo la frana del 1963; da notare che il materiale della frana ha riempito il serbatoio e si è arrestato circa 140 m sul lato opposto alla destra del serbatoio. Si possono notare degli inghiottitoi che indicano una redistribuzione del materiale in profondità nello stretto canyon dopo che la massa franata è “saltata” attraverso il serbatoio; tali inghiottitoi furono notati 8-10 giorni dopo il collasso; (b) Vista della frana da monte con, sullo sfondo, quanto è rimasto del serbatoio dopo la frana come indicato in figura 1.13. Le caratteristiche dell’ammasso roccioso intatto con tutti i suoi dettagli dell’affioramento a monte fornisce ulteriore testimonianza della velocità del movimento. Questa massa letteralmente “saltò” il serbatoio e fu spinta sulla parete destra del canyon per circa 140 m. La fotografia è stata scattata guardando verso ovest lungo il piede della frana (Kiersch, 1963)

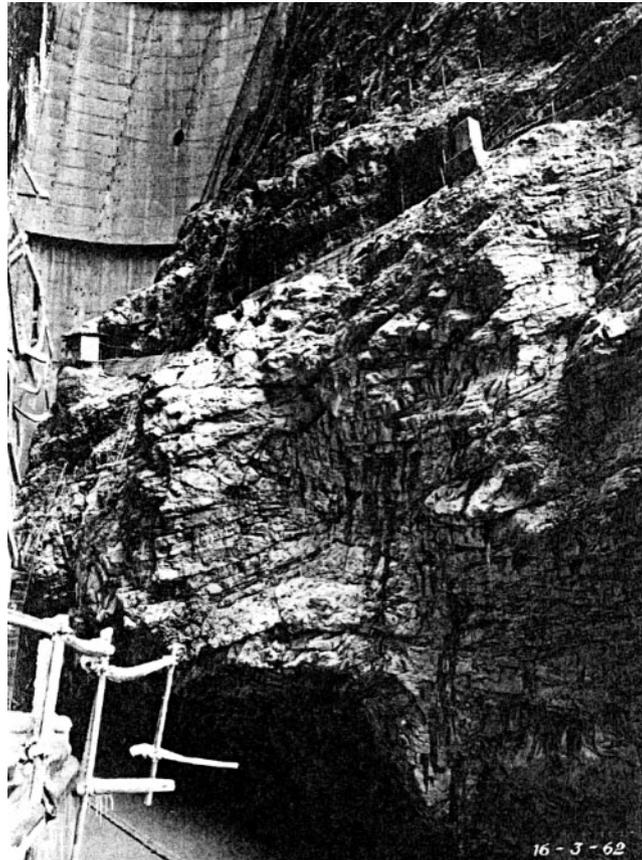


Figura 1.16. Vista delle pareti della gola in calcare immediatamente a valle della diga del Vajont in corrispondenza della spalla sinistra, alla quota di una passerella utilizzata durante la costruzione e per l’esecuzione di lavori di consolidamento mediante ancoraggi, nel marzo 1962. Da notare i numerosi piani di scorrimento e le caratteristiche della roccia intensamente fratturata e deformata; sottili intercalazioni argillose sono diffuse così come la presenza di lenti argillose. Questi piani di rottura preesistenti sono rappresentativi del passato geologico e degli eventi tettonici che hanno intensamente deformato l’ammasso e hanno condizionato l’integrità e le caratteristiche dell’ammasso roccioso in corrispondenza del sito della diga (SADE, 1963)

