

INFLUENZA DI ACQUIFERI PROFONDI ISOLATI SULL'EQUILIBRIO DEI VERSANTI

Vincenzo Francani (Tethys Srl)

Non è raro incontrare casi in cui si rilevino acquiferi localizzati in corrispondenza di zone di faglia di limitato spessore; se la struttura geologica lo consente, è possibile che questi livelli produttivi possano favorire e accelerare eventi franosi. In effetti la deformabilità della roccia, la sua resistenza e la localizzazione progressiva delle deformazioni in un corpo franoso sotto effetto dell'acqua sono da tempo oggetto di attenzione da parte degli studiosi dei problemi di stabilità dei versanti, che ne sottolineano l'importanza ai fini di determinare la posizione della superficie più critica per la stabilità. Per fare un sintesi delle attuali conoscenze, prendiamo di seguito in considerazione l'importanza della deformabilità della roccia, della sua resistenza e dell'incidenza della posizione dei livelli acquiferi.

1. Deformabilità

Uno degli esempi più citati dell'influenza di questo parametro, anche per la buona conoscenza che si ha dell'evento, è quello della frana del Vajont: infatti per questa frana è stato in molte occasioni evidenziato che il versante ha mostrato deformazioni progressive diversi anni prima del collasso del 1963, rendendo difficile localizzare fin dagli inizi la posizione della superficie di rottura.

Gli studiosi hanno quindi fatto notare che, mentre il criterio di stabilità basato su Mohr-Coulomb consente di individuare le condizioni di rottura di ciascun livello debole, non spiega tuttavia in modo esaustivo perché la superficie di scivolamento debba svilupparsi a una specifica profondità, quando più livelli possiedono caratteristiche geomeccaniche simili.

Tale osservazione suggerisce che la profondità finale della frana possa essere controllata non solo dalla resistenza al taglio, ma anche dalla velocità di accumulo delle deformazioni, funzione della deformabilità degli strati coinvolti, e dalle modalità con cui si sviluppano nel tempo gli eventi deformativi del versante.

Limitando le considerazioni alla frana de Vajont, vediamo che secondo Hendron & Patton (1985), la frana del Vajont fu la riattivazione di una frana più antica e che lo scivolamento avvenne lungo livelli argillosi continui presenti all'interno della successione carbonatica. Lo studio non si limitò a usare Mohr-Coulomb, ma attribui' un ruolo fondamentale a geometria della superficie di taglio, livelli argillosi preesistenti, pressione interstiziale, evoluzione progressiva del movimento.

Tika & Hutchinson (1999) presero in considerazione resistenza residua, deformazione progressiva, strain-softening. L'idea centrale di questi studiosi è che la resistenza diminuisca progressivamente con la deformazione accumulata, rendendo insufficiente una visione puramente statica della rottura. È uno degli articoli che hanno spinto la comunità scientifica a considerare il Vajont come un fenomeno evolutivo e non come una semplice verifica istantanea del criterio di Coulomb. Paronuzzi & Bolla (2012) descrissero una spessa zona di taglio (40-50 m) costituita da argille plastiche, brecce e materiali rimaneggiati, evidenziando che il comportamento del versante non può essere spiegato con una singola superficie ideale di Coulomb. Gli autori concludono che la

superficie finale di rottura è il risultato della storia deformativa della massa e della presenza di una shear zone evolutasi nel tempo. Successivamente Paronuzzi e al. (2021) hanno sottolineato come gli interstrati argillosi abbiano favorito deformazioni localizzate e spostamenti relativi lungo i piani di strato ben prima del collasso finale.

Si può dedurre che alcune unità geologiche possono comportarsi come "attrattori di deformazione", concentrando progressivamente gli spostamenti fino a diventare la futura superficie di scivolamento. In sostanza i moderni riesami della frana del Vajont hanno evidenziato che la grande superficie di scivolamento non può essere interpretata esclusivamente come il luogo in cui fu raggiunta la condizione di rottura di Mohr-Coulomb. Al contrario, la presenza di livelli argillosi deformabili e di una vasta zona di taglio evolutasi nel tempo suggerisce che la localizzazione progressiva delle deformazioni abbia avuto un ruolo determinante nella selezione della profondità finale della frana.

Il caso degli strati inclinati a franapoggio

Consideriamo una successione costituita da calcari rigidi spessi 4 m e argille deformabili spesse 4 m, con immersione degli strati verso valle; supponiamo che il pendio abbia inclinazione di 60° e la stratificazione di 45°.

