



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**COMPORTAMENTO CINEMATICO E MODELLAZIONE
DELLE FRANE LENTE**

Relatore: Prof. ssa Simonetta Cola

Laureando: Kenny Dal Canale

ANNO ACCADEMICO 2014 / 2015

Indice

Introduzione	1
1. Le frane.....	4
1.1. Frana	4
1.2. Classificazione	6
1.3. Stato di attività	9
1.3.1 Evoluzione dei movimenti	10
1.4. Le cause di un evento franoso	11
1.4.1 Cause predisponenti.....	12
1.4.2 Cause scatenanti.....	12
1.5. La resistenza al taglio dei materiali	14
1.6. Le frane lente	17
1.6.1 Danni attesi dallo spostamento delle frane lente	19
1.7. Rapporto pressione dei pori e spostamenti	21
1.7.1 Risposta stagionale alle precipitazioni	26
1.7.2 Precipitazioni e pressione dei pori come cause scatenanti.....	26
1.7.3 Relazione tra pioggia e/o acqua di fusione, pressione dei pori e spostamenti di una frana riattivata.....	28
1.8. Mobilità delle frane lente	43
1.8.1 La componente viscosa	44
1.9. I fenomeni di creep.....	47
1.10. Reologia.....	51
1.10.1 Approccio differenziale.....	52
1.10.2 Il mezzo elastico ideale.....	53

1.10.3	Il mezzo plastico ideale.....	54
1.10.4	Il fluido viscoso	55
1.10.5	Modelli reologici complessi.....	56
1.10.6	Modello di Maxwell.....	56
1.10.7	Modello di Kelvin-Voigt.....	57
1.10.8	Modello di Bingham	58
2.	Sistemi di monitoraggio	60
2.1.	Generalità	60
2.1.1	Sistemi di misura automatici.....	61
2.2.	Strumentazione	63
2.2.1	Strumenti per la misura di livelli	63
2.2.2	Strumenti di misura delle pressioni neutre.....	65
2.2.3	Strumenti di misura delle pressioni totali.....	68
2.2.4	Misure di verticalità: inclinometri	69
2.2.5	Misure di spostamento	72
2.2.6	Fessurimetri.....	75
2.2.7	Misure topografiche	75
2.2.8	Misura dei parametri meteorologici	75
3.	Modelli di previsione.....	77
3.1.	Introduzione	77
3.2.	Previsione temporale sulla rottura di un versante.....	77
3.3.	Approccio ai metodi fenomenologici	79
3.3.1	Metodi fisicamente coerenti.....	79
3.3.1.1	Metodi di previsione dello stato critico	79
3.3.1.2	Metodi di previsione a medio e lungo termine	82

3.3.1.3 Metodi di previsione quando i dati di monitoraggio sono mancanti o discontinui	84
3.3.1.4 Conclusioni sui metodi di previsione.....	85
3.4. Modelli delle frane a comportamento viscoso.....	86
3.5. Esempi di frane analizzate	88
3.5.1 La frana di Alverà	88
3.5.2 La frana di Vallcebre	97
3.5.3 La frana di Orvieto	108
3.5.4 Le frane del Trièves Plateau	118
3.6. Problemi nel predire la mobilità delle frane lente	133
3.6.1 Previsione del comportamento viscoso di una frana.....	133
4. La frana del Tessina	137
4.1. Premessa.....	137
4.2. Geologia, geomorfologia e tettonica.....	138
4.3. Sistema di monitoraggio.....	144
4.3.1 Sistema di monitoraggio automatico	144
4.3.2 Sistema di monitoraggio manuale.....	146
4.4. Il settore di Pian de Cice	149
4.4.1 Sistemi di monitoraggio.....	150
4.5. La velocità di spostamento rispetto alla pressione dei pori e la quantità di pioggia	155
4.6. Il modello cinematico del settore di Pian de Cice	158
4.7. Conclusioni.....	168
5. Relazione tra la velocità di spostamento e variazione di falda per la frana di Alverà.....	169
5.1. Premessa.....	169

5.2. Il set di dati	169
5.3. La velocità di spostamento rispetto alla variazione della tavola d'acqua 170	
5.4. Conclusioni.....	177
6. Conclusioni	181
Bibliografia.....	184

Introduzione

L'Italia è un paese ad elevato rischio idrogeologico, dove le frane e le alluvioni sono calamità naturali che si ripetono con frequenza sempre maggiore creando ingenti perdite economiche e talvolta, purtroppo, vite umane. Ogni anno oltre un migliaio di frane colpiscono il territorio nazionale, e la popolazione esposta ai fenomeni franosi ammonta a 1.001.174 abitanti. Nel 2014 sono stati 211 gli eventi franosi principali in Italia, che hanno causato 14 vittime, feriti, evacuati e danni a edifici ed infrastrutture lineari di comunicazione primarie (Fonte ISPRA).

Sicuramente alla base delle cause c'è una pianificazione territoriale inadeguata e spesso esasperata, che non tiene conto dei possibili rischi derivati da una forte antropizzazione del territorio.

Le origini d'instabilità di un versante possono essere sia naturali che antropiche. Le precipitazioni brevi e intense e quelle eccezionali o prolungate sono i fattori più importanti per l'innescio dei fenomeni d'instabilità dei versanti; le prime per fenomeni rapidi e superficiali, le seconde per frane con una maggiore profondità della superficie di scivolamento. I fattori antropici assumono un ruolo sempre più determinante, con azioni sia dirette, quali tagli stradali, scavi, sovraccarichi, che indirette quali la mancata manutenzione di opere di difesa, un'agricoltura non realizzata secondo le buone pratiche agricole e l'abbandono delle pratiche selvicolturali.

Per le aree già edificate sono necessari l'insieme di interventi strutturali e non strutturali che vanno dalle opere di ingegneria per il consolidamento dei pendii instabili e la messa in sicurezza dei centri abitati, alle delocalizzazioni e alle reti di monitoraggio strumentale che consentono l'attivazione di sistemi di allerta e allarme.

Per le aree non ancora edificate è fondamentale ubicare in posti sicuri gli edifici e attuare una corretta pianificazione territoriale, mediante l'applicazione di vincoli e regolamentazione d'uso del territorio (PAI), che costituisce l'azione più efficace di riduzione del rischio nel lungo termine.

Ad ogni modo è sempre consigliato ascoltare quello che la Natura ci dice, i segnali che ci manda e quelli che ci ha lasciato nel passato. L'ambiente naturale è sempre in continua evoluzione ed ha bisogno dei suoi spazi per modificarsi, l'uomo deve cominciare ad accettare questa condizione ed adattarsi alla Natura, non viceversa.

Presentazione della tesi

Lo scopo della presente tesi è quello di analizzare il comportamento cinematico delle cosiddette frane lente, ed attraverso i dati registrati in situ mediante sistemi di monitoraggio, elaborare un modello di tipo fenomenologico.

E' opportuno sottolineare come i fenomeni ascritti a questa categoria siano i più nascosti e difficili da rilevare in campagna, rispetto ad altri; la lentezza del loro movimento che li contraddistingue fa sì che anche le tracce che lasciano sui versanti siano deboli e che i loro confini siano spesso confusi ed indeterminati. Lo studio e la comprensione di questi fenomeni è resa ancor più complicata dal fatto che il loro movimento avviene ad impulsi, per cui a lunghi periodi di stabilità seguono brevi intervalli di lento flusso.

Sono state prese in considerazione varie frane a cinematisimo lento, ubicate sia in Italia che in Europa; è stata posta particolare attenzione alla frana del Tessina, ed in particolare alla possibile correlazione tra tre variabili fondamentali: le precipitazioni, la variazione della pressione della falda freatica e gli spostamenti. Infine si è tentata una prima correlazione tra i dati di velocità di spostamento e la variazione dell'altezza di falda per la frana di Alverà.

Struttura della tesi

La struttura di questa tesi è organizzata in una prima parte teorica dove sono riassunti i contributi bibliografici necessari all'inquadramento del fenomeno franoso ed in particolare a quello delle frane lente; una seconda parte tecnica dove sono descritti i metodi di monitoraggio utilizzati nello studi delle frane, ed infine una terza parte teorico-pratica dove sono descritti vari esempi di frane a comportamento lento, ed un primo tentativo di elaborazione dei dati provenienti dalla frana di Alverà.

Nel *Capitolo 1* viene fatta una breve introduzione sulla definizione di frana, la sua evoluzione e le cause che inducono il suo innesco. Successivamente vengono introdotte le frane a cinematisimo lento, il rapporto esistente tra precipitazioni, spostamenti e la pressione dei pori come cause scatenanti, la loro mobilità ed evoluzione. Come ultimo argomento teorico è stato fatto un breve accenno sulla reologia, e sui modelli reologici

Nel *Capitolo 2* sono descritti i vari metodi di monitoraggio utilizzati in situ per lo studio ed il controllo delle frane. Vengono inoltre descritti i sistemi automatici per la registrazione dei dati in continuo, che negli ultimi anni hanno avuto un notevole sviluppo e contribuito ad una migliore comprensione dei fenomeni franosi.

Nel *Capitolo 3* vengono inizialmente presentati alcuni metodi di previsione di stabilità dei versanti, per poi passare alla descrizione dei modelli a comportamento viscoso, attraverso l'analisi di alcune tra le più studiate frane lente, sia in Italia che in Europa.

Nel *Capitolo 4* viene presentato il caso della frana del Tessina, con una prima introduzione di carattere geologico e geomorfologico, ed i sistemi di monitoraggio installati nell'area. Successivamente viene descritto con maggior attenzione il settore di Pian de Cice, i nuovi sistemi di monitoraggio installati ed i dati che hanno portato allo sviluppo di un nuovo modello cinematico.

Nel *Capitolo 5* si è cercato di correlare la velocità di spostamento e la fluttuazione della tavola d'acqua per la frana di Alverà. E' stato utilizzato il set di dati proveniente dai diversi punti di monitoraggio dislocati sull'intera superficie franosa.

Nel *Capitolo 6* vengono esposte le considerazioni finali relative agli argomenti discussi.

1. Le frane

1.1. Frana

In letteratura si possono ritrovare diverse definizioni di frana o di fenomeno franoso proposte da diversi autori nel corso degli anni, che le descrivono come segue:

“Rapido spostamento di una massa di roccia, terreno residuale o sedimenti, adiacenti ad un pendio, con movimento del centro di gravità della massa stessa verso il basso e verso l'esterno.” [Terzaghi, 1950]

“Movimento verso il basso e verso l'esterno di materiali (rocce e terreni naturali, materiali di riporto, o combinazioni di più materiali) formanti un pendio.” [Varnes, 1958]

“Movimento di masse di terreno o di roccia lungo un pendio, risultante da una rottura per taglio ai limiti della massa in movimento.” [Skempton & Hutchinson, 1969]

“Trasporto lungo un pendio, per azione gravitativa, di materiale terroso o roccioso in massa, lungo una zona confinata o una superficie di taglio.” [Bates & Jackson, 1987]

“Movimento di una massa di roccia, terreno o detriti lungo un pendio sotto l'azione della gravità.” [Cruden, Varnes 1996]

Dal punto di vista prettamente geomorfologico in una frana si possono distinguere varie porzioni: la zona (o nicchia) di distacco, la zona d'accumulo, la zona di scorrimento. (Figura 1.1)

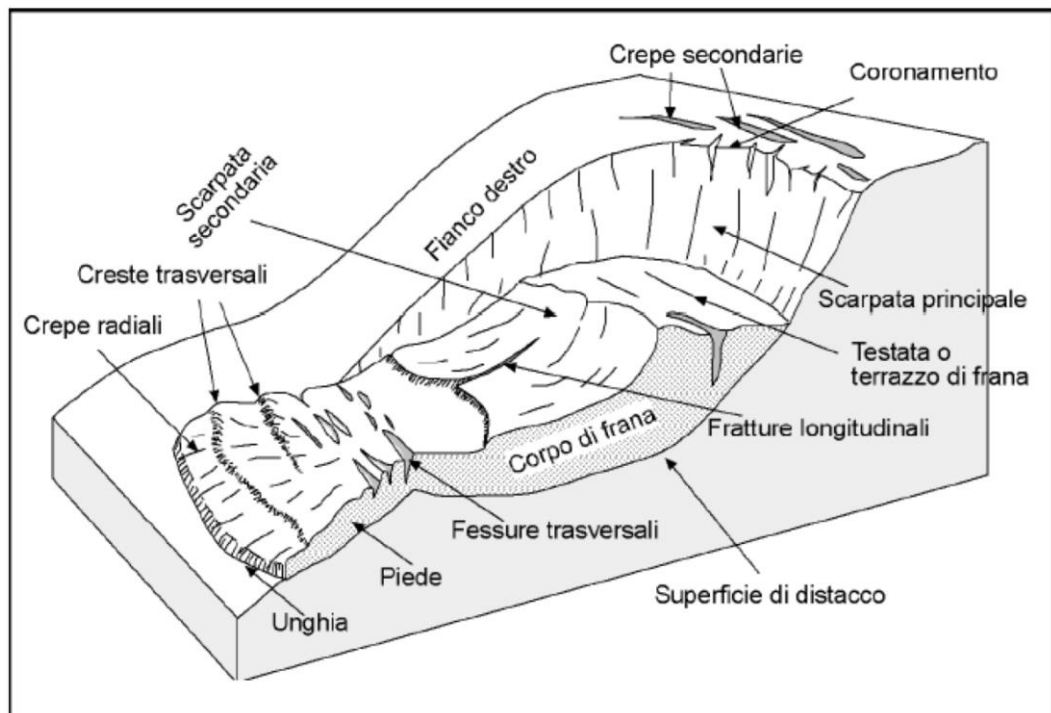


Figura 1.1- Nomenclatura di una frana (da Varnes, 1978 – modificata)

Si riporta di seguito più in dettaglio la terminologia relativa alle caratteristiche osservabili dei fenomeni franosi (Figura 1.1)

punto sommitale del coronamento: punto più alto del contatto fra coronamento e scarpata principale

coronamento: materiale rimasto in posto e quasi indisturbato, adiacente alle parti più alte della scarpata principale

scarpata principale: superficie, generalmente ripida, che delimita l'area quasi indisturbata circostante la parte sommitale della frana, generata dal movimento del materiale spostato. Rappresenta la parte visibile della superficie di distacco

zona di distacco: parte della frana dove il materiale spostato giace al di sotto della superficie originaria del versante

fianco: materiale non spostato adiacente ai margini del corpo di frana
zona di accumulo: zona dove si accumula il materiale franato

testata: parti più elevate del corpo di frana, lungo il limite fra questo e la scarpata principale

punto sommitale della testata: punto più alto del contatto fra scarpata principale e testata

scarpata secondaria: ripida superficie presente nel materiale spostato della frana, prodotta da movimenti differenziali all'interno del materiale spostato stesso

unghia: margine inferiore, generalmente curvo, del materiale spostato della frana, situato alla maggior distanza dalla scarpata principale

piede: porzione della frana che si trova a valle della superficie di distacco

superficie di distacco: superficie che forma il limite inferiore del materiale spostato sotto la superficie originaria del versante

materiale spostato: materiale spostato dalla sua posizione originaria sul versante a causa del movimento della frana

superficie originaria del versante: superficie del versante che esisteva prima che avvenisse il movimento franoso

corpo di frana: parte del materiale spostato che ricopre la superficie di distacco

1.2. Classificazione

Il sistema di classificazione più largamente utilizzato che descrive i movimenti franosi è quello proposto da Varnes nel 1958 e successivamente rivisto dallo stesso Autore nel 1978, che coinvolge fondamentalmente il tipo di movimento ed il tipo di materiale, e divide l'instabilità del pendio in 21 classi differenti (Tabella 1.1).