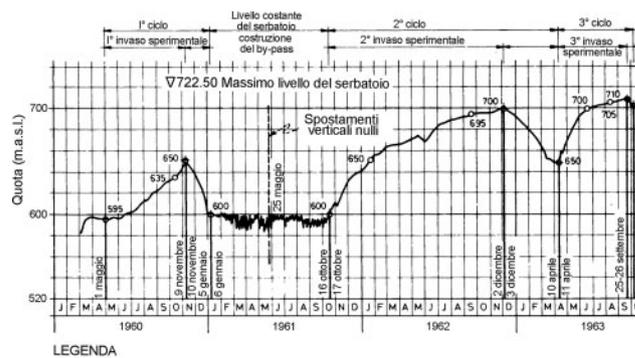
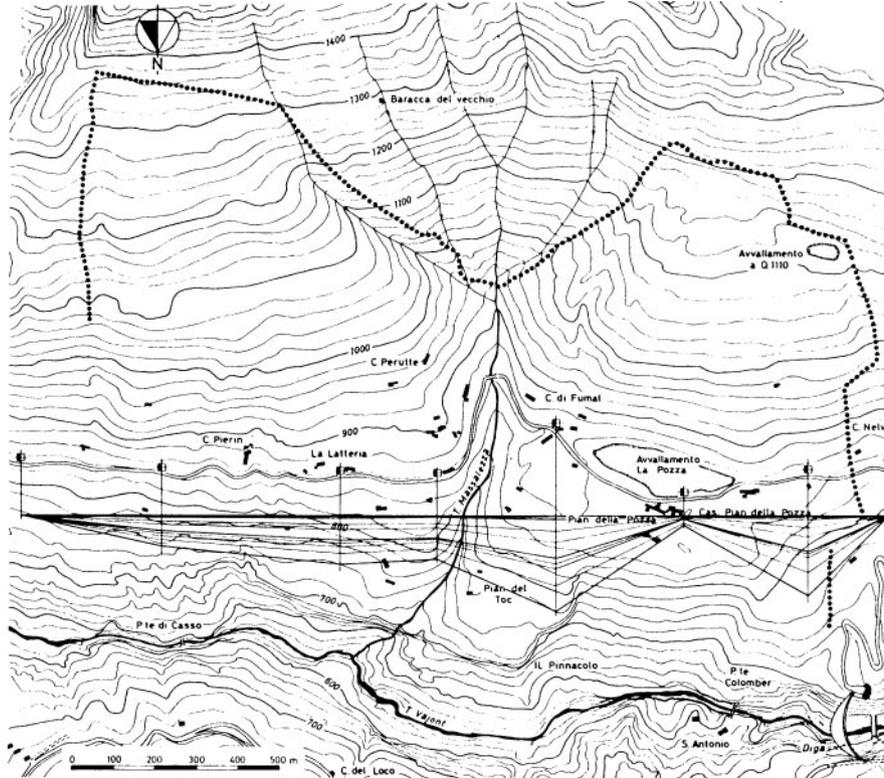


Figura 1.17. Spostamenti verticali misurati dal maggio 1961 all'ottobre 1963

2. Le misure degli spostamenti orizzontali provano che la frana nei tre anni di osservazione si muoveva abbastanza in blocco, non sappiamo se trattenuta lungo la fessura perimetrale in quanto non c'erano punti di misura lungo il contorno della frana. Le misure effettuate sembrerebbero però indicare che ci fu un certo spostamento, particolarmente lungo il perimetro Ovest, vedi figura 1.17 e 1.18.
3. Le fessura perimetrale non apparve alla superficie lungo la parte bassa del lato orientale, dove probabilmente si rompe solo all'ultimo istante. Questo potrebbe essere confermato dalle misure di spostamento che si attenuano verso Est, indicando che lungo la futura superficie di distacco lo spostamento fu probabilmente quasi nullo, vedi figura 1.17.
4. I movimenti sono attivati dal lago ovvero dalla pressione interstiziale. Il fenomeno è più pronunciato durante il primo ciclo di invaso che non nel secondo e terzo. I movimenti sono pronunciati quando la frana è sommersa per la prima volta. Nei successivi il movimento si mantiene molto