Si nota che il peso della massa rocciosa non produce soltanto compressione, e che si genera anche una componente tangenziale lungo gli strati

Le argille sono molto più deformabili dei calcari:

$$E_{\text{calcare}} \gg E_{\text{argilla}}$$

Quindi la deformazione non si distribuisce uniformemente e tende a concentrarsi negli strati argillosi, nelle interfacce calcare-argilla. Inoltre si deve sottolineare che la deformazione si concentra nei livelli profondi, per l'aumento del carico litostatico.

Di conseguenza le argille profonde accumulano deformazione più rapidamente di quelle superficiali. La deformabilità, considerata isolatamente, non consente di individuare in modo univoco la futura superficie di scorrimento; essa permette tuttavia di riconoscere i livelli nei quali la deformazione tende a concentrarsi più rapidamente e che risultano quindi maggiormente predisposti alla localizzazione del taglio.

La deformabilità suggerisce che:

- le superfici profonde sono le più sollecitate;
- le superfici profonde accumulano più deformazione;
- i livelli vicini al substrato rigido sono particolarmente critici.

Tuttavia non ci dice quale superficie si romperà davvero.

2. Resistenza della roccia

Secondo Mohr-Coulomb la rottura dipende dalla resistenza della roccia; infatti la rottura avviene quando:

$$\tau \geq c + \sigma'_n \tan \varphi$$

Il criterio confronta:

- la tensione tangenziale che tende a produrre lo scorrimento;
- la resistenza disponibile.

3. Combinazione della deformabilità e della resistenza per determinare la superficie di rottura

Il criterio di Mohr-Coulomb costituisce una verifica di equilibrio limite riferita a uno specifico stato tensionale. Esso consente di stabilire se una determinata superficie si trovi o meno in condizioni di rottura, ma non descrive l'evoluzione temporale che conduce il sistema geologico verso tale stato critico.

Per tale motivo il criterio di Mohr-Coulomb, se utilizzato isolatamente, può risultare insufficiente quando all'interno del versante sono presenti numerosi orizzonti potenzialmente instabili. In questi casi diventa necessario integrare l'analisi della resistenza con lo studio della distribuzione e dell'evoluzione temporale delle deformazioni.

Un modo soddisfacente per valutare la superficie più critica è esaminare con quali modalità avviene la deformazione dei livelli deboli nel tempo, e in particolare la loro velocità di deformazione, parametro che può essere espresso schematicamente come:

$$\dot{\varepsilon} = f(\sigma)$$

oppure, in un modello viscoso semplice (Maxwell):

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\sigma}{\eta}$$

dove:

- η è la viscosità;
- σ è la tensione agente.

Poiché la tensione aumenta con la profondità:

$$\dot{\varepsilon} \propto z$$

gli strati profondi accumulano deformazione più rapidamente, e con il tempo alcuni livelli avranno subito molte più deformazioni di altri. Sotto questo aspetto, la successione degli eventi che portano al cedimento dell'ammasso può essere sintetizzata in quattro fasi principali.

Passo 1 -La deformabilità individua quali livelli stanno accumulando deformazione più rapidamente.

Passo 2 -La deformazione accumulata provoca microfratturazione, riorientazione delle particelle, aumento della pressione interstiziale, riduzione della resistenza al taglio.

Passo 3-La resistenza locale diminuisce progressivamente.

Passo 4-Quando una delle superfici candidate soddisfa la condizione di Coulomb:

$$\tau \geq \tau_f$$

si sviluppa una banda di taglio localizzata, che diviene la superficie di frana.

L'orizzonte più critico può quindi essere definito quello che vede l'accumulo di deformazione irreversibile procedere più rapidamente e conduce, nel minor tempo, al raggiungimento delle condizioni di rottura espresse dal criterio di Mohr-Coulomb.

Si nota che le condizioni geologiche e strutturali esercitano un controllo fondamentale sul processo di localizzazione del taglio. Gli orizzonti più profondi sono soggetti a stati tensionali maggiori e possono accumulare quantità superiori di energia elastica; tuttavia il forte confinamento degli acquiferi profondi tende a limitare la libertà cinematica degli spostamenti. Al contrario, gli orizzonti più superficiali risultano meno confinati ma anche meno sollecitati. Ne consegue che la massima propensione alla localizzazione della deformazione si osserva frequentemente a profondità intermedie, dove lo stato tensionale e il grado di confinamento raggiungono un equilibrio favorevole allo sviluppo di superfici di scorrimento persistenti.