I casi di frana analizzati nel presente studio ricadono nelle classi contrassegnate in grassetto nella Tabella 1.1.

<u>Tipo di movimento</u>		<u>Tipo di materiale</u>		
		Rocce	Detrito	Terreni fini
Crolli (falls)		Crolli in roccia	Crolli in detrito	Crolli in terra
Ribaltamenti (topples)		Ribaltamento in roccia	Ribaltamento di detrito	Ribaltamento di terra
Scorrimenti (slides)	Rotazionali	Scorrimento rotazionale di roccia	Scorrimento rotazionale di detrito	Scorrimento rotazionale di terra
	Traslazionali	Scorrimento traslazionale di roccia	Scorrimento traslazionale di detrito	Scorrimento traslazionale di terra
Espandimenti laterali (lateral spreads)		Espandimenti laterali di roccia	Espandimenti laterali di detrito	Espandimenti laterali di terra
Flussi (flows)		Flussi di roccia	Flussi di detrito	Flussi di terra
Frane complesse/composite		Combinazione di 2 o più tipi nello spazio e/o nel tempo		

Tabella 1.1- classificazione delle frane secondo Varnes (1978)

Vengono di seguito descritte brevemente le varie tipologie di dissesto (Figura 1.2):

- Frana di crollo (1): distacco improvviso di masse di roccia da pareti ripide o a strapiombo;
- Frana per ribaltamento (2): si generano quando si verifica la rotazione di un blocco di roccia o di detrito, attorno ad un punto posto al di sotto del suo baricentro;
- Frane per scivolamento (3-4): può essere di tipo rotazionale dove il movimento avviene lungo una superficie del profilo curvilineo, concavo

verso l'alto; oppure traslazionale dove il movimento si realizza in corrispondenza di orizzonti di debolezza strutturale

- Frana per espansione laterale (5): caratterizzata da un movimento di estensione e conseguente fratturazione dei materiali a comportamento rigido in seguito al flusso plastico dei materiali sottostanti
- Frane per flusso o colamento (6): è la deformazione continua nello spazio di materiali lapidei e/o sciolti; il movimento non avviene solo sulla superficie di separazione tra la massa in frana e materiale in posto, ma è distribuito in modo continuo anche nel corpo di frana.
- Frane complesse: movimenti che derivano dalla combinazione nello spazio e/o nel tempo di due o più movimenti elementari.

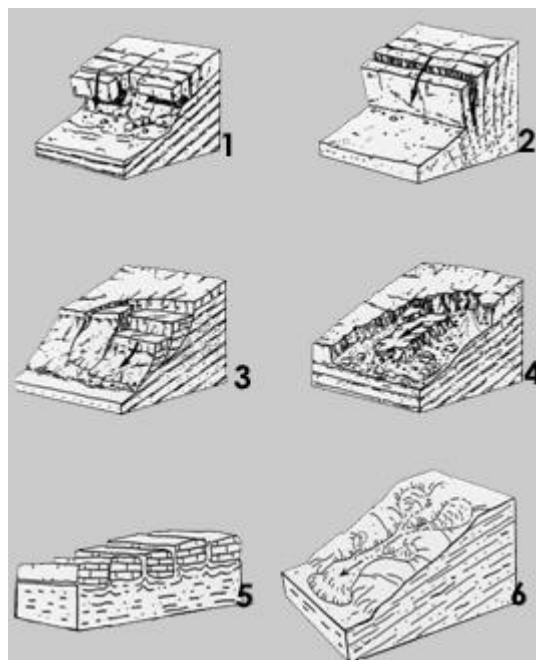


Figura 1.2- tipologie di dissesto

Ulteriori suggerimenti per classificare una frana sono stati proposti considerando la sua intensità, fra cui il volume totale mobilizzato dall'evento franoso, il tasso di danneggiamento possibile/osservato, e la massima velocità di movimento. E' proprio quest'ultima classificazione suggerita da Cruden e Varnes (1996) che verrà presa in considerazione per il testo a seguire (Tabella 1.2). Grazie alla sua praticità

questa classificazione si adatta molto bene nella rapida distinzione tra i vari fenomeni.

Le frane considerate in questa tesi rientrano nelle categorie descritte come “Lento”, “Molto lento” ed “Estremamente lento”, ed esse saranno di seguito indicate più semplicemente con il termine “Frane lente”.

Classe di velocità	Descrizione	Velocità limite	In mm/giorno
7	Estremamente rapido	> 5m/s	> 4,3x10 ⁸
6	Molto rapido	3 m/min – 5m/s	4,3x10 ⁶ – 4,3x10 ⁸
5	Rapido	1,8 m/h – 3 m/min	4,10x10 ⁴ – 4,3x10 ⁶
4	Moderato	13 m/mese – 1,8 m/h	433 – 4,3x10 ⁴
3	Lento	1,6 m/anno – 13 m/mese	4 – 433
2	Molto lento	16 mm/anno – 1,6 m/anno	4,4x10⁻² – 4
1	Estremamente lento	< 16 mm/anno	< 4,4x10⁻²

Tabella. 1.2 - classificazione delle velocità (Cruden e Varnes, 1996)

1.3. Stato di attività

Lo stato di attività definisce le caratteristiche dell’evoluzione temporale di un fenomeno franoso. (Figura 1.3)

- Frana attiva: frana attualmente in movimento
- Frana riattivata: una frana nuovamente attiva dopo un periodo di inattività
- Frana sospesa: una frana che attualmente non è in movimento, ma che si è mossa nell’ultimo ciclo stagionale

- Frana inattiva: una frana che non ha subito movimenti nell'ultimo ciclo stagionale
- Frana quiescente: frana non attiva al momento del rilevamento, per la quale però esistono indizi che ne dimostrino un'oggettiva possibilità di riattivazione, in quanto non ha esaurito la sua potenzialità di evoluzione

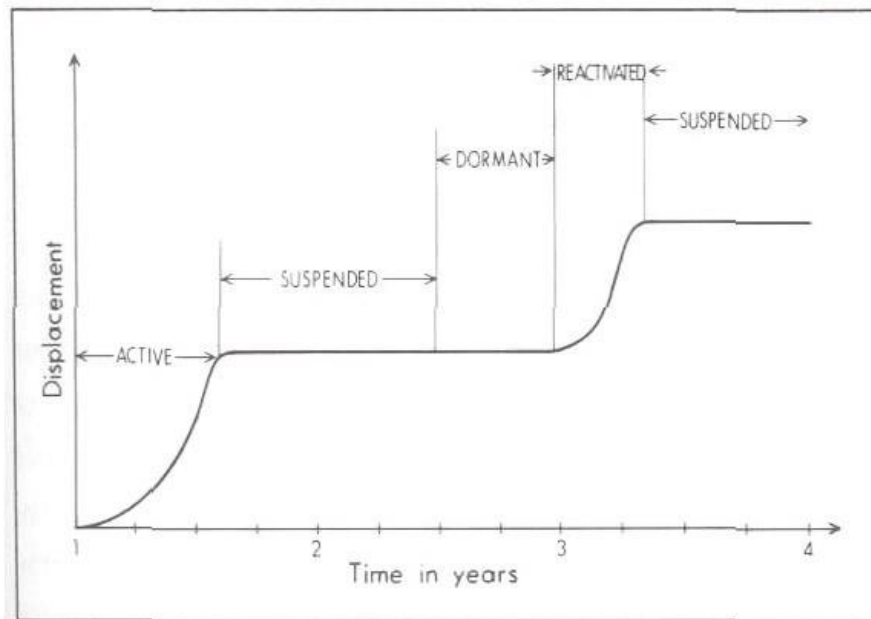


Figura 1.3 - Stato di attività di un fenomeno franoso

1.3.1 Evoluzione dei movimenti

I caratteri cinematici dei pendii sono stati già considerati da Vaunat et al. (1994) e successivamente da Leroueil et al. (1996).

Nella fase di pre-rottura si considerano tutti quei processi deformativi che portano il pendio alla rottura. Per piccole modifiche dello stato tensionale, questi processi producono una velocità modesta, controllata dalle deformazioni elasto-visco-plastiche. La velocità aumenta progressivamente in prossimità della rottura per effetto della graduale formazione e propagazione di una zona di taglio nel terreno in cui prevalgono le deformazioni visco-plastiche.

La fase di rottura è caratterizzata dalla formazione di una zona o superficie di taglio continua nell'intera massa di terreno. In questo istante le forze cosiddette destabilizzanti eguagliano quelle dette resistenti, in termini di tensioni efficaci.

La fase di post-rottura è caratterizzata dai movimenti successivi al collasso del versante instabile; in questa fase si registra un incremento delle velocità a seguito della progressiva riduzione di mobilità.

Lo stato di riattivazione di una frana può presentarsi solo come un fenomeno occasionale (riattivazione occasionale), oppure con delle fasi in cui la frana risulta del tutto attiva. (Figura 1.4)

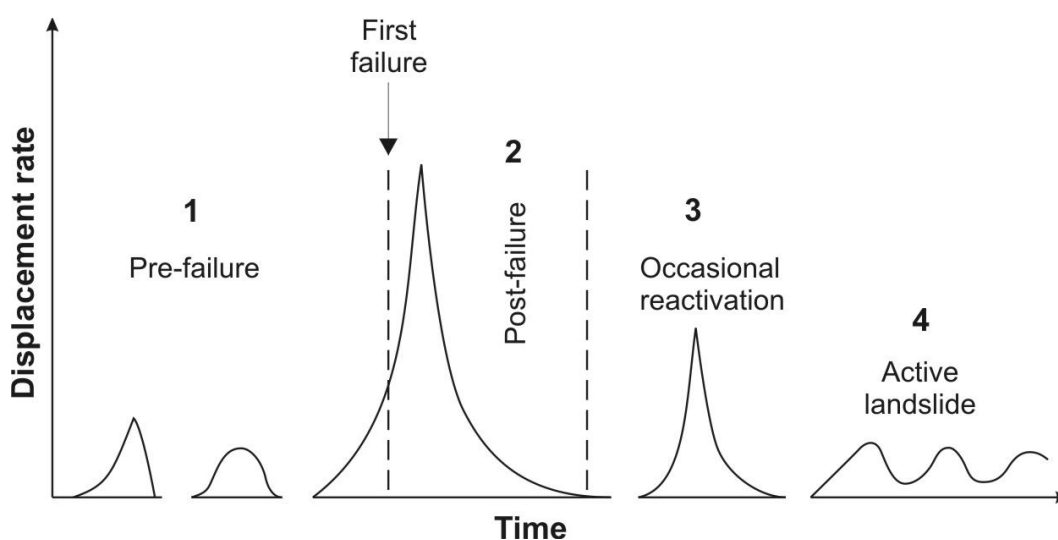


Figura 1.4 - Differenti stati del movimento franoso (Leroueil, 1996)

1.4. Le cause di un evento franoso

E' molto importante conoscere le cause che concorrono alla genesi di un fenomeno franoso, sia per prevederne gli spostamenti e le evoluzioni, che per scegliere correttamente gli interventi di stabilizzazione o mitigazione.

Tali cause possono essere distinte in:

- Cause preparatorie o predisponenti: si tratta di fattori intrinseci di instabilità legati, essenzialmente, alle caratteristiche litologiche, strutturali, tessiturali, giaciture dei materiali costituenti il pendio;

- Cause scatenanti o innescanti: agiscono su un pendio intrinsecamente “indebolito” e sono così definite perché innescano il movimento franoso, cioè provocano la rottura dello stato di equilibrio di un versante.

1.4.1 Cause predisponenti

Le cause predisponenti sono quelle connesse prevalentemente ai fattori geologici, morfologici, idrogeologici, quali la forma e le dimensioni dei corpi geologici, i rapporti con quelli adiacenti, i tipi litologici, la giacitura degli strati, lo stato di alterazione delle rocce, la permeabilità, la pendenza dei versanti, ecc.

Spesso la causa predisponente non è solo una ma è costituita da combinazioni di vari fattori che rispondono a caratteri oggettivi dell'area studiata.

È quindi necessario realizzare un'accurata analisi geologica, strutturale e morfologica del territorio, evidenziando le aree soggette ad instabilità ed i fattori scatenanti.

1.4.2 Cause scatenanti

Le cause determinanti sono quelle che danno origine, in un particolare momento, all'alterazione degli equilibri naturali, in conseguenza della sfavorevole combinazione di più fattori. Rilevante, in questo caso, è l'azione delle precipitazioni con carattere di breve durata e notevole intensità.

La rottura lungo una data superficie si realizza quando le forze che si oppongono al movimento (resistenza al taglio dei materiali costituenti il versante) sono minori delle forze che favoriscono il movimento stesso (resistenza al taglio mobilizzata lungo la superficie in esame); in questo caso il fattore di sicurezza, definito come il rapporto tra le forze stabilizzanti e le forze destabilizzanti agenti lungo una data superficie ipotetica di rottura, ha valori inferiori all'unità.

Perciò i fattori che possono condurre all'instabilità di un pendio vengono suddivisi in:

- Fattori che contribuiscono all'aumento degli sforzi tangenziali mobilizzati;

- Fattori che contribuiscono alla diminuzione della resistenza al taglio del materiale.

I primi si differenziano in:

- Fattori che rimuovono il materiale e diminuiscono il sostegno laterale, come l'erosione al piede di un versante ad opera di corsi d'acqua, attività di scavo (miniere, strade, ecc.), scioglimento di ghiacciai vallivi.
- Fattori che sovraccaricano il pendio, come la saturazione del terreno ad opera di piogge intense, peso delle neviccate, pressioni di infiltrazione per l'aumento del livello piezometrico, peso di rilevati stradali, rifiuti, edifici, ecc.
- Fattori che riducono il supporto sotterraneo, come attività carsica in rocce carbonatiche, dissoluzione di gessi, attività mineraria.
- Fattori che causano pressioni laterali, come il congelamento dell'acqua in fessure, rigonfiamento di argille.
- Fattori che esercitano sforzi transitori sul terreno, come attività sismica o vulcanica, esplosioni, traffico stradale e macchine vibranti.

Mentre i fattori che contribuiscono alla diminuzione della resistenza al taglio del materiale, della riduzione dell'attrito e/o della coesione dei materiali e/o aumento delle pressioni neutre per sforzi normali costanti si suddividono in:

- Fattori intrinseci (iniziali), come l'orientazione del pendio, la giacitura e caratteristiche delle superfici di stratificazione e di scistosità, delle fratture e delle faglie, alternanza di strati a diversa permeabilità e/o resistenza
- Fattori esterni (successivi), come la variazione di contenuto d'acqua, alterazione fisica e chimica dei materiali, le sollecitazioni transitorie come terremoti, esplosioni, ecc..

1.5. La resistenza al taglio dei materiali

La resistenza al taglio sulle aree di contatto tra le particelle è proporzionale alla forza che le spinge l'una contro l'altra, e la possiamo pertanto considerare una forza di attrito.