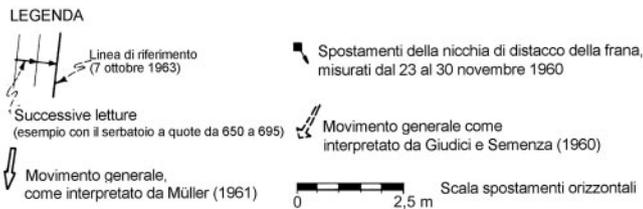
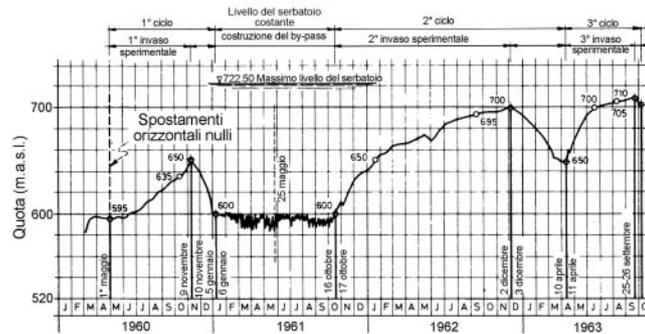
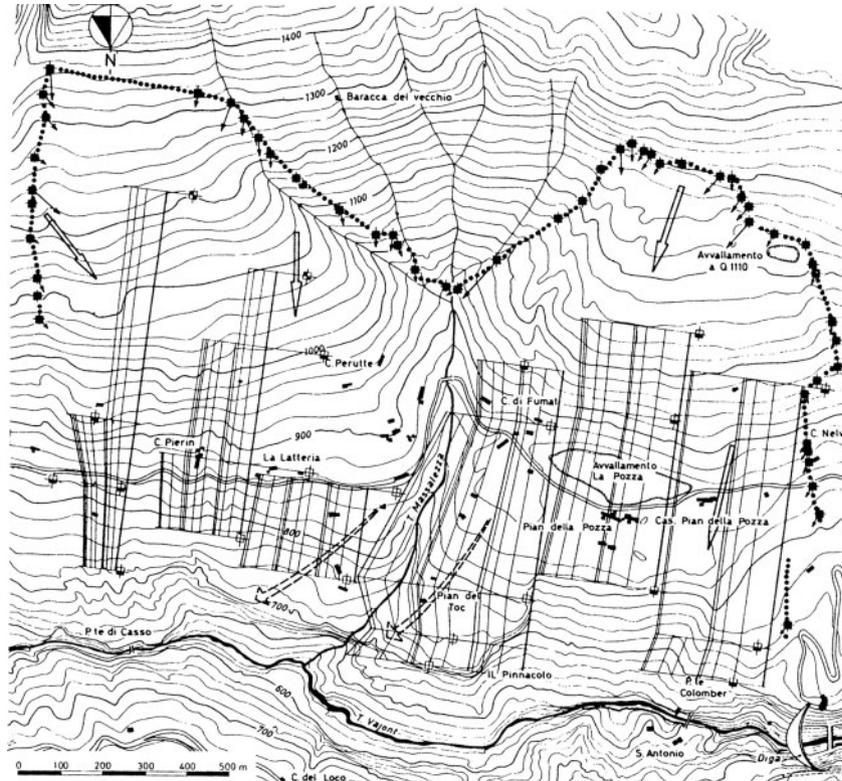


Figura 1.18. Spostamenti orizzontali misurati dal maggio 1961 all'ottobre 1963

piccolo, finché il lago non supera il livello precedente. Questo indicherebbe che ad ogni livello il pendio diminuisce il suo coefficiente di sicurezza verso il valore limite unitario.

5. Il fronte della frana si mosse quasi di 2 m in orizzontale durante il periodo di osservazione. È solo un movimento alla superficie risultante da un campo di deformazioni diffuse o un movimento dell'intera massa quindi in parte sperimentato anche lungo il potenziale piano di rottura?

Uno dei lavori più completi sulla frana del Vajont può essere considerato quello di Hendron e Patton (1985), di seguito riassunto per sommi capi.