Per questo motivo molte superfici di frana tendono a svilupparsi a quote intermedie piuttosto che negli strati più superficiali o in quelli più profondi.

Secondo gli approcci attuali, la previsione delle superfici di scorrimento richiede l'integrazione tra criteri di resistenza, modelli reologici e processi di localizzazione progressiva della deformazione. La procedura concettualmente più corretta consiste nel definire la distribuzione dello stato tensionale, valutare la distribuzione delle deformazioni, identificare gli orizzonti che accumulano deformazione più rapidamente, seguire l'evoluzione del danno meccanico nel tempo e verificare quando e dove vengono raggiunte le condizioni di rottura di Mohr-Coulomb.

In questa visione la deformabilità non sostituisce la resistenza richiamata dal criterio di Coulomb, ma ne rappresenta il complemento indispensabile. La deformabilità indica dove il sistema sta evolvendo verso la crisi, mentre Coulomb indica il momento in cui quella crisi si trasforma in una vera superficie di scorrimento. Nei versanti a franapoggio costituiti da alternanze di livelli rigidi e deformabili, la futura superficie di frana tende quindi a emergere dalla competizione temporale fra diverse superfici candidate, favorendo quella che raggiunge più rapidamente uno stato critico di deformazione e perdita di resistenza.

Per fare un esempio che chiarisca come vengono interpretati questi concetti, immaginiamo un versante a franapoggio con inclinazione minore del pendio, strati inclinati di 45° formato da calcari con tre livelli argillosi tre livelli argillosi rispettivamente a 50 m, 100 m e 150 m di profondità, con densità media di 2500 kg/m³, viscosità dell'argilla uguale a tutte le profondità:

$$\eta = 10^{17} \text{ Pa s}$$

E deformazione critica per innescare una banda di taglio:

$$\varepsilon_c = 5\%$$

La tensione litostatica verticale vale circa:

$$\sigma_v = 0.0245z$$

(MPa)

Per strati a 45°:

$$\tau = 0.5\sigma_v$$

Naturalmente per risolvere il problema di dove si colloca la superficie che più rapidamente diviene instabile, dovremo orientare i calcoli sui tre livelli deboli posti a diverse profondità.

livello a 50 m

$$\tau = 0.61 \text{ MPa}$$

livello a 100 m

$$\tau = 1.22 \text{ MPa}$$

livello a 150 m

$$\tau = 1.84 \text{ MPa}$$

Velocità di deformazione

Per valutare la velocità di deformazione utilizziamo un modello viscoso di Maxwell , che ha il vantaggio di essere molto semplice:

$$\dot{\varepsilon} = \frac{\tau}{\eta}$$

Convertendo i MPa in Pa:

50 m

$$\dot{\varepsilon} = \frac{0.61 \times 10^6}{10^{17}} = 6.1 \times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$$

100 m

$$\dot{\varepsilon} = 1.22 \times 10^{-1} \text{ s}^{-1}$$

150 m

$$\dot{\varepsilon} = 1.84 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}$$

Per calcolare il tempo in cui si raggiungerà la deformazione critica, partiamo dalla relazione:

$$t = \frac{\varepsilon_c}{\dot{\varepsilon}}$$

con

$$\varepsilon_c = 0.05$$

otteniamo:

livello a 50 m

$$t = \frac{0.05}{6.1 \times 10^{-12}}$$

$$t = 8.2 \times 10^9 \text{ s}$$

circa

$$260 \text{ anni}$$

livello a 100 m

$$t = 4.1 \times 10^9 \text{ s}$$

circa

$$130 \text{ anni}$$

livello a 150 m

$$t = 2.7 \times 10^9 \text{ s}$$

circa

$$86 \text{ anni}$$

Profondità	Tempo per raggiungere ϵc
50 m	260 anni
100 m	130 anni
150 m	86 anni

Se tutte le argille avessero:

- stessa viscosità;
- stessa coesione;
- stesso attrito;

la prima superficie a localizzarsi sarebbe quella a **150 m**.

Accertato questo elemento, dobbiamo ora considerare il criterio di Coulomb

Supponiamo:

$$c = 0.3 \text{ MPa}$$

$$\varphi = 20^\circ$$

La resistenza vale:

$$\tau_f = c + \sigma_n \tan \varphi$$

e poiché a 45° :

$$\sigma_n = \tau$$

si ottiene:

$$\tau_f = 0.3 + 0.364\tau$$

Calcoliamo il rapporto:

$$R = \frac{\tau}{\tau_f}$$

50 m

$$R = \frac{0.61}{0.3 + 0.22} = 1.17$$

100 m

$$R = \frac{1.22}{0.3 + 0.44} = 1.65$$

150 m

$$R = \frac{1.84}{0.3 + 0.67} = 1.90$$

Osserviamo che il livello a 150 m si deforma più rapidamente, ed è anche quello più vicino alla rottura Coulombiana.