Sui punti di contatto tra le particelle, per alcuni tipi di terra, si sviluppano delle forze di adesione che rientrano tra le azioni reciproche tra le particelle e quindi contribuiscono alla formazione della resistenza al taglio delle terre.

Coulomb già nel 1773 propose, per i mezzi granulari, la relazione tra la tensione di taglio e la tensione normale:

$$\tau = \sigma \cdot \tan\varphi \quad (1.1)$$

Nella quale $\tan\varphi$ esprime il coefficiente di attrito.

φ è l'angolo di resistenza a taglio che è una caratteristica propria del terreno; esso misura la capacità che ha il terreno di opporsi allo scorrimento lungo una superficie, ma solamente in presenza di componenti di forza perpendicolari alla superficie stessa (quale è ad esempio la forza di gravità).

La resistenza al taglio di un terreno è dovuta quindi a due componenti principali:

- L'attrito che si esercita nelle superfici di contatto tra i grani;
- L'interconnessione, che tiene conto di come le particelle di terreno sono disposte; essa dipende a sua volta: dalla forma delle particelle, dalla loro disposizione spaziale e dalla distribuzione granulometrica delle particelle stesse.

Nel momento in cui un terreno viene rimaneggiato si cambia la distribuzione spaziale dei grani, quindi si riduce l'effetto dell'interconnessione, (si può arrivare ad annullarlo del tutto) e si tiene conto solo dell'attrito, di conseguenza si riduce il valore dell'angolo di resistenza al taglio; si parla in questo caso di resistenza a taglio ultimo (e si avrà l'angolo di attrito residuo φ_r).

Per i terreni coerenti Coulomb propose che ad equilibrare il taglio oltre all'attrito figurasse anche una resistenza detta coesione, che si manifesta anche a tensione normale nulla.

La formula venne quindi rivista e riscritta nel modo seguente

$$\tau = c + \sigma \cdot \tan\varphi \quad (1.2)$$

Ove c è appunto il valore della coesione.

La svolta decisiva nello studio della resistenza al taglio si ebbe però solamente quando si scoprì che la differenza fondamentale tra le caratteristiche di resistenza al taglio e di comportamento delle sabbie e delle argille, dipendeva non tanto dalle diverse proprietà d'attrito delle particelle quanto dall'enorme differenza di permeabilità.

La chiarificazione di questo fatto ebbe inizio con la scoperta da parte di Terzaghi del principio delle tensioni efficaci, cioè il principio per il quale le forze che agiscono su un elemento di terreno possono essere divise in due parti: quelle che sono trasmesse direttamente da grano a grano o pressioni efficaci (σ'), e quelle che agiscono attraverso il fluido che riempie i vuoti o pressioni neutre (u). Allora la pressione totale σ sarà data da:

$$\sigma = \sigma' + u \quad (1.3)$$

Quindi la relazione di Coulomb (Equazione 1.2) viene modificata nella forma:

$$\tau = c' + (\sigma - u) \cdot \tan\varphi' = c' + \sigma' \cdot \tan\varphi' \quad (1.4)$$

nella quale c' e φ' sono espressi in termini di pressioni efficaci (Figura 1.5 ed equazione 1.4).

In questa nuova forma la relazione di Coulomb-Terzaghi ha assunto validità per una grande varietà di materiali e condizioni di carico.

Il problema venne ulteriormente chiarito associando alla relazione di Coulomb il criterio di rottura di Mohr: $\tau = f(\sigma)$ secondo cui si ha rottura quando la tensione di taglio sul piano di rottura diventa una funzione della tensione normale a quel piano; questo criterio è espresso dalla relazione

$$(\sigma_1 - \sigma_3) / 2 = f[(\sigma_1 + \sigma_3)/2] \quad (1.5)$$

ciò indica che la rottura ha luogo quando il raggio del cerchio di Mohr delle tensioni $(\sigma_1 - \sigma_3)/2$ è funzione della semisomma delle tensioni principali maggiori e minori $(\sigma_1 + \sigma_3)/2$, cioè della distanza del centro di questo cerchio dall'origine.

Il comportamento di una frana, di tipo traslazionale, è governato dal criterio di rottura di Mohr-Coulomb.

In condizioni pseudo statiche, la sollecitazione al taglio che opera lungo la superficie di scorrimento, e quindi l'accelerazione della frana, dipende dalle variazioni della forza resistente causata dalle variazioni della pressione dei pori, di stress efficace e dai cambiamenti nelle proprietà dei materiali.

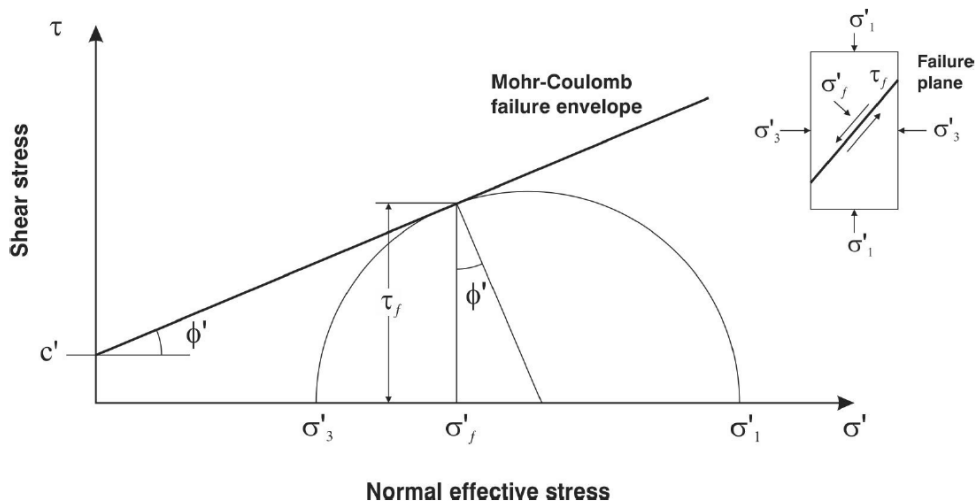


Figura 1.5 - Il criterio di rottura di Mohr-Coulomb (Craig. 1997)

1.6. Le frane lente

Come visto precedentemente le frane cosiddette lente sono quelle caratterizzate da una velocità di movimento del corpo franoso inferiore ai 1,6 m/anno.

I tipi principali di frane lente attive sono gli scorrimenti (traslazionali e rotativi), le colate di fango e gli espandimenti laterali.

Il movimento è il risultato dello spostamento lungo discontinuità interne (superficie di slittamento) e di tensioni interne. Il corpo di frana è generalmente sottoposto ad una forza costante causata dal peso proprio, il movimento è quindi innescato dalla variazione della forza resistente causata dal cambiamento delle condizioni al contorno, e dalle deformazioni viscosi. Inoltre, nel lungo termine, ogni cambiamento di proprietà del suolo a causa di fenomeni atmosferici, o dovuto ad altri processi di deterioramento del suolo, può svolgere un ruolo importante sul cinematisimo. Infine anche un cambio di pendenza morfologico, causato dal movimento franoso stesso, può frenare o accelerare ulteriormente il proprio moto. Pertanto la velocità di spostamento dipende dalle condizioni geometriche caratteristiche del corpo di frana, dalle variazioni dello stress efficace, dalle proprietà viscosi sia del corpo di frana che delle discontinuità, e dal deterioramento del suolo.

Il modello di movimento delle frane lente è spesso definito come uno scorrimento post-rottura, che si presume essere uniforme nel corso del tempo (Hutchinson, 1988), soprattutto a causa della discontinua frequenza di monitoraggio dei parametri coinvolti, che non permette un'efficace risoluzione del movimento (Picarelli, 2007). Tuttavia, negli ultimi anni si è potuto contare su strumentazioni più moderne con la possibilità di un'acquisizione dei dati continua o quasi continua. Tale strumentazione ha permesso di verificare che molte frane lente possiedono un movimento variabile nel tempo, con distinti modelli di movimento (Petley et al., 2005) e sono controllati in gran parte dai cambiamenti delle pressioni dei pori che si verificano in brevi periodi di tempo (Van Genuchten, 1988; Petley et al., 2005; Picarelli, 2007). Nonostante l'evidenza empirica, i modelli che descrivono tali

rapporti (sia per il cambiamento della pressione dei pori, che per le riattivazioni indotte da terremoti), sono ad oggi poco studiati.

Nelle frane lente i cambi di velocità (accelerazioni) sono controllati principalmente dalle variazioni del livello dell'acqua (Bertini et al, 1984;. Nakamura, 1984; Picarelli 2004; Corominas, 2005; Van Asch, 2007; Gonzalez et al, 2008.); mentre altri studi (Corominas et al, 2005.; Gonzalez et al 2008.; Matsuura et al., 2008.) hanno evidenziato un aumento non lineare di velocità con l'incremento della pressione dei pori. Inoltre Bertini et al., (1984) e Gonzalez et al., (2008) hanno rilevato che per lo stesso valore della pressione dei pori, la velocità quando la tavola d'acqua era in risalita, era maggiore di quando la tavola d'acqua era in abbassamento (Picarelli, 2007).

Il rapporto tra la pressione dei pori ed il movimento di frana è ulteriormente complicato dall'idrogeologia dell'area, in particolare dal contrasto di permeabilità tra i materiali intatti, fessurati e quelli che formano il corpo di frana soggetto a scivolamento; inoltre la presenza di eterogeneità in grande scala forniscono vie dirette per l'infiltrazione dell'acqua superficiale nel corpo franoso. Di conseguenza, frane grandi e lente, spesso mostrano una risposta complessa ed irregolare rispetto ai flussi d'ingresso dell'acqua.

Nonostante la risposta della pressione dei pori in relazione all'ingresso dell'acqua nel corpo franoso sia complessa, il monitoraggio delle pressioni neutre sono diventate una routine, soprattutto con l'utilizzo di attrezzature e tecniche che si sono perfezionate nel corso degli ultimi anni. Pertanto la distribuzione della pressione dei pori all'interno della massa franosa può in molti casi essere risolta, consentendo di distinguere l'influenza di altri fattori di controllo.

Oltre alla velocità possiamo riscontrare altre caratteristiche comuni nelle frane lente:

- I. Si muovono su una superficie di scorrimento che si attiva ciclicamente nei periodi di risalita della falda;
- II. Possiedono una superficie di rottura preesistente;
- III. Sono comuni in terreni a grana fine;
- IV. Possono essere sia superficiali che profonde;

- V. Il movimento è in gran parte controllato dalle fluttuazioni delle pressioni dei pori;
- VI. Possiedono un movimento con deformazioni interne al corpo di frana molto piccole o assenti, come un corpo rigido.

1.6.1 Danni attesi dallo spostamento delle frane lente

Strutture come edifici, autostrade, ferrovie, ponti, dighe e condotte sono spesso costruite sui pendii naturali dove il rischio di frane non è trascurabile. La vulnerabilità di queste strutture alle frane lente è stato a volte sottovalutato.

La *vulnerabilità* è il grado di perdita di un elemento o di un insieme di elementi, provocato dal verificarsi di una frana di una certa magnitudo; di solito è espressa come un valore compreso tra zero e uno. La vulnerabilità è uno dei due fattori utilizzati per valutare il rischio specifico, l'altro è la *pericolosità*. La pericolosità è la probabilità di accadimento di una frana potenzialmente dannosa, in una certa area ed in un determinato periodo di tempo. Il rischio specifico è matematicamente espresso come prodotto della pericolosità e la vulnerabilità (Varnes 1984).

$$\text{Rischio} = (\text{pericolosità}) \times (\text{vulnerabilità})$$

I servizi vulnerabili comprendono cinque categorie principali: insediamenti urbani ed extraurbani, autostrade e ferrovie, ponti, dighe e infrastrutture lineari (come tubazioni, condutture idriche o del gas) (Figura 1.6).

Il danno atteso può essere correlato alla velocità di spostamento dell'evento franoso. L'entità del danno per ciascuna delle strutture studiate può essere classificato in lieve, moderato, grave e molto grave (Figura 1.7).

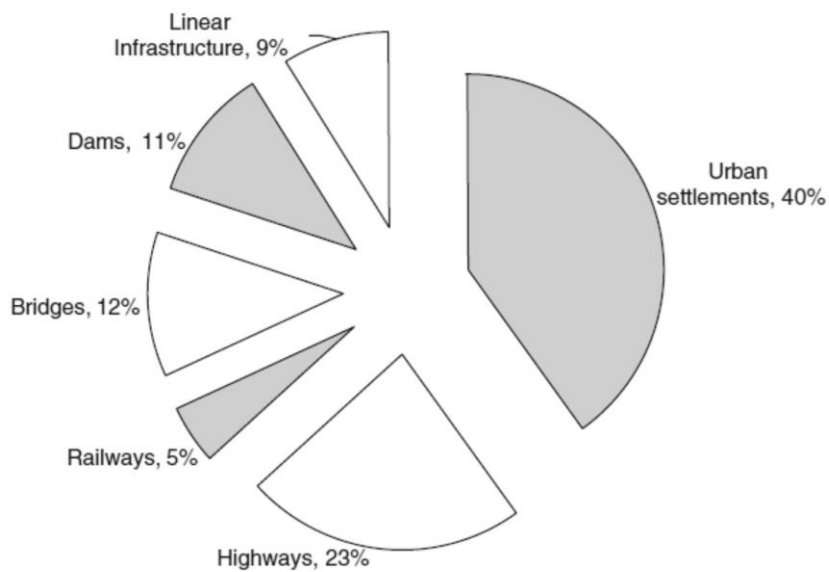


Figura 1.6 - Grafico a torta delle percentuali delle strutture coinvolte nelle frane lente (Mansour: Expected damage from displacement of slow-moving slides, 2010)

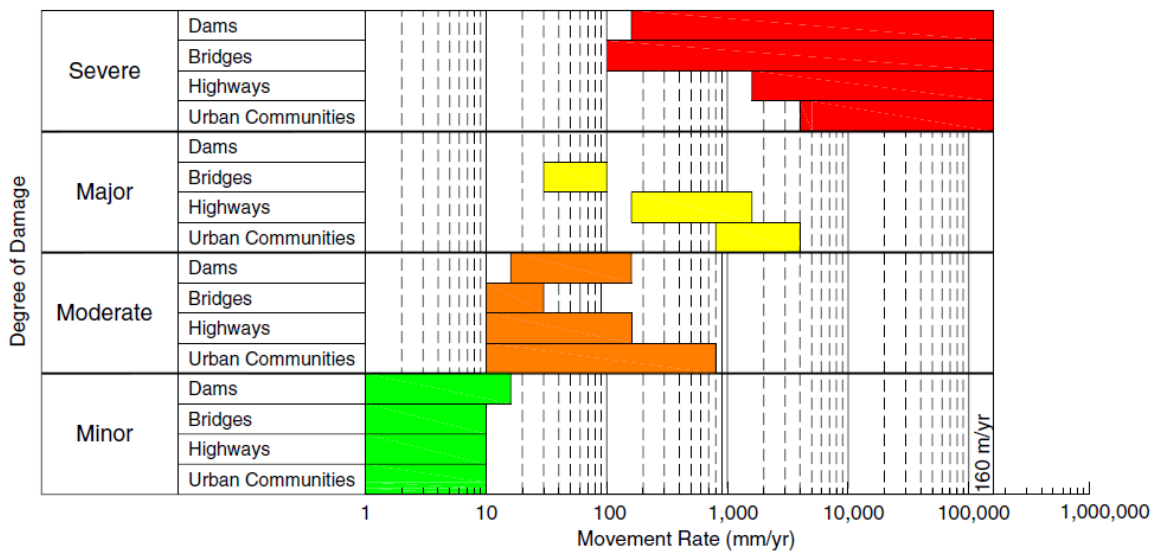


Figura 1.7 - Rappresentazione schematica della misura attesa del danno contro velocità di movimento per le varie forme di infrastrutture. (Mansour: Expected damage from displacement of slow-moving slides, 2010)

Spesso le frane lente sono fenomeni sottovalutati, appunto perché il loro movimento non sviluppa problemi nell'immediato.