Si ammette l'esistenza di una frana preistorica che interessò il versante del Toc. Essi accettano l'ipotesi di Giudici e Semenza secondo i quali il piano di scivolamento di quest'ultima coincide con l'attuale. Inoltre la parte Est della potenziale frana coinciderebbe con una faglia subverticale. Gli

interstrati della roccia coinvolti dal piano di scivolamento contengono argilla, di alta plasticità, che la frana preistorica e i movimenti successivi hanno posto nella condizione di resistenza residua.

Queste tra le più importanti conclusioni, a seguito di un dettagliatissimo e completo studio della geologia strutturale della pendice del Toc.

Viene introdotto un consistente effetto tridimensionale, descrivendo il piano di scivolamento inclinato verso Est e poggiante sulla faglia che delimita appunto il bordo orientale, vedi figura 1.19.

La geometria della frana con la sua forma a sedia introduce ancora due elementi importanti: un nucleo di roccia resistente tra lo schienale ed il sedile se non altro per motivi cinematici, sforzi di taglio elevati lungo il piano di rottura inferiore sotto l'effetto del peso della parte superiore piuttosto ripida. Un accurato studio idrogeologico li porta ad ipotizzare la esistenza di una pressione artesianiana al di sotto del piano di rottura. Purtroppo l'ipotesi si basa sulla lettura del solo piezometro P2, vedi figure 1.20 e 1.21, che in seguito ai movimenti della frana si sarebbe interrotto, misurando la pressione media idrostatica nel corpo frana, coincidente con il livello del lago.

La pressione artesianiana fu misurata quando il lago era al livello minimo. L'eccezionale livello d'acqua invece potrebbe essere semplicemente la pendenza della falda freatica nella montagna, considerata l'elevata posizione di P2, vedi figura 1.21, che si sarebbe poi posta in equilibrio con il livello del lago, al risalire di quest'ultimo, come avvenne durante il secondo ciclo di invaso, alla fine del '62, vedi figura 1.20.

L'interruzione del piezometro può essere avvenuta ammettendo che quest'ultimo andasse al di là del piano di rottura e che la massa in movimento si muovesse in blocco. Questo cinematicismo porterebbe a concludere che i movimenti di superficie e quelli profondi fossero dello stesso ordine di grandezza, un po' in contrasto con il progredire di una rottura progressiva. Inoltre l'esame della figura 1.14 rivela che gli spostamenti del pendio sono trascurabili nel periodo in cui P2 indica i massimi livelli di acqua, fino a quando si pone in equilibrio con il livello del lago.

L'interpretazione data alle condizioni idrogeologiche conduce a ritenere la pressione dell'acqua nella

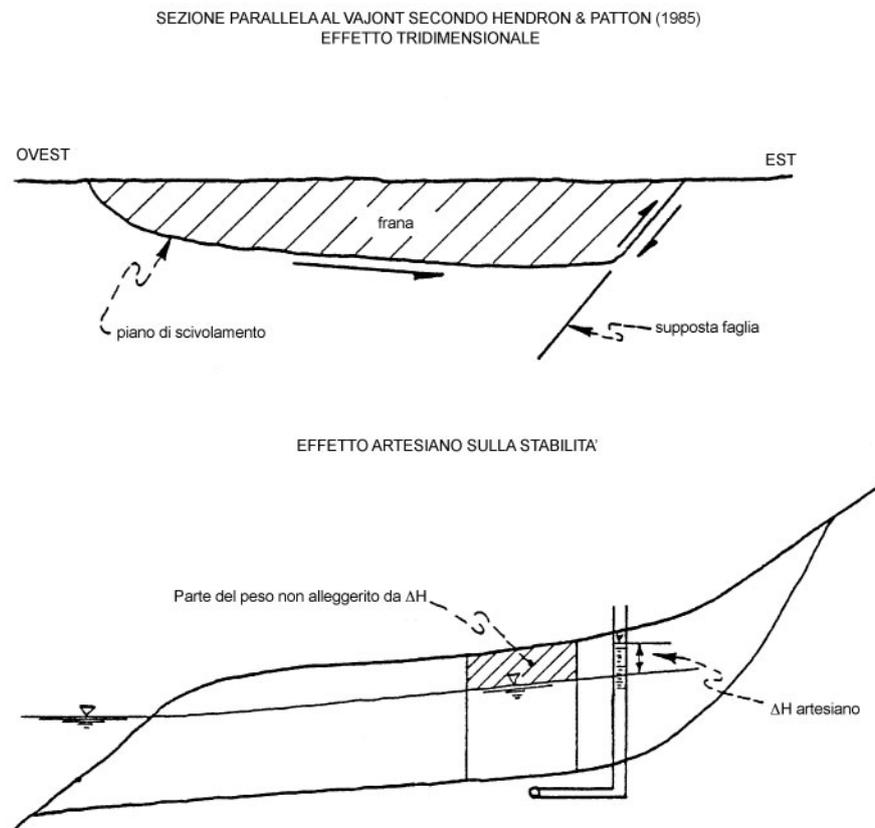


Figura 1.19. Ipotesi tridimensionale e piezometrica secondo Hendron e Patton

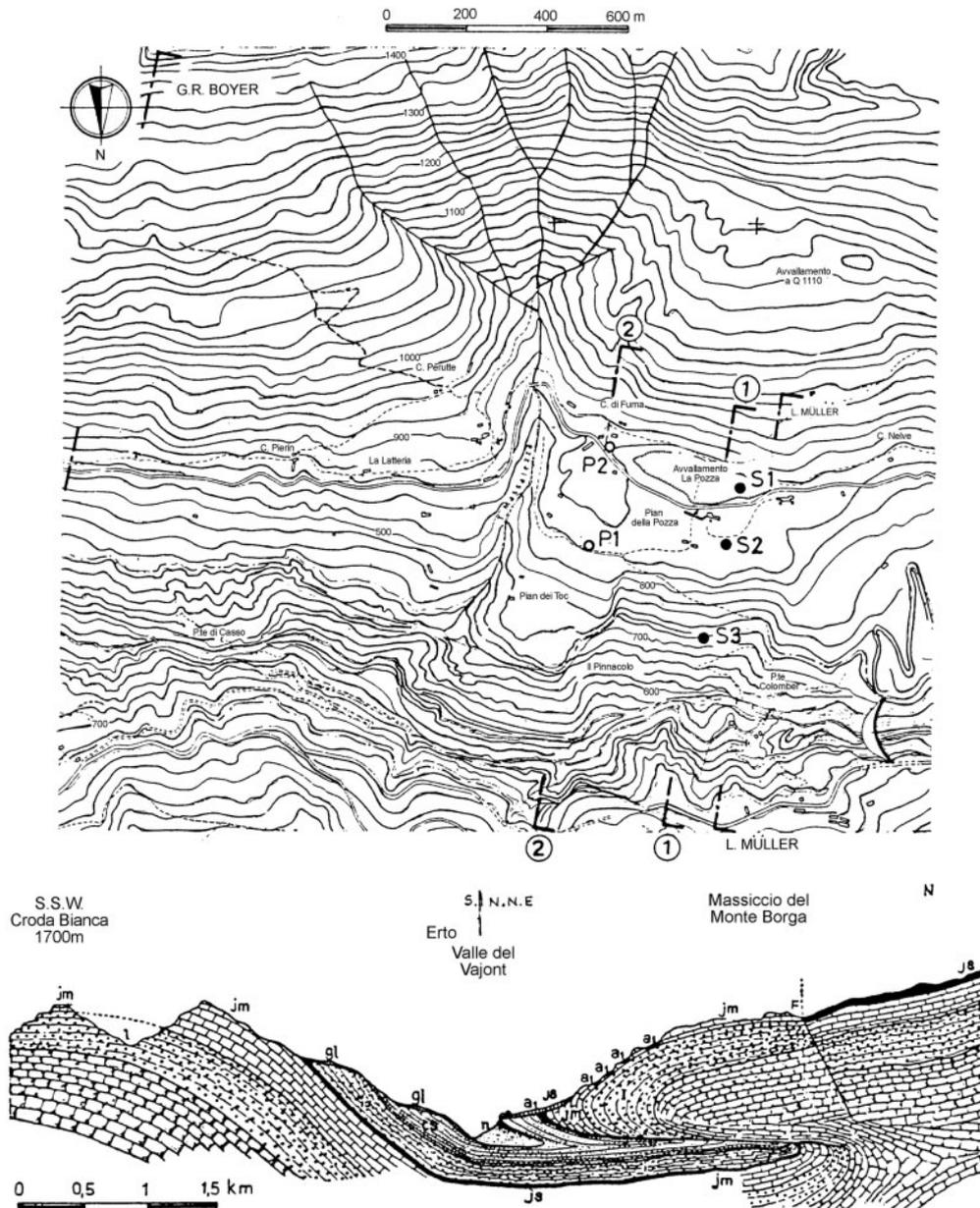


Figura 1.20. Ipotesi geologiche (le sezioni geologiche 1 e 2 sono riportate in figura 1.21)

roccia, supposta artesianamente dagli Autori, l'elemento che porta la frana alla condizione $F_s = 1$. La pressione dell'acqua lungo la superficie di rottura diventa quindi una costante, risultante dalla somma di due variabili: a) il livello del lago, b) la falda freatica con la manifestazione artesianamente sotto il piano di scivolamento. Interpretando le velocità di movimento misurate dalla frana come condizione $F_s \approx 1$ propongono il diagramma sinteticamente presentato nella figura 1.22, dal quale si evince che nei tre anni di osservazione il pendio fu sempre in una condizione $F_s \approx 1$.

Questo implica che la resistenza lungo il piano di scivolamento era costante e la massa bloccata da qualche parte, che le impediva di giungere decisamente a $F_s \leq 1$. Da questa interpretazione si elimina quindi la rottura progressiva lungo il piano di rottura, dove si ha la presenza di argilla già al suo valore di resistenza residua. Con riferimento alla ipotesi della paleofrana, ciò equivale ad ammettere che il meccanismo della pressione dell'acqua ha mantenuto la pendice del Toc da sempre in una condizione di equilibrio limite, con resistenza residua lungo il piano di scivolamento.

Estrapolando il diagramma della figura 1.19 una pioggia con periodo di ritorno molto alto, supponiamo millenario, potrebbe aver condotto il pendio a rottura. Ma con quale resistenza residua? Con $\phi' = 12^\circ$, come supposto dagli Autori, il pendio con ipotesi bidimensionale è fortemente instabile,

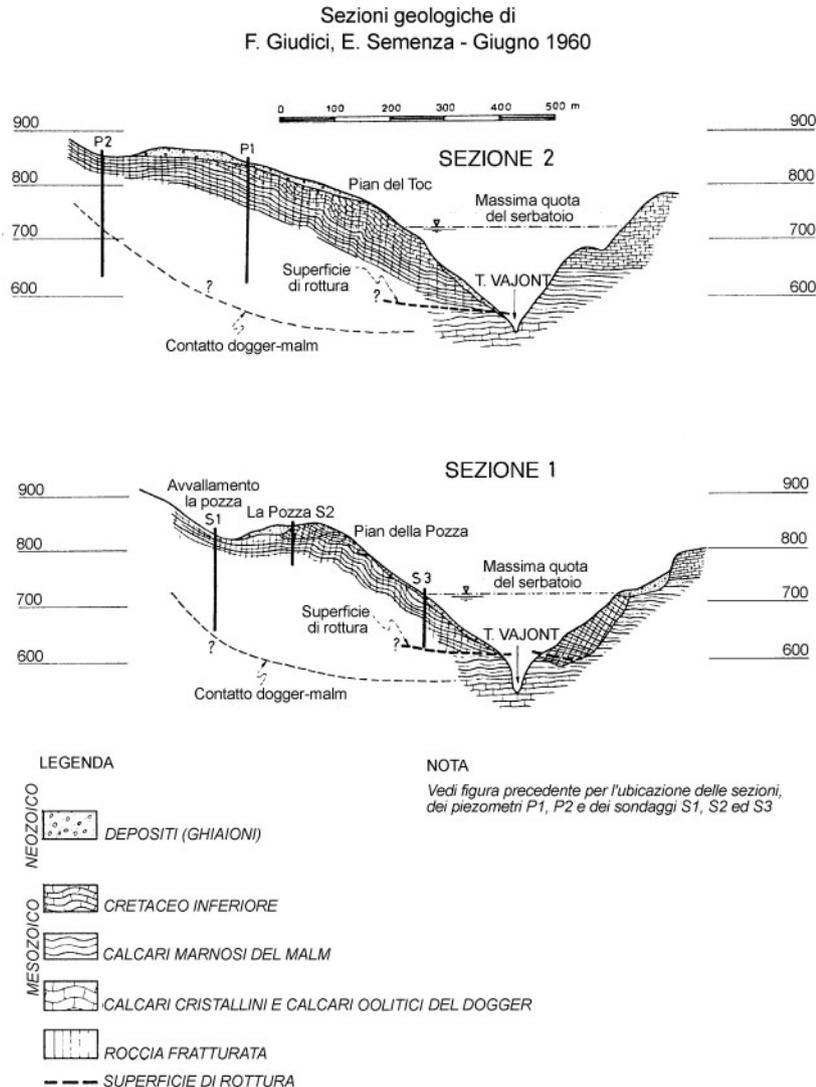


Figura 1.21. Ipotesi geologiche

con coefficiente di sicurezza di gran lunga inferiore ad 1 ed è necessario fare intervenire una resistenza supplementare dal contorno tridimensionale della massa. È possibile che su periodi di tempo così lunghi la massa abbia affidato la sua stabilità solo all'effetto tridimensionale? Gli Autori hanno proposto una analisi di stabilità essenzialmente tridimensionale. Si tiene conto della resistenza interna della massa, quella lungo il lato orientale e quella lungo la superficie di rottura, assegnando le seguenti resistenze: $\beta = 40^\circ$, $\beta = 36^\circ$, $\phi' = 12^\circ$ e $c' = 0$ nei tre casi. L'analisi di stabilità bidimensionale, con $\phi' = 12^\circ$ e $c' = 0$, produce un coefficiente di sicurezza di gran lunga inferiore ad 1.

L'analisi tridimensionale, con i due contributi frizionali β prima citati, in tutte le condizioni produce un coefficiente di sicurezza compreso fra 1 e 1.18. Questa ipotesi equivale a supporre che dalla prima rottura, quella antica, la pendice del monte Toc si è trovata in una condizione limite, infatti la sua stabilità si è basata sempre e soltanto sulla resistenza interna della massa e sul contorno orientale. Non è facile immaginare una situazione simile per tempi geologici, in cui la roccia coinvolta deve aver dato prova di una tale rigidità da trasmettere questi contributi, in particolare quello laterale, alla intera massa per bilanciare la deficienza di resistenza lungo il piano di rottura, che con 12° era al di sotto di $F_s = 1$ anche per condizioni freatiche meno critiche del diagramma di figura 1.22. Quindi negli anni, frequentemente durante intense precipitazioni, lungo il piano di rottura, cioè la maggior parte del contorno della frana, si raggiungeva la condizione $F_s < 1$, e l'intervento delle forze laterali impedivano il crollo totale. In questo modo la massa sperimentava piccoli movimenti di creep.