In questo caso i due criteri concordano.

Nella realtà le argille profonde sono più confinate e potremmo avere che siano più viscosi, ad esempio

$$\dot{\epsilon}_{150} = \frac{1.84 \times 10^6}{5 \times 10^{17}} = 3.7 \times 10^{-12}$$

che può essere **inferiore** a quella del livello a 100 m.

I tempi diventano:

profondità	tempo
50 m	260 anni
100 m	130 anni

profondità	tempo
150 m	430 anni

A questo punto la prima superficie a svilupparsi non sarebbe più quella più profonda, bensì quella a **100 m**.

Questa simulazione mostra molto bene che la superficie che si attiva per prima non è necessariamente quella dove le tensioni sono massime, ma quella dove il rapporto tra sforzo agente, deformabilità, resistenza e tempo rende massimo il tasso di accumulo del danno. È precisamente questo il principio che sta dietro ai moderni modelli di creep, strain localization e damage mechanics applicati alle frane profonde.

4. Effetti della presenza di acquiferi

Ipotizziamo ora un caso in cui sia presente acqua, e mettiamo che i calcari siano fratturati fra 100 e 110 m e costituiscano un acquifero che ospita una falda

Supponiamo che: gli strati siano inclinati di 45° , a franapoggio con inclinazione minore del versante, e che sia

- livelli argillosi ogni 8 m;
- acquifero nei calcari fratturati tra 100 e 110 m;
- falda in pressione all'interno dell'acquifero.

Coulomb non dipende dalla tensione totale ma da quella efficace:

$$\tau_f = c + \sigma'_n \tan \varphi$$

con

$$\sigma'_n = \sigma_n - u$$

dove:

- u = pressione interstiziale.

Se a 100 m avevamo:

$$\sigma_n = 1.22 \text{ MPa}$$

e l'acquifero genera:

$$u = 0.8 \text{ MPa}$$

allora:

$$\begin{aligned}\sigma'_n &= 1.22 - 0.8 \\ \sigma'_n &= 0.42 \text{ MPa}\end{aligned}$$

La resistenza diventa:

$$\begin{aligned}\tau_f &= 0.3 + 0.42 \tan 20^\circ \\ \tau_f &= 0.45 \text{ MPa}\end{aligned}$$

mentre il taglio agente rimane:

$$\tau = 1.22 \text{ MPa}$$

Il rapporto:

$$R = \frac{\tau}{\tau_f}$$

diventa:

$$R = 2.7$$

cioè chiaramente superiore a quello degli altri livelli.

Avremo anche un secondo effetto: aumento della velocità di deformazione. Infatti le argille immediatamente sopra e sotto l'acquifero ricevono una parte del carico trasmesso dall'acqua, che inoltre tende ad allargare e ulteriormente le fratture, ridurre l'attrito ai contatti e favorire il creep.

Possiamo immaginare che la viscosità apparente diminuisca, per es.

$$\eta = 10^{17} \text{ Pa s}$$

negli altri livelli,

ma

$$\eta = 2 \times 10^{16} \text{ Pa s}$$

in prossimità dell'acquifero.

La velocità di deformazione diventa:

$$\begin{aligned}\dot{\varepsilon} &= \frac{1.22 \times 10^6}{2 \times 10^{16}} \\ &= 6.1 \times 10^{-11} \text{ s}^{-1}\end{aligned}$$

circa cinque volte superiore al caso precedente.

Avremo infine un terzo effetto , che consiste nella concentrazione del gradiente di deformazione

Immaginiamo tre livelli argillosi:

- 90 m
- 100 m
- 110 m

Quello a 100 m è fortemente alleggerito dalla pressione di falda.

Allora avremo:

$$\varepsilon_{100} > \varepsilon_{90}$$

e

$$\varepsilon_{100} > \varepsilon_{110}$$

La deformazione tende quindi a concentrarsi attorno all'acquifero.

È proprio la situazione che si osserva in molte frane profonde alpine e appenniniche dove troviao un acquifero in calcari fratturati, una falda sospesa o confinata, livelli argillosi impermeabili sopra e sotto l'acquifero . Questi fatti producono la localizzazione progressiva del taglio nelle argille adiacenti confinanti l'acquifero.