Tuttavia per le frane di creeping, solitamente sono gli spostamenti cumulativi totali a causare problemi ad infrastrutture ed abitazioni. Le frane lente possono, diventare frane rapide se le condizioni climatiche e/o geomorfologiche cambiano, oppure per effetto della rottura di sotto servizi quali tubazioni idriche o fognarie.

1.7. Rapporto pressione dei pori e spostamenti

I tre principali fattori scatenanti di un evento franoso, in ordine decrescente di fenomeni studiati, sono le precipitazioni (64%), fenomeni erosivi (23%), e le attività antropiche (19%) (Mansour et al., 2010) (Figura 1.8).

E' ben noto che la distribuzione delle pressioni neutre in una frana è uno dei principali fattori che ne regolano il movimento.

Inoltre il fenomeno di riattivazione, in un versante di tipo argilloso, spesso dipende dall'incremento della pressione dei pori e dal regime pluviometrico (Bertini et al., 1986; Angeli, 1992; Corominas et al., 2005).

La risposta dell'innalzamento della pressione dei pori agli eventi meteorici può essere sia graduale che repentino; il grado di aumento, infatti, dipende dall'intensità di precipitazione, dal deflusso, dall'infiltrazione e dall'evapotraspirazione, nonché dalle caratteristiche del materiale che compongono il pendio, come ad esempio la permeabilità dell'insaturo e del saturo. Più in particolare la rapida risposta all'innalzamento della pressione dei pori è dovuta a percorsi preferenziali di infiltrazione in profondità come fessure o crepe provocate da fenomeni franosi precedenti (Van Asch e Buma, 1996; Matsuura et al., 2008).

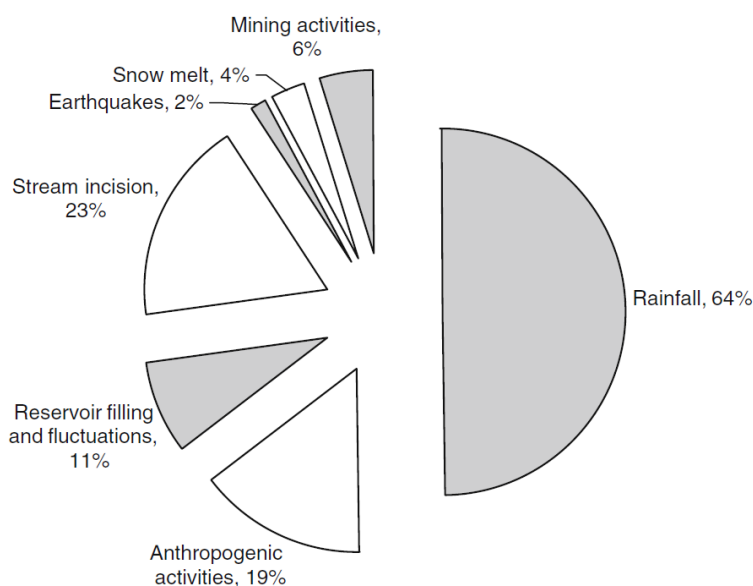


Figura 1.8 - Grafico a torta delle percentuali dei differenti fenomeni di innesco (Mansour: Expected damage from displacement of slow-moving slides, 2010)

Tuttavia un rapido aumento della pressione dei pori e conseguentemente della tavola d'acqua, si verifica solitamente dopo un evento meteorico molto intenso che eccede un certo valore di soglia in un determinato periodo di tempo. Nei casi in cui il monitoraggio si è protratto per un periodo di tempo sufficiente, è stato possibile individuare un valore di soglia del livello di falda al di sotto del quale la velocità di spostamento è quasi nulla, mentre al di sopra cresce più che linearmente col livello piezometrico (Bertini et al. 1986; Cartier e Pouget. 1988).

Nell'analisi delle frane lente, le fluttuazioni delle pressioni dei pori, sia rapide che gradualmente sono molto importanti, dal momento che gli spostamenti registrati sono spesso intermittenti.

Inoltre se una frana si sta già muovendo, l'incremento della pressione dei pori causa un'accelerazione di movimento, mentre un decremento produce una decelerazione fino a quando il movimento si arresta. Ad ogni modo, in alcuni casi, il movimento non si ferma nemmeno quando il fattore di sicurezza risulta maggiore dell'unità. Ad esempio Fell et al. (2000) per la frana di Sallèdes in Francia, ha verificato che i movimenti avvenivano con velocità fino a 1 mm/giorno anche quando il fattore di sicurezza era di 1,1. Mentre Eshraghian (2007) ha osservato, basandosi sui

movimenti registrati della frana nell'area di Ashcroft in Canada, che la riattivazione del lento movimento è iniziata quando il fattore di sicurezza era vicino o poco inferiore a 1.1.

Negli ultimi anni alcuni ricercatori hanno suggerito relazioni lineari e non lineari tra la velocità di movimento e la pressione dei pori sulle superfici di taglio pre-esistenti (Glastonbury e Fell 2002, Bonnard e Glastonbury 2005, Huvaj-Sarihan 2009). Calvello et al. (2008) ha riassunto i modelli in due categorie, vale a dire, modelli cosiddetti fenomenologici e modelli fisicamente basati. Il primo impiega le relazioni empiriche tra i movimenti del terreno e le loro cause; mentre i modelli fisicamente basati riguardano il comportamento meccanico del terreno. Tuttavia, una chiara distinzione tra le due categorie non è semplice, e numerosi modelli potrebbero essere definiti come 'misti' quando adottano una schematizzazione concettuale e/o una semplificazione del fenomeno all'interno di un quadro fisicamente basato.

Corominas et al. (2005) ha suggerito un modello per prevedere sia gli spostamenti franosi che le velocità per la frana di Vallcebre, aggiungendo nell'equazione del momento un termine di viscosità (Capitolo 3.5.2). E' dimostrato che utilizzando parametri reologici simili per tutta la frana, gli spostamenti vengono calcolati con maggiore precisione. Alcuni autori (Cartier and Pouget 1988; Corominas et al. 2005) hanno infatti riportato una relazione non lineare tra la pressione dei pori e la velocità.

Gli schemi di movimento illustrati nella Figura 1.9 mostrano le relazioni complesse tra la velocità di spostamento e le condizioni della tavola d'acqua (pressione dei pori). Diversi studi hanno trovato che vi è un rapporto di isteresi tra questi fattori (vedi per esempio, Bertini et al., 1986; Corominas et al., 2005; Gonzalez et al., 2008; Matsuura et al., 2008; Van Asch et al., 2007 e Massey et al., 2013) (Figura 1.9).

- Bertini et al. (1986), ha esaminato il movimento della frana Fosso San Martino nel centro Italia, che consiste in uno strato sottile di roccia sovrapposto da una copertura di limo argillosi di origine colluviale. Essi

suggeriscono diverse velocità per il ramo in salita e discesa dei livelli piezometri (Figura 1.9 e).

- Corominas et al. (2005) e Gonzalez et al. (2008), ha studiato la complessa frana di Vallcebre nei Pirenei orientali, in Spagna, che comprende un insieme di scisti, gessi e roccia argillosa. Essi suggeriscono il ruolo della componente viscosa come spiegazione al rapporto di isteresi negli schemi di movimento, ed il “comportamento reversibile” di velocità, supponendo che le velocità nel ramo ascendente è minore della velocità del ramo discendente (Figura 1.9 d).
- Matsuura et al. (2008), ha trovato un modello simile di isteresi nei materiali di età Terziaria in Giappone (Figura 1.9 c1, c2). Un tipo di curva di isteresi è rigonfia verso l'alto quando la pressione dei pori aumenta notevolmente e la risposta di spostamento risulta ritardata. Mentre, quando la pressione dei pori cala sensibilmente, la velocità di spostamento diminuisce gradualmente.
- Van Asch et al. (2007), ha descritto un rapporto isteresi per la frana di La Valette, nelle Alpi francesi, caratterizzata da marne e materiali morenici argillosi. La ricerca ha dimostrato che durante la fase ascendente della tavola d'acqua, il materiale sembra avere una viscosità intrinseca inferiore ed una minore dipendenza dall'eccesso di shear stress che durante le fasi discendenti (Figura 1.9 b). Van Asch et al. (2007) suggeriscono anche che durante il movimento, l'eccesso di pressione dei pori, sia positiva che negativa, si può sviluppare a causa di fenomeni di compressione e di estensione (Iverson, 1985; Angeli et al, 1996;. Corominas et al., 2005).

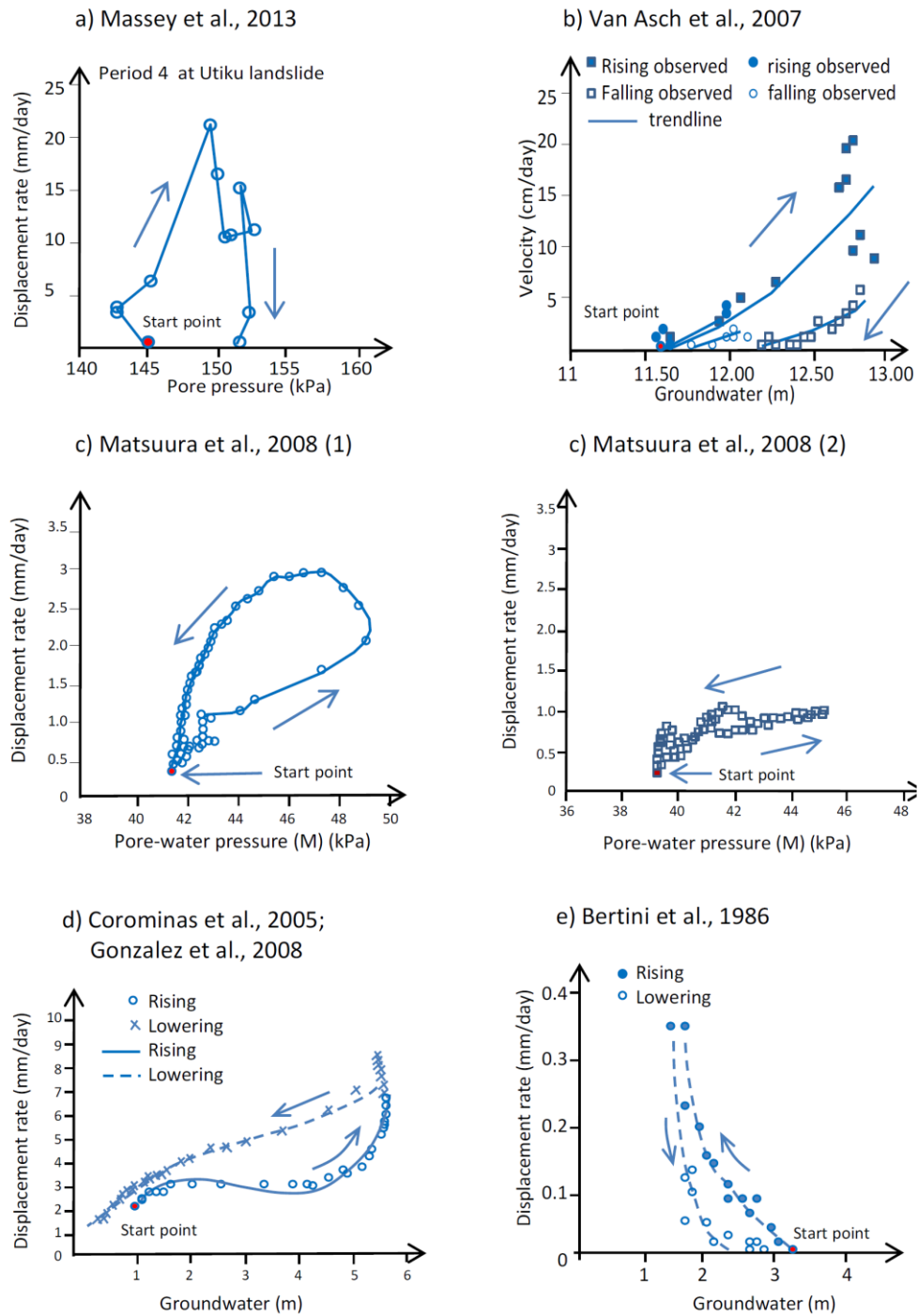


Figura 1.9 – Relazioni di isteresi tra tavola d'acqua/pressione dei pori e tassi di spostamento/velocità

- Massey et al. (2013), ha trovato un modello simile di isteresi per la frana di Utiku, in Nuova Zelanda (Figura 1.9 a), la quale scorre su strati di argilla

sottili entro un una roccia calcarea. Gli studi hanno osservando un iniziale rapido aumento del tasso di spostamento verso valori di picco quando c'è un aumento della pressione dei pori. Tuttavia, si sono visti anche come i tassi di spostamento post-picco siano diminuiti, quando la pressione dei pori sia rimasta costante, o in alcuni casi addirittura aumentata. Massey et al., (2013) ha suggerito che questo potrebbe essere spiegato con i cambiamenti nella resistenza al taglio della superficie di scorrimento (cioè una resistenza dinamica piuttosto che una resistenza statica per attrito), causata da un riarrangiamento delle particelle di argilla durante il taglio.

1.7.1 Risposta stagionale alle precipitazioni

Come ben descritto da Mansour (2009) "...il probabile innesco di una frana a movimento lento, di spessore moderato, è dovuto ai cambiamenti stagionali delle condizioni al contorno che risentono delle variazioni idrologiche nel corso dell'anno." In pratica se la frana risponde a lunghi periodi di elevata piovosità o di infiltrazione efficace, per esempio dovuti a tempeste protratte per giorni, piuttosto che eventi meteorologici singoli, la risposta stagionale è quella dominante (Corsini et al.,2005).

Matsuura et al. (2008) definisce il concetto di pressione dei pori critica come la soglia per cui si ha un inizio di movimento dovuto al decadimento dell'equilibrio dinamico.

Oltre agli eventi piovosi bisogna considerare anche il contributo che deriva dallo scioglimento delle nevi. Infatti come dimostra Matsuura et al (2008), il contributo delle acque di disgelo riveste un ruolo importante che deve essere monitorato con precisione al fine di analizzare correttamente le fluttuazioni delle acque di infiltrazione, e di conseguenza il loro rapporto con la pressione dei pori.

1.7.2 Precipitazioni e pressione dei pori come cause scatenanti

Il movimento franoso si innesca quando le sollecitazioni al taglio sono maggiori della resistenza al taglio dei materiali (Terzaghi. 1950). Il rapporto fra forze resistenti e forze destabilizzanti è espresso come fattore di sicurezza (F).

Il fattore di sicurezza, quindi, stabilisce quando un pendio è stabile ($F \geq 1$) oppure instabile ($F < 1$); ad ogni modo, come visto in precedenza, in alcuni casi, tale considerazione non è sempre valida.

Sia il metodo del pendio infinito per superfici di rottura non circolari, come per i metodi proposti da Morgenster e Price (1965), incorporano il criterio di rottura di Mohr – Coulomb, considerando per semplicità il problema solo bidimensionale.

$$F = \frac{c' + (\sigma_n - u) \cdot \tan \phi}{\sigma_n \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha} \quad (1.7)$$

$$\tau = \sigma_n \cdot \sin \alpha \cdot \cos \alpha \quad (1.8)$$

Dove σ_n è la tensione normale e u è la pressione dei pori, $(\sigma_n - u)$ è lo stress effettivo come definito da Terzaghi (1936), α è l'angolo della superficie di scorrimento e τ è lo sforzo di taglio.

Da questa espressione si può calcolare F in ogni punto sulla superficie di taglio, dove le condizioni della pressione dei pori e la profondità di movimento sono noti. Il metodo presuppone che la pendenza si estenda all'infinito, che la superficie di rottura sia planare e parallela alla superficie del pendio ed il terreno sia omogeneo. Basandosi su questa equazione, il meccanismo di innesco delle frane indotte dalle precipitazioni, può essere attribuita all'incremento della pressione dei pori.

In un pendio naturale la sollecitazione di taglio è approssimativamente costante a causa della gravità, tuttavia l'aumento della pressione interstiziale dovuta all'infiltrazione delle precipitazioni, riduce progressivamente la tensione normale dei materiali che agisce sulla superficie di taglio.

Il metodo del pendio infinito è una delle tante analisi all'equilibrio limite che vengono abitualmente utilizzate per il calcolo della stabilità dei versanti. Tale analisi però può solo determinare le condizioni di attivazione dell'evento franoso, ma non può descrivere il tipo di movimento e gli spostamenti che si possono registrare sul campo.

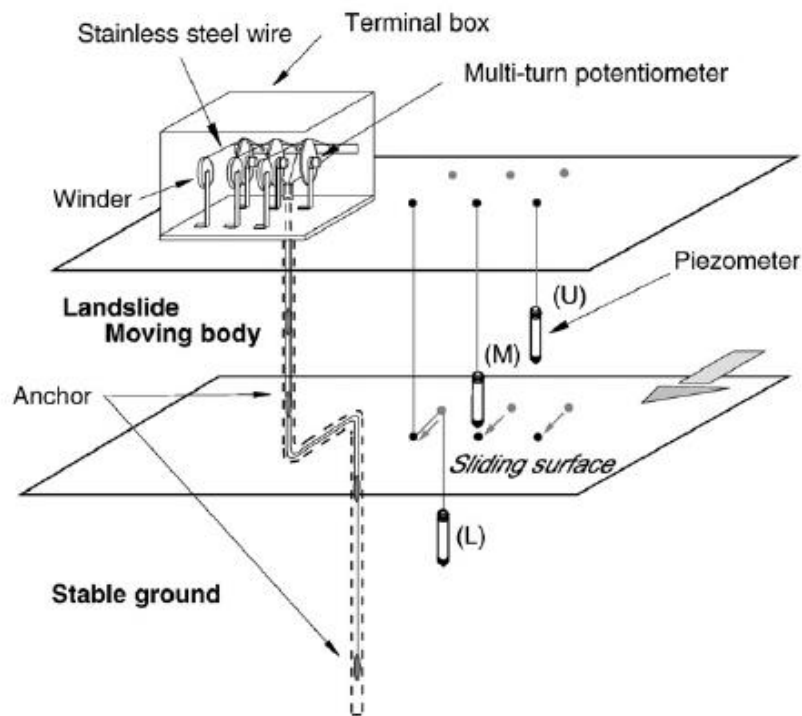
1.7.3 Relazione tra pioggia e/o acqua di fusione, pressione dei pori e spostamenti di una frana riattivata

La pioggia e/o l'acqua di fusione che raggiunge la superficie del terreno (qui di seguito denominato per semplicità "MR" dall'inglese meltwater and rain) si infiltra per formare la tavola d'acqua, dopodiché scorre attraverso percorsi complicati e viene infine scaricata nei fiumi. Durante questa sequenza di processi, la pressione dell'acqua, che riempie gli spazi vuoti tra le particelle di terreno e roccia fessurata, aumenta quando la quantità di acqua che si infiltra nel terreno accresce. Un aumento della pressione dei pori provoca una caduta dello stress efficace, compromettendo la stabilità di un pendio, diventando una delle principali cause di scatenamento delle frane.

Il livello delle acque sotterranee e la pressione dei pori sono stati monitorati in molti siti di frana differenti. Questi studi hanno rivelato alcune delle caratteristiche di risposta della pressione dei pori rispetto alla MR.

La pressione dei pori e lo spostamento delle frane raramente sono monitorati simultaneamente da piezometri e pozzi di osservazione, che spesso sono danneggiati durante grandi spostamenti. Tuttavia, utilizzando il miglioramento dei sensori e delle tecniche di registrazione avanzate, alcune informazioni sono state ottenute sulle caratteristiche di risposta di spostamento delle frane nei confronti della pressione dei pori (Angeli et al, 2000;. Corominas et al, 2000;. Yamada et al, 2000;.. Malet et al, 2002).

Sono stati fatti anche dei tentativi di correlare direttamente lo spostamento di frana con l'intensità di pioggia. L'analisi dei dati meteorologici e degli spostamenti monitorati con picchetti e/o GPS, ha mostrato che le caratteristiche di spostamento della frana erano strettamente correlate con i modelli di fluttuazione stagionali di pioggia e dell'acqua di scioglimento (Corominas e Moya, 1999; Coe et al., 2003). In un articolo scritto da Matsuura (2008), si descrivono in maniera dettagliata le correlazioni tra MR e pressione dei pori, pressione dei pori e spostamenti di frana, MR e spostamenti di frana. L'autore ha studiato un caso di frana in Giappone.



- * (U):Piezometer installed in the landslide moving body (-4.0m)
- (M):Piezometer installed at the sliding surface (-5.0m)
- (L):Piezometer installed in the stable ground (-7.0m)

Figura 1.10 - configurazione dei piezometri e misuratore di spostamento della frana

Le precipitazioni sono state monitorate presso una stazione meteorologica adiacente alla frana, inoltre per un più preciso monitoraggio delle acque di fusione infiltrate nel corpo di frana è stato installato un lisimetro. Per il monitoraggio della pressione dei pori sono stati installati dei piezometri a diverse profondità, uno sulla superficie di frana (U), uno all'interno del corpo di frana (M) ed uno nel terreno stabile (L). Dal momento che questa frana occasionalmente si può spostare fino a circa 50 mm in un giorno, è stato installato un estensimetro a filo (Figura 1.10).

Il monitoraggio della MR, della pressione dei pori, e dello spostamento della frana sono stati letti da un data logger controllato da un computer, e registrati su hard disk. Il campionamento dei dati è stato effettuato ogni 30 minuti mentre il periodo di monitoraggio si è protratto per quasi un anno.

Fluttuazione della pressione dei pori per ciascuna profondità

Durante il periodo di monitoraggio, la fluttuazione della pressione dei pori ai piezometri (U), (M), e (L) è stata influenzata dai cambiamenti della MR.

Ci sono stati 11 eventi durante i quali la pressione dei pori in (M) ha oscillato più di 1,3 kPa (Figura 1.11<C> eventi da (a) a (k)). Le pressioni dei pori registrate in (U), (M) e (L) sono state confrontate per studiare le caratteristiche di fluttuazione delle stesse durante il periodo di monitoraggio. Le pressioni interstiziali in (U) e (M) hanno mostrato tendenze simili per tutto il periodo, mentre la pressione (L) ha registrato una diversa oscillazione. Le risposte delle pressioni interstiziali per effetto della MR erano quindi diverse tra l'interno del corpo di frana (U, M) e sotto la superficie di scorrimento (L).

Rapporto tra la pressione dei pori per ciascuna profondità e gli spostamenti

Il rapporto tra la pressione dei pori e lo spostamento è stata studiata attraverso l'analisi della pressione dei pori media giornaliera, e lo spostamento giornaliero.

La correlazione tra la pressione dei pori in (M) e lo spostamento era basso, ma è stato superiore a quello del rapporto tra la pressione interstiziale (L) e lo stesso spostamento (Figura 1.12). Ne deriva che la pressione dei pori nei pressi della superficie di scorrimento e all'interno del corpo in movimento, sono stati trovati ad essere più coinvolti negli spostamenti di frana rispetto alla pressione dei pori sotto la superficie di scorrimento. Questo supporta la teoria ampiamente accettata che attribuisce gli aumenti della pressione dei pori vicino alla superficie di scorrimento, un calo della tensione efficace, e conseguente incremento dello spostamento del corpo di frana.

Relazione tra MR e pressione dei pori in (M)

Come per le caratteristiche di fluttuazione, le differenze di fase tra le pressioni dei pori in (U) ed (M) rispetto alle acque di fusione e di pioggia (MR), differivano da quelle di (L). All'inizio del monitoraggio, le gamma di pressioni dei pori in (U), (M) ed (L), durante gli eventi di MR erano diverse, ma non hanno mostrato dei ritardi nella risposta (Figura 1.12<A>). Inoltre al termine del monitoraggio, la pressione interstiziale in (L) non ha mostrato quasi nessuna risposta alla MR.

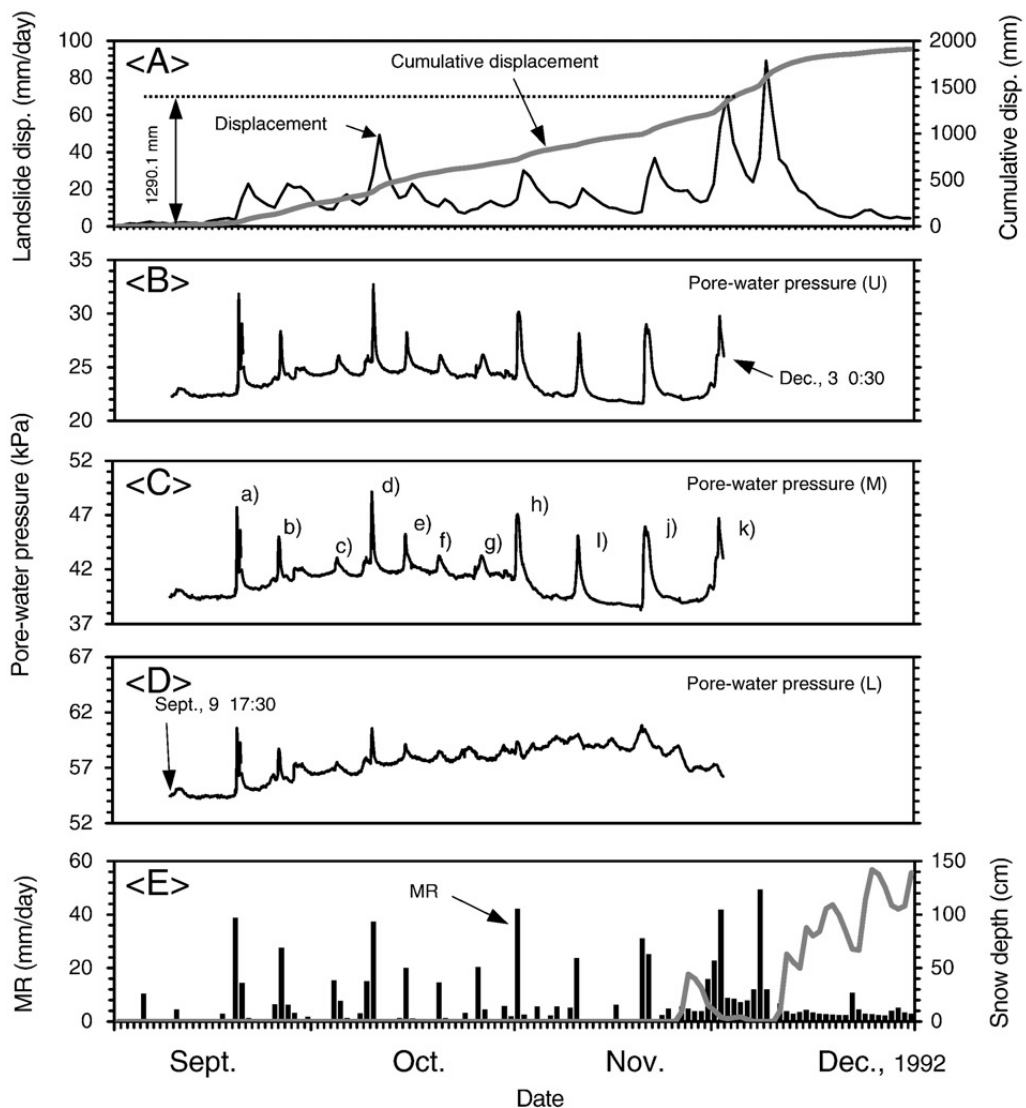


Figura 1.11 - Dati di MR, pressione dei pori ed osservazioni dello spostamento della frana

In più, le risposta della pressione dei pori in (U) ed (M) erano molto simili in termini di range. (Figura 1.13).

Successivamente è stato studiato l'apporto totale della MR (ΔMR), del massimo MR (MR_{max}), e la fluttuazione della pressione dei pori ad ogni evento di MR (Figura 1.14).

Sono stati confrontati due parametri di pressione dei pori: la fluttuazione della gamma di pressione dei pori corrispondente ad un evento MR (P-range) (Fig 1.14), e l'incremento della pressione dei pori nel tempo (Δp) (Fig 1.14<A>).

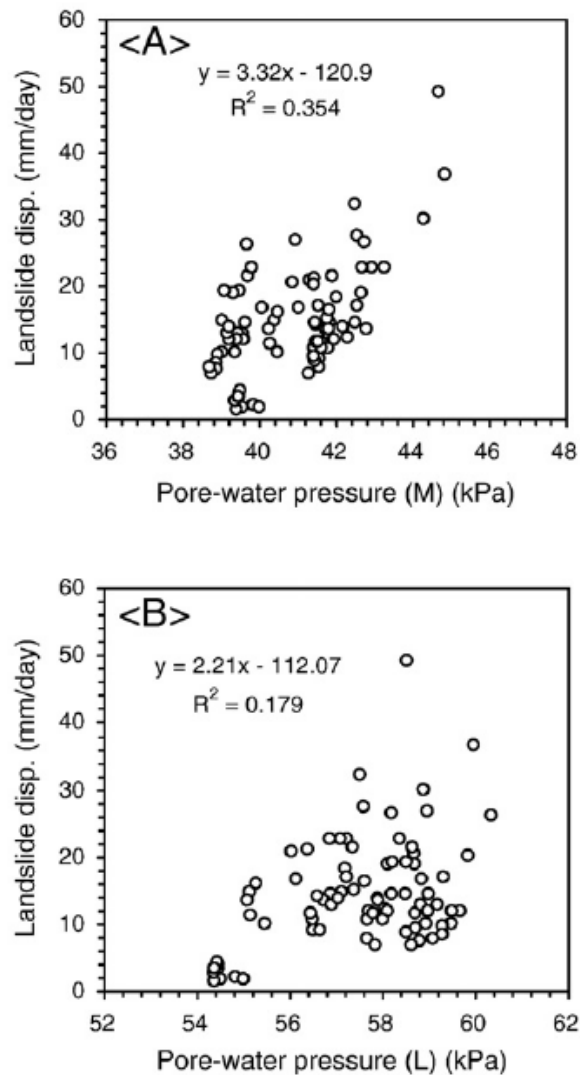


Figura 1.12 - Relazione tra la media giornaliera della pressione dei pori (M) e (L), e lo spostamento giornaliero della frana

Con Δp si vuol indicare che la pressione è applicata in un certo tempo, che è un concetto simile all'impulso, e quindi indicato come l'impulso della pressione dei pori.

In accordo con i monitoraggi passati, la MR e la pressione dei pori, di solito, hanno una relazione lineare o esponenziale (Matsuura, 2000). In questo caso, il rapporto

tra la somma della quantità di MR e l'impulso di pressione dei pori era di tipo esponenziale piuttosto che lineare.

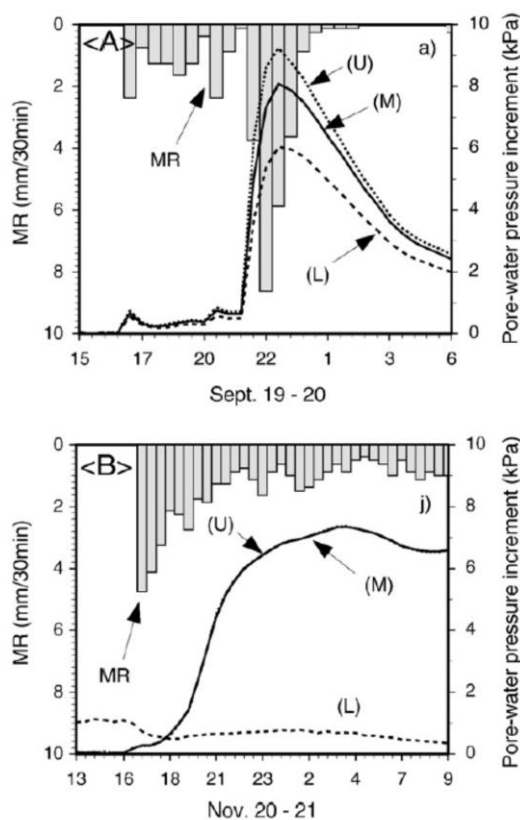


Figura 1.13 - Dati di serie temporali ed incremento della pressione dei pori durante 19-20 Settembre <A> e 20-21 Novembre

Il rapporto tra la quantità totale di MR ed il P-range (fluttuazione della pressione dei pori) risultava ancora più lineare, suggerendo che maggiore è la quantità di MR, maggiore è la fluttuazione della pressione dei pori. D'altra parte il P-range non aumenta, ma piuttosto diminuisce anche quando il massimo MR diventa maggiore (Figura 1.14<C>).

Questi risultati mostrano che le caratteristiche di risposta della pressione dei pori varia, a seconda del regime della MR, quali l'intensità e la durata. Ad esempio, un evento di MR meno intenso ma prolungato causa una maggiore variazione di pressione dei pori che un evento più intenso ma più breve.

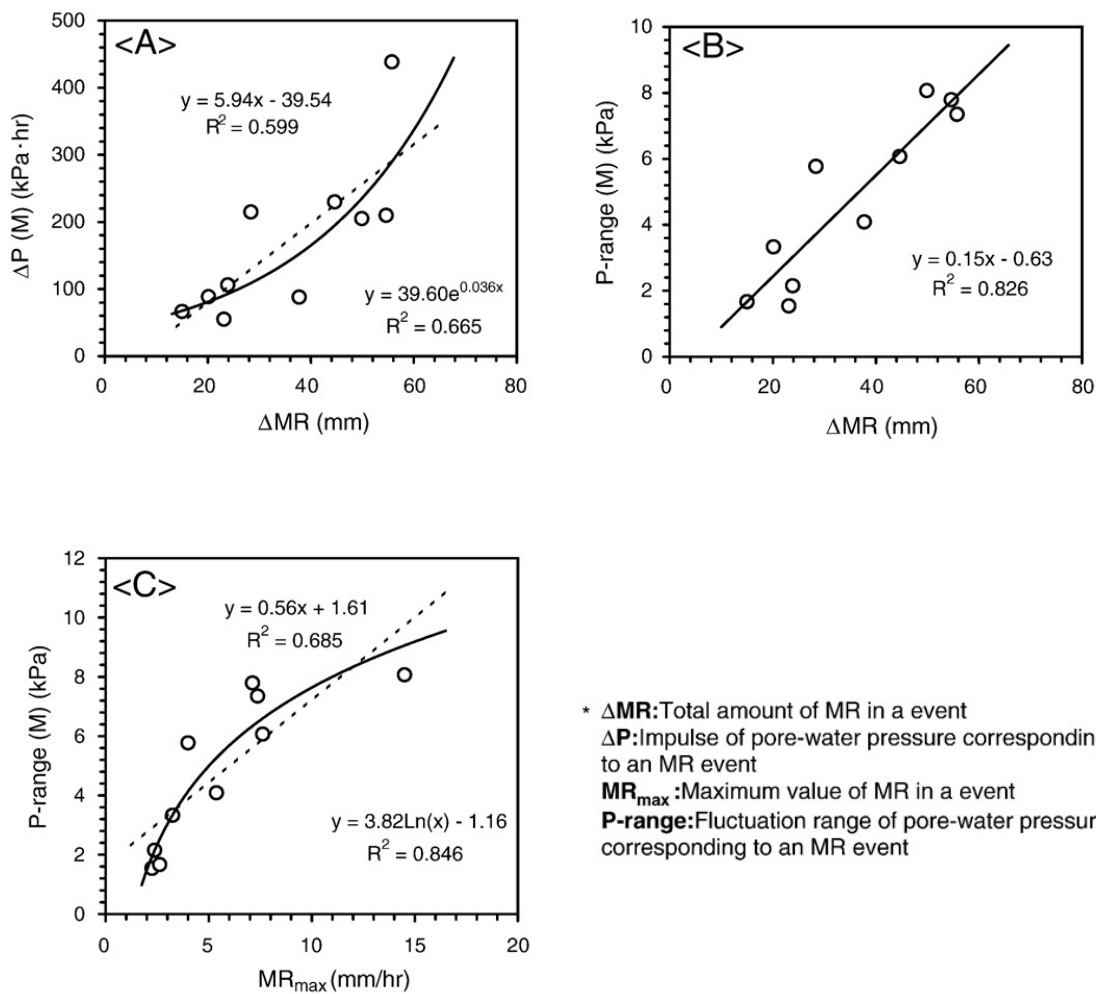


Figura 1.14 - Relazione tra MR e pressione di pori (M)

Relazione tra pressione dei pori in (M) e spostamenti della frana

Un aumento dello spostamento della frana è stato osservato subito dopo un aumento della pressione dei pori (Figura 1.15).

Si ritiene generalmente che lo spostamento della frana inizi quando la pressione dei pori superi una certa soglia, chiamata pressione dei pori critica, ed in quel momento il corpo di frana perde il suo equilibrio dinamico.

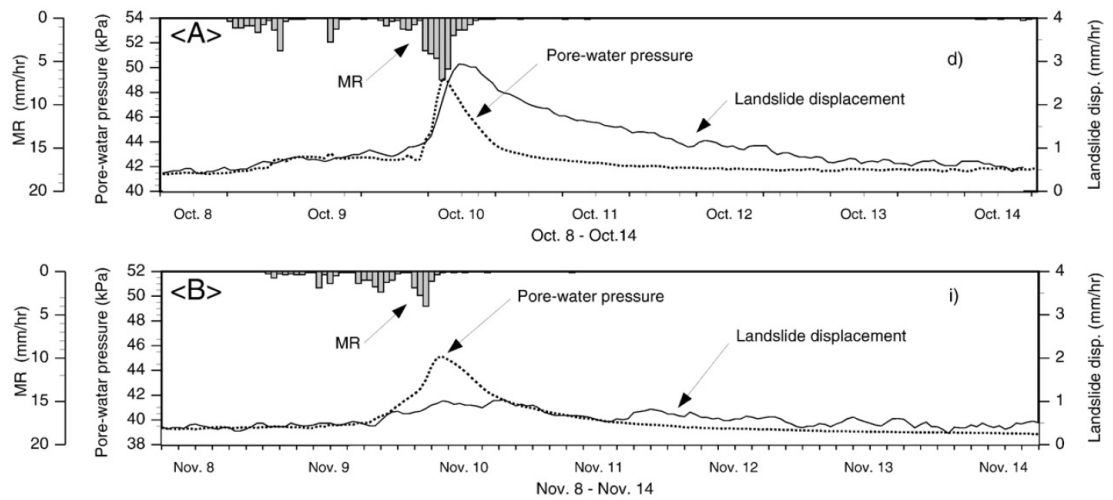


Figura 1.15 - Esempi di MR monitorai, pressione dei pori e spostamento di frana (<A> è per l'evento d) e è per l'evento i))

Tuttavia, per questa frana non è stata rilevata alcuna pressione dei pori critica poiché la frana era costantemente in movimento. Non c'era quasi nessun intervallo di tempo tra un aumento della pressione dei pori e lo spostamento della frana.

I modelli di fluttuazione differivano tra la pressione dei pori e gli spostamenti, e c'era un ritardo tra i loro picchi (Figura 1.15). In questo studio, il coefficiente di correlazione tra la pressione dei pori e lo spostamento è stato calcolato spostando i modelli di fluttuazione in modo da massimizzare la correlazione. L'analisi della correlazione per ogni evento ha mostrato una differenza media di tempo di 5 ore tra i cambiamenti nella pressione dei pori e lo spostamento.

Curva di isteresi della pressione dei pori e spostamento

Le curve di isteresi della pressione dei pori e del tasso di spostamento sono stati studiati riportando i valori di pressione dei pori in occasione di eventi di MR sulla asse X e lo spostamento sull'asse Y (Figura 1.16).

Un tipo di curva di isteresi, risulta rigonfia verso l'alto quando vi è un forte aumento della pressione dei pori, e la risposta allo spostamento risulta ritardata. In questo caso, la pressione dei pori cala repentinamente, e lo spostamento decresce gradualmente (Figura 1.16<A>).

L'altro tipo di curva di isteresi presenta un andamento rettilineo, in cui i picchi di pressione interstiziale e di spostamento si verificano simultaneamente, ed entrambi, sia la velocità di spostamento che la pressione dei pori, diminuiscono di un tasso simile (Figura 1.16).

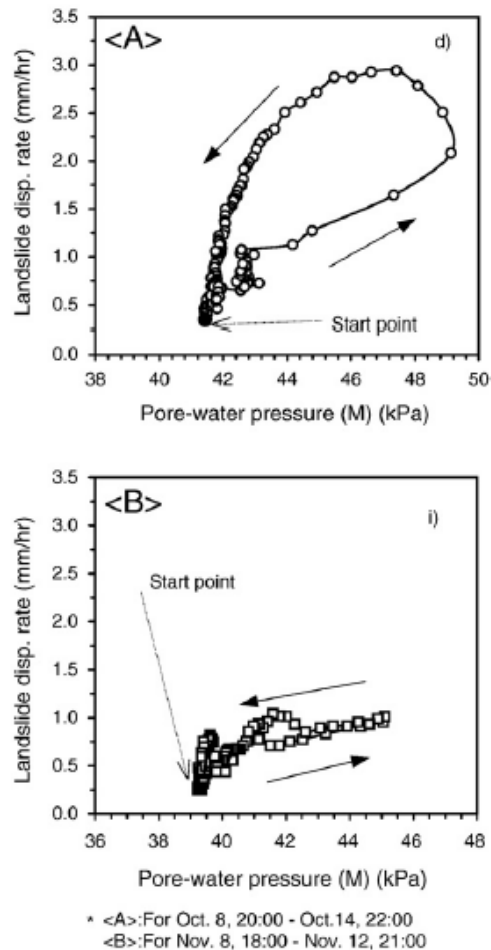


Figura 1.16 - Relazione di isteresi tra la pressione dei pori (M) e lo spostamento di frana

Il primo fenomeno è forse da attribuire all'inerzia del corpo in movimento, che mantiene la velocità di spostamento anche quando la pressione dei pori diminuisce. D'altra parte, il secondo fenomeno, a prima vista, sembra essere il risultato di un calo della pressione dei pori che causa un aumento diretto dello stress effettivo del corpo di frana in movimento.

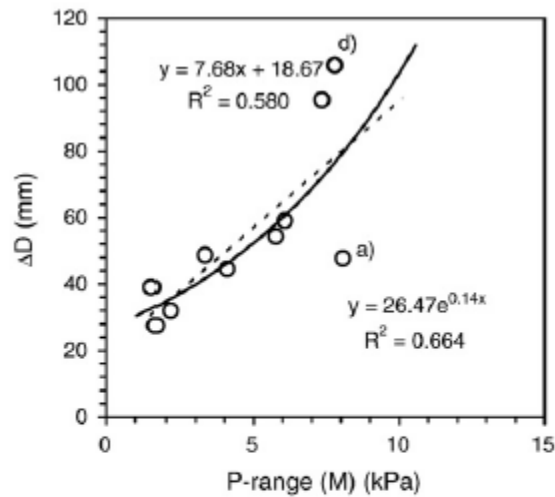
Tuttavia, anche quando la pressioni dei pori, i valori di picco, ecc, erano quasi identici, vi erano a volte grandi differenze nelle risposte di spostamento della frana.

Una ragione di ciò può essere che alcuni aspetti cinematici della frana sono controllati dall'inclinazione della superficie di scorrimento, e dall'interazione tra il corpo in movimento e le pareti stabili del terreno circostante.

Relazione tra le caratteristiche di fluttuazione della pressione dei pori e lo spostamento

Successivamente si è indagata la relazione tra lo spostamento cumulativo (ΔD), il range di fluttuazione e l'impulso della pressione dei pori ad ogni evento di MR.

Anche se la correlazione è stata piuttosto bassa tra la il range di oscillazione della pressione dei pori e lo spostamento cumulativo, si è potuta osservare una relazione di tipo esponenziale piuttosto che lineare (Figura 1.17). Un aumento di circa 8 kPa nella pressione dei pori, a volte portava ad uno spostamento cumulativo di circa 100mm, talvolta solo di 50mm.



* \circ^a): Relationship between the fluctuation range of pore-water pressure and ΔD in the event a)
 ΔD : Cumulative landslide displacement corresponding to an MR event
P-range: The fluctuation range of pore-water pressure corresponding to an MR event

Figura 1.17 - Relazione tra P-range e ΔD

Il rapporto tra l'impulso della pressione dei pori e lo spostamento cumulativo era piuttosto simile, ma con un andamento più lineare che esponenziale. (Figura 1.18). In questo caso un impulso di circa 200 kPa talvolta provocava uno spostamento cumulativo dai 50 ai 60mm ed altre volte uno spostamento doppio, di circa 110mm.

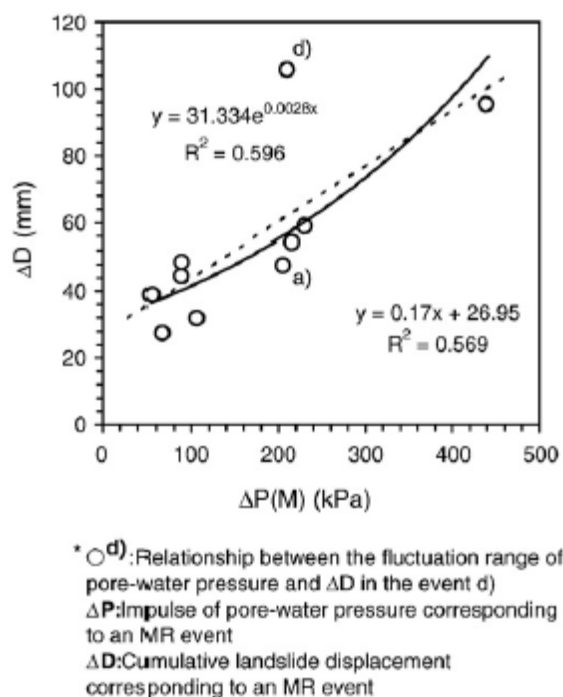


Figura 1.18 - Relazione tra $\Delta P (M)$ e ΔD

Relazione tra l'effettivo MR e lo spostamento della frana

La quantità totale di MR (ΔMR) e lo spostamento cumulativo (ΔD) ad ogni evento di MR, ha mostrato un coefficiente di correlazione pari a 0,65 per l'approssimazione lineare e 0,69 per l'approssimazione esponenziale (Figura 1.19), superiori a quelli per il rapporto tra l'impulso di pressione interstiziale e lo spostamento cumulativo (0,60 e 0,57 rispettivamente) (Figura 1.18).

Indagando per un periodo più lungo, questo dovrebbe tradursi in una maggiore correlazione tra i dati. I ritardi in risposta dovrebbero avere un effetto minore quando viene analizzata un'intera stagione, rispetto a quando viene analizzato un singolo mese o un singolo evento.

Dal momento che il quantitativo totale di MR e lo spostamento cumulativo sono altamente correlati, e la relazione può essere approssimata con una funzione esponenziale (Matsuura et al., 2003), la relazione tra il valore totale di MR e lo spostamento cumulativo dovrebbe avvicinarsi ad una funzione esponenziale quando molti eventi di MR vengono monitorati.

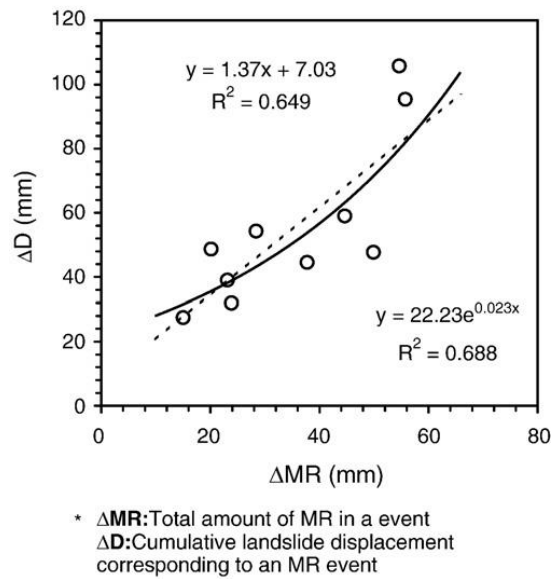


Figura 1.19 - Relazione tra ΔMR e ΔD

D'altra parte, la correlazione tra il massimo giornaliero di MR e lo spostamento cumulativo era molto basso, con un coefficiente di correlazione di soli 0,14 (Figura 1.19<A>) ed era persino inferiore al rapporto tra la banda di oscillazione della pressione dei pori e lo spostamento cumulativo (coefficiente di correlazione da 0,58 a 0,66) (Figura 1.17).

A differenza delle frane superficiali, che avvengono negli strati di terreno superiori, l'apporto totale di MR, piuttosto che l'intensità oraria di MR, sarebbe il fattore determinante per lo spostamento delle frane con una superficie di scorrimento profonda, poiché la correlazione tra il MR massimo orario, e l'impulso della pressione dei pori è stata bassa ($R^2 = 0,26$) (Figura 1.20).

Relazione tra MR efficace (EMR) e lo spostamento

Il concetto di Antecedent Precipitation Index (API) (Chow, 1964), è un metodo semplice per la stima del contenuto di acqua del terreno, ed è stato utilizzato per indagare il rapporto tra MR e lo spostamento. E' stato preso in considerazione il seguente metodo di calcolo API (Suzuki e Kobayashi, 1981; Matsuura et al., 2003):

$$EMR_0 = (0,5)^{1/M} MR_0 + (0,5)^{1/M} EMR_1 \quad (1.6)$$

Dove EMR_0 è l'effettivo MR di quel giorno, EMR_1 è il MR efficace del giorno precedente, e MR_0 è il MR di quel giorno. $(0,5)^{1/M}$ è un coefficiente in cui l'effetto della MR è ridotta alla metà in M giorni.

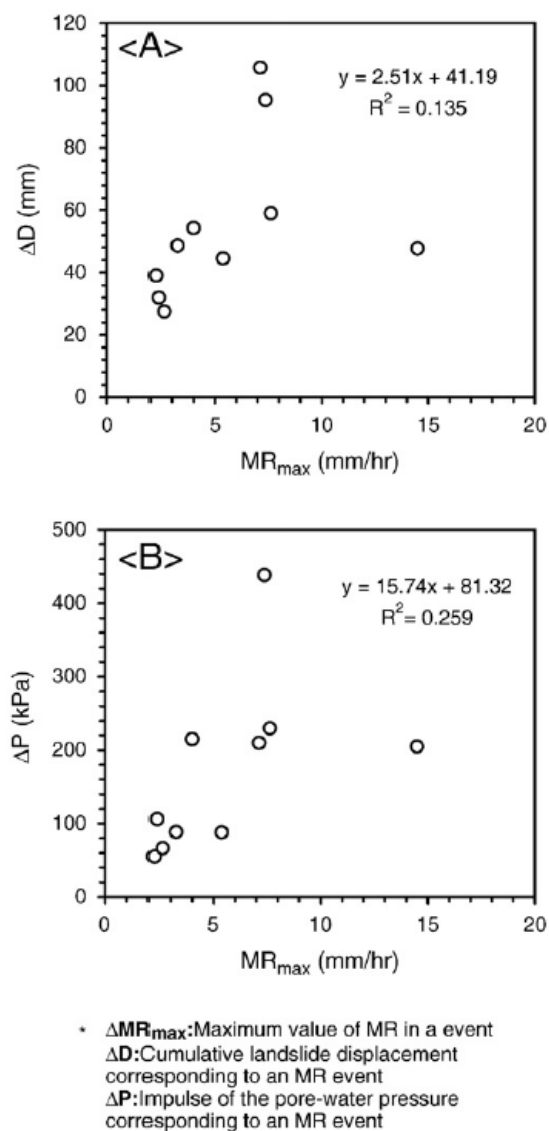


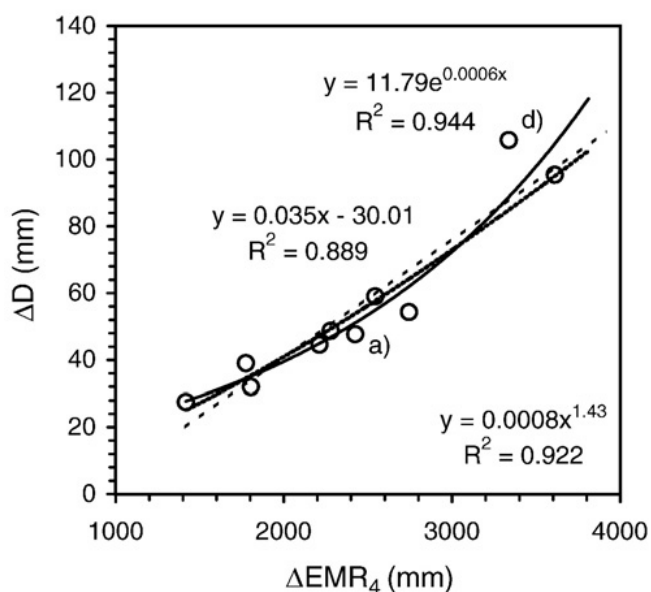
Figura 1.20 - Relazione tra MR_{max} , ΔD , e ΔP

Usando questo metodo, l'emivita M in cui vi era massima correlazione tra MR e lo spostamento frana, è stato calcolato essere $M = 4$

Pertanto, il rapporto tra MR efficace totale (ΔEMR_4) e spostamento cumulativo, è stato studiato per ogni evento con una emivita di 4 giorni. L'approssimazione delle

funzioni lineari ed esponenziali risultano avere alti coefficienti di correlazione, di 0,89 e 0,92 rispettivamente (Figura 1.21).

Ne deriva che lo spostamento era meglio correlato con il MR, e specialmente con MR efficace, rispetto che con la pressione dei pori (Figura 1.22).



* ΔEMR_4 : Total amount of the effective MR of the previous 4 days
 ΔD : Cumulative landslide displacement corresponding to an MR event

Figura 1.21 - Relazione tra ΔEMR_4 e ΔD

Considerazioni finali sulla relazione tra pioggia e/o acqua di fusione, pressione dei pori e spostamenti

Le indagini svolte sulla variazioni della pressione dei pori, dovute alle piogge ed allo scioglimento delle nevi (MR), hanno mostrato che il totale MR e l'impulso della pressione dei pori avevano un relazione di tipo esponenziale. D'altro canto, l'aumento di intensità oraria di MR, non aumentava la gamma di fluttuazione della pressione dei pori. Ciò indica che un MR costante e prolungato provoca più variazioni di pressione dei pori che un MR breve e intenso.

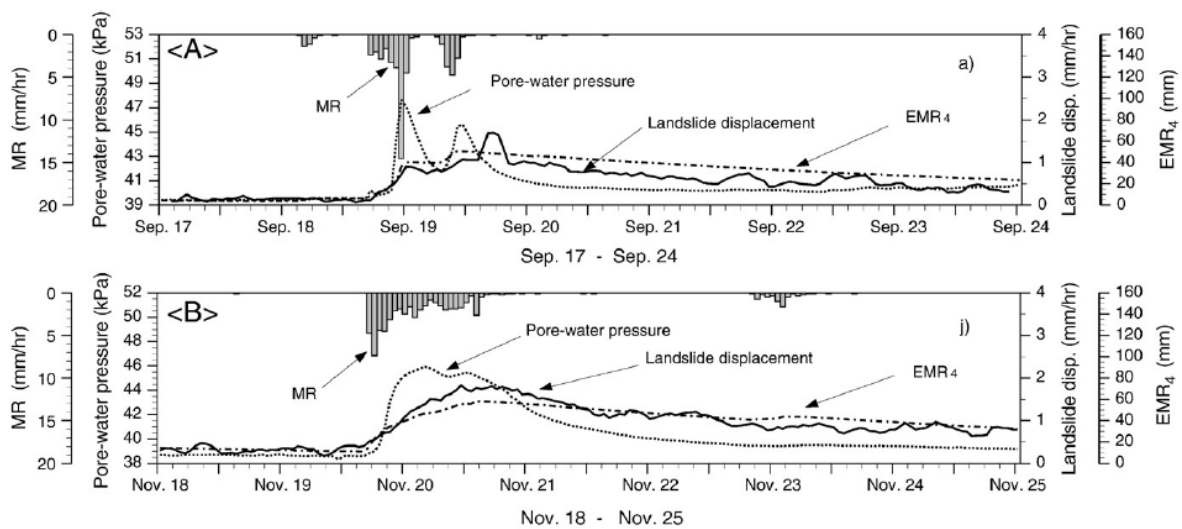


Figura 1.22 - Relazione tra pressione dei pori, EMR_4 , e spostamento di frana

Le piogge intense, si pensa siano causa di frane superficiali (Caine, 1980). D'altra parte, grandi frane, che hanno origine a profondità maggiori, si ritiene che si verificano quando la pioggia, la quale non deve essere intensa, si protrae per un lungo periodo di tempo (Gerald e Olivier, 1993; Corominas e Moya, 1999; Van Asch et al., 1999). Le caratteristiche di risposta della pressione dei pori, causata da eventi di MR, sembrano essere la prova di questi risultati.

La gamma di fluttuazione della pressione dei pori e lo spostamento cumulativo della frana presentano una bassa correlazione. Tale correlazione risulta di tipo esponenziale piuttosto che di tipo lineare. Una simile relazione è stata osservata tra l'impulso della pressione dei pori e lo spostamento cumulativo, ma la curva era leggermente più lineare che esponenziale.

Lo studio della relazione tra la quantità totale di MR ad ogni evento, e lo spostamento cumulativo ha mostrato una correlazione superiore rispetto all'impulso della pressione interstiziale e lo spostamento cumulativo. Un grande coefficiente di correlazione è stato trovato tra l'apporto totale di MR efficace e lo spostamento cumulativo quando è stato utilizzato il metodo dell'emivita a 4 giorni. MR efficace e lo spostamento franoso sono stati correlati per ciascun evento, e la correlazione è stata particolarmente elevata nei periodi in cui il corpo di frana cominciava a decelerare dopo aver raggiunto il picco di spostamento. Sembra ovvio

che l'incremento della pressione dei pori dovrebbe causare una perdita di equilibrio dinamico del corpo di frana, iniziando così il movimento. Mentre gli incrementi fanno scatenare lo spostamento, non spiegano le caratteristiche dello spostamento della frana.

Pertanto questi risultati mostrano che le caratteristiche di spostamento di una frana, sensibile alla MR ed alla pressione dei pori vicino alla superficie di scorrimento, ed all'interno del corpo franoso, sono più strettamente correlati al fattore idrologico del contenuto d'acqua rispetto alle caratteristiche idrauliche della pressione dei pori.

I dati delle pressioni dei pori che potrebbero essere monitorati per una frana non rappresentano sempre le pressioni dei pori che agiscono sull'intero corpo in movimento. Infatti, come Angeli (1992) ha rilevato, ci sono numerosi casi in cui la distribuzione della pressione dei pori varia da posto a posto all'interno della stessa frana.

Per le frane con un grande volume di massa spostata, può essere difficoltosa l'acquisizione della pressione dei pori. Così, per predire lo spostamento franoso, è preferibile utilizzare dati più facili da raccogliere, come la MR efficace, se gli spostamenti possono essere predetti attraverso i valori di precipitazione ed MR.

Si è visto come MR efficace con un tempo di dimezzamento di 4 giorni possiede un'elevata correlazione con lo spostamento della frana, per il sito in studio. Però, la lunghezza di una emivita può dipendere dalla forma, dalle dimensioni e/o condizioni idrogeologiche di ogni frana.

Pertanto bisogna indagare maggiormente le relazioni tra MR, pressione dei pori e spostamento in vari tipi di frane per giungere a conclusioni più attendibili.

1.8. Mobilità delle frane lente

E' stato trovato da alcuni autori che il rapporto tra le pressioni dei pori e l'accelerazione di una frana non è lineare (Skempton, 1985; Corominas et al. 2005; Gonzalez et al., 2008; Matsuura et al., 2008), ciò implica che anche la relazione tra

sforzo di taglio e sforzo normale, così come ipotizzato dal criterio di rottura di Mohr-Coulomb non è lineare. Inoltre Bertini et al. (1984) e Gonzales et al. (2008) hanno mostrato che per gli stessi valori della pressione dei pori si registravano differenti valori di accelerazione del movimento franoso.

E' stato ipotizzato che la velocità di frana, anche se chiaramente il fatto che i cambiamenti della pressione dei pori inducono un cambio delle tensioni efficaci, è altresì governato dai cambiamenti della resistenza al taglio dei materiali causata dal comportamento delle particelle argillose durante il fenomeno di taglio (Lupini et al., 1981; Skempton, 1985; Angeli et al., 1996; Picarelli, 2007); e/o per consolidazione durante i periodi di stasi del movimento (Nieuwenhuis, 1991; Angeli et al., 2004).

E' stato inoltre proposto che per i parametri di resistenza al taglio come c' e Φ' nel criterio di rottura di Mohr-Coulomb, possano essere modificati mediante l'inclusione di una componente di resistenza viscosa (Bertini et al., 1984; Leroueil et al., 1996; Corominas et al., 2005; Van Asch, 2007; Picarelli, 2007; Gonzalez et al., 2008).

Molti autori hanno utilizzato la funzione di viscosità per descrivere meglio il movimento franoso, assumendo che una volta innescato il movimento, il comportamento del flusso sia di tipo visco-plastico piuttosto che un semplice scivolamento per attrito di un corpo rigido-plastico (Iverson, 1985; Angeli, et al., 1996; Corominas et al., 2005; Van Asch et al., 2008; Ranalli et al., 2009).

1.8.1 La componente viscosa

La viscosità è definita come la resistenza di un liquido alle forze di taglio.

Consideriamo due lastre rigide piane, ciascuna di area A , una fissa e l'altra tenuta in movimento con velocità U costante, al cui interno si trova uno strato di fluido reale di spessore d .

Per mantenere in movimento la piastra superiore con velocità costante è necessario applicare ad essa uno sforzo di taglio per unità di superficie pari a $\tau = F/A$.

Le molecole di fluido a contatto con la lastra in moto tenderanno a muoversi con la stessa velocità U , mentre quelle a contatto con la lastra ferma tenderanno a restare

ferme: ciò determina una distribuzione di velocità all'interno del fluido, ossia un gradiente di velocità U/d . (Figura 1.23)

Isaac Newton nel 1687 stabilì che esiste una relazione di proporzionalità tra τ , che è detto sforzo di taglio, e il gradiente di velocità U/d .

$$\tau = \eta \frac{du}{dy} \quad (1.9)$$

Dove la costante di proporzionalità η è la viscosità. Inoltre viene definita viscosità cinematica ν , il rapporto η/ρ , con ρ la densità del fluido considerato.

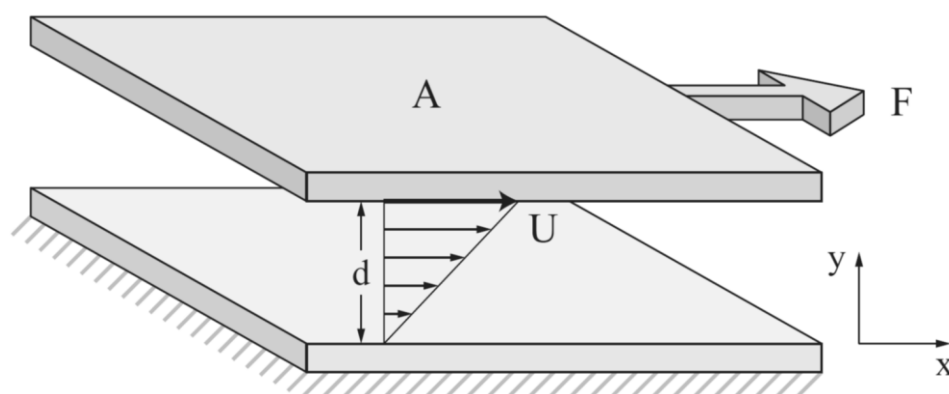


Figura 1.23 - Campo di velocità per fluido viscoso tra due superfici parallele (velocità relativa U)

I fluidi che esibiscono tale comportamento vengono detti, appunto, fluidi Newtoniani.

Esistono, invece, molti materiali che presentano una risposta nel gradiente delle velocità non lineare rispetto allo sforzo di taglio, per tale motivo essi sono definiti fluidi non Newtoniani.

Un confronto tra i diversi tipi di fluidi, in relazione al differente comportamento sforzo-velocità di deformazione, è rappresentato in (figura 1.24).

Tra questi si possono distinguere, ad esempio, i fluidi pseudoplastici e dilatanti, il cui comportamento è funzione della velocità di deformazione; in particolare, i primi

presentano notevole deformazione iniziale a bassi sforzi e piccole deformazioni a sforzi elevati, mentre i secondi il viceversa.

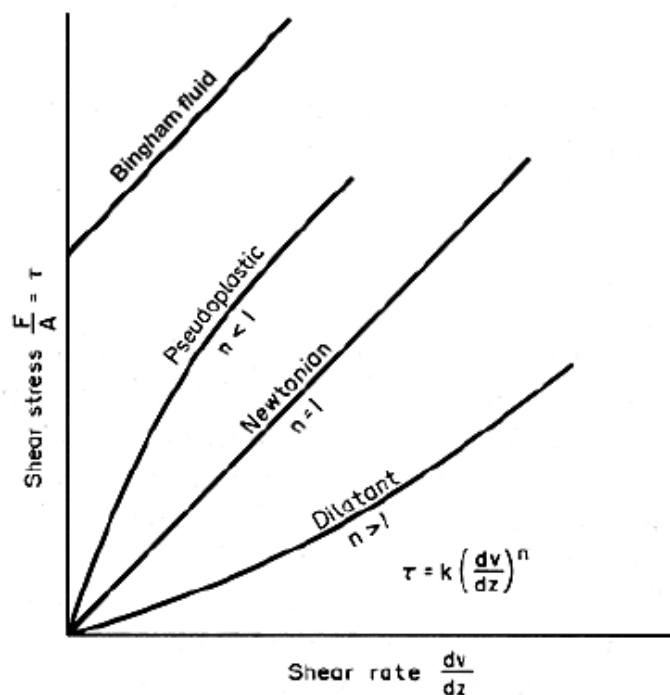


Figura 1.24 - Diagramma reologico (sforzo in funzione della velocità di deformazione) per i diversi tipi di fluidi.

Un particolare tipo di fluido non-Newtoniano molto noto è il cosiddetto fluido alla Bingham. Il suo comportamento è molto simile a quello di un fluido Newtoniano. Infatti, in un diagramma reologico, dove viene riportato lo sforzo di taglio in funzione della velocità di deformazione (Figura 1.24), i fluidi Newtoniani sono caratterizzati da un retta che parte dall'origine ed ha inclinazione pari ad $\arctan(\eta)$, mentre quelli Binghamiani risultano traslati sull'asse delle ordinate di una certa quantità, indicata in genere con τ_0 . Tale τ_0 rappresenta uno sforzo di taglio soglia, che deve essere superato per innescare il movimento.

Anche alcuni solidi possono presentare un comportamento di tipo viscoso, questo è il caso di alcuni materiali geologici che, soprattutto in regine di deformazioni plastiche, sviluppano una certa viscosità.

Il comportamento di tali terreni viene detto, appunto, visco-plastico. Il modello alla Bingham risulta particolarmente idoneo nel rappresentare il comportamento viscoso di un terreno. In questi materiali, la resistenza viscosa si sviluppa solo quando lo sforzo di taglio applicato supera il valore della resistenza massima offerta dal terreno stesso, per cui τ_0 coincide proprio col valore della resistenza al taglio, generalmente espressa dal criterio di Mohr-Coulomb.

Nel caso particolare delle frane, la componente viscosa della resistenza entra in gioco quando la zona di terreno in corrispondenza della superficie di scorrimento ha già subito una notevole deformazione. Per questo motivo, la τ_0 viene assunta pari alla resistenza al taglio allo stato residuo:

$$\tau_0 = \tau_r = \sigma' \tan \phi_r' \quad (1.10)$$

Molti sono stati i modelli di flusso proposti dai vari autori per descrivere il movimento delle frane lente, e frequentemente è stato utilizzato il modello basato sulla legge di Bingham (Yen, 1969; Van Genuchten, 1988; Van Asch, 1990; Angeli et al. 1996; Corominas, 2005).

1.9.1 fenomeni di creep

Con il termine *creep* solitamente ci si riferisce alla tendenza di un materiale solido di deformarsi lentamente, in modo permanente, sotto l'influenza di una sollecitazione. Il fenomeno di creep è quindi da attribuire ai processi viscosi che avvengono a livello dello scheletro solido del terreno.

Mentre il fenomeno "inverso" chiamato *rilassamento*, consiste nella diminuzione della tensione nel tempo, conseguente all'applicazione di un livello di deformazione costante.

Pertanto l'entità e la velocità del creep e del rilassamento sono conseguenze di uno stesso fenomeno, cioè dei cambiamenti della struttura del terreno nel tempo (viscosità).

In generale, questo tipo di comportamento è essenzialmente lo stesso per tutti i tipi di terreni, cioè sia per i terreni granulari che per i terreni coesivi. Tuttavia, la dipendenza del comportamento meccanico dal tempo è più marcata per le argille rispetto alle sabbie (Mitchell e Soga, 2005).

Per comprendere i vari stadi di creep possiamo osservare l'andamento tempo-deformazione viscosa di un materiale sottoposto a tensione costante (Figura 1.25)

In relazione ad esso, il processo di creep può essere diviso in tre fasi:

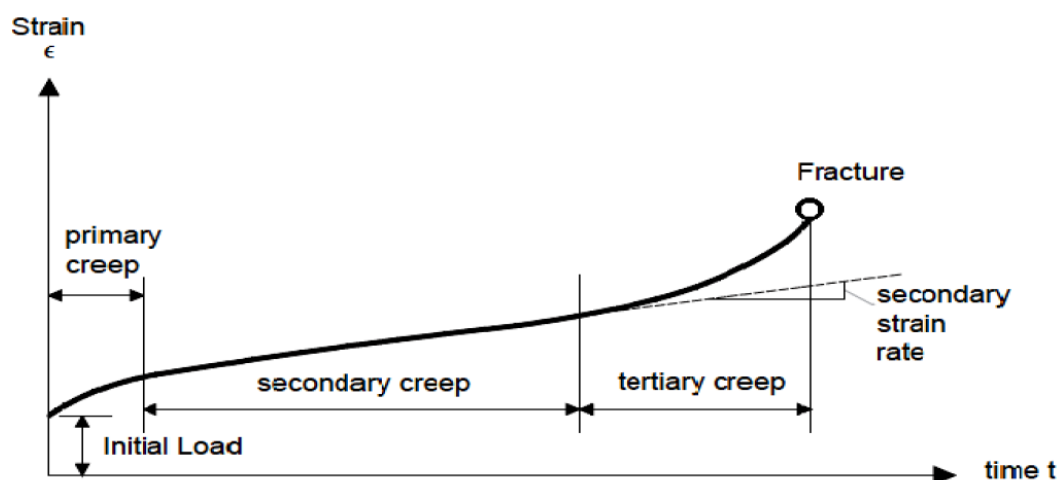


Figura 1.25 - Andamento tempo – deformazione viscosa di un materiale sottoposto a tensione costante

Creep primario o transitorio: (primary, transient or fading creep), caratterizzato da una velocità di deformazione $\dot{\epsilon} = d\epsilon/dt$ decrescente nel tempo

Creep secondario o stazionario: (secondary, stationary or non fading creep), caratterizzato da una velocità di deformazione $\dot{\epsilon} = d\epsilon/dt$ costante nel tempo

Creep terziario o accelerato: (tertiary or accelerated creep), caratterizzato da una velocità di deformazione $\dot{\epsilon} = d\epsilon/dt$ crescente nel tempo.

L'entità della velocità di deformazione aumenta all'aumentare della plasticità del terreno, del contenuto d'acqua e del livello tensionale (Clarke, 2009).

L'andamento della velocità di deformazione è chiaramente rappresentato in Figura 1.26, dove il logaritmo della velocità di deformazione è funzione del logaritmo del tempo [$\text{Log}(\dot{\epsilon}) - \text{Log}(t)$].

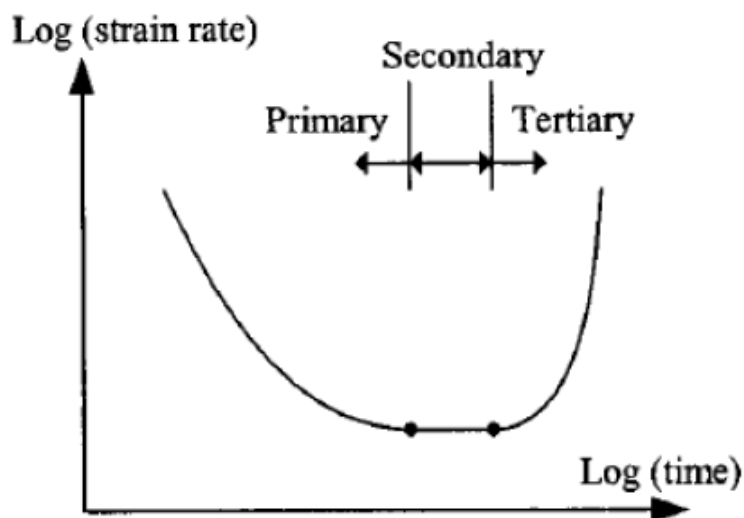


Figura 1.26 - Definizione delle fasi di creep durante prove triassiali di creep a tensioni efficaci costanti: relazione deformazione-tempo in scala logaritmica (Augustesen et al., 2004).

Si può sempre osservare in Figura 1.26 che in seguito alla fase di creep secondario, il creep può divenire di tipo terziario e la velocità di deformazione può aumentare rapidamente nel tempo, portando infine alla perdita di resistenza del terreno. In questo caso si parla di rottura o collasso per creep.

Il fenomeno di creep è stato studiato da diverse discipline, tra cui la geomorfologia, l'ingegneria, la scienza dei materiali, e la reologia.

Una classificazione completa dei fenomeni di creep nelle frane è stata proposta da Hutchinson (1988) e può essere riassunta come segue:

- (1) "creep superficiale, creep prevalentemente stagionale"
- (2) "creep profondo, creep continuo o creep di massa"
- (3) "creep di pre-rottura o creep progressivo"
- (4) "creep di post-rottura".

Le principali caratteristiche dei creep sono illustrate nella Tabella 1.3

Type	Key approach	Type of creep described	Key characteristics	References
1	Geomorphology	Superficial, predominantly seasonal creep; mantle creep	Confined to surface layer (less than 1 m deep); involves changes of volume due to changes in water content and temperature	Terzaghi (1953); Carson and