Nel modello precedente, senza acqua, la superficie destinata a divenire più rapidamente instabile era a 150 m.

Con l'acquifero tra 100 e 110 m il quadro potrebbe diventare:

Livello	Tempo per raggiungere la deformazione critica
50 m	260 anni
100 m	25 anni
150 m	86 anni

In questo caso la prima superficie di taglio non sarebbe quella più profonda, e la presenza della falda farebbe emergere una nuova superficie critica centrata attorno ai 100 m.

Dal punto di vista geologico, questo esempio suggerisce una conclusione importante.

Se dovessi scegliere fra:

- una superficie profonda a 150 m senza acqua;

una superficie a 100 m coincidente con un acquifero fratturato in pressione. La superficie di potenziale rottura associata all'acquifero in pressione risulterebbe generalmente più suscettibile alla localizzazione precoce del taglio rispetto a una superficie più profonda non influenzata da significative interazioni idrauliche. Possiamo quindi dire che l'acquifero agisce contemporaneamente su tre fattori:

1. diminuisce la tensione efficace;
2. aumenta la velocità di deformazione;
3. accelera il degrado della resistenza.

Perciò il livello acquifero può diventare il punto in cui la deformazione localizzata raggiunge per prima le condizioni di Coulomb e genera la futura superficie di frana.

Diremmo quindi che secondo questi studi, l'acquifero modifica non solo il fattore di sicurezza, ma anche il tasso di evoluzione del danno, diventando il principale selettore della superficie di rottura dominante.

Conclusioni

La sintesi fatta in questo rapporto suggerisce che la profondità della futura superficie di scorrimento non possa essere interpretata esclusivamente come il punto nel quale vengono per prime soddisfatte le condizioni di resistenza del criterio di Mohr-Coulomb. Tale criterio definisce infatti le condizioni di rottura, ma non descrive il percorso evolutivo attraverso il quale la massa rocciosa raggiunge tali condizioni.

Secondo questo approccio, nei versanti caratterizzati da alternanze di livelli rigidi e deformabili, la localizzazione delle deformazioni rappresenta un processo progressivo controllato dalla distribuzione delle tensioni, dalle proprietà reologiche dei materiali, dal grado di confinamento e dalle condizioni idrogeologiche. Gli orizzonti che accumulano deformazione irreversibile più rapidamente tendono a evolvere verso condizioni di danneggiamento crescente, riduzione della resistenza e sviluppo di bande di taglio localizzate.

In questa prospettiva, la superficie di scorrimento può essere interpretata come il risultato finale di una competizione evolutiva tra differenti superfici potenziali presenti nell'ammasso roccioso. La superficie che emerge non è necessariamente quella caratterizzata dalle massime tensioni, ma quella nella quale il rapporto tra stato tensionale, deformabilità, viscosità, pressione interstiziale e degradazione progressiva della resistenza consente il raggiungimento più rapido delle condizioni critiche.

La presenza di acquiferi in pressione può modificare profondamente tale processo, riducendo le tensioni efficaci, favorendo il creep e accelerando la localizzazione delle deformazioni nei livelli circostanti. In molti contesti geologici l'evoluzione della falda può quindi assumere un ruolo determinante nella selezione della superficie di scorrimento dominante.

La deformabilità dell'ammasso roccioso non viene pertanto considerata un'alternativa al criterio di Mohr-Coulomb, bensì il suo complemento naturale. Da un lato il criterio di Mohr-Coulomb stabilisce quando una

superficie raggiunge la rottura, dall'altro l'analisi della deformazione progressiva consente di comprendere dove e con quale velocità il sistema geologico evolve verso l'instabilità. Una descrizione realistica delle frane profonde richiede quindi, secondo queste ricerche, l'integrazione tra resistenza, deformabilità, processi di danneggiamento e condizioni idrogeologiche all'interno di un unico quadro interpretativo.

BIBLIOGRAFIA

1. Hendron A.J. Jr., Patton F.D. (1985), *The Vaiont Slide: A Geotechnical Analysis Based on New Geologic Observations of the Failure Surface*. U.S. Army Corps of Engineers.
2. Th. E. Tika, J. N. Hutchinson Ring shear tests on soil from the Vaiont landslide slip. *Geotechnique* (1999) 49 (1): 59–74.
3. Paronuzzi P., Bolla A., *A New Interpretation of the Geotechnical Context of the Vajont Rockslide*.
4. Paronuzzi et al. (2021) *The clays involved in the 1963 Vajont landslide: Genesis and geomechanical implications*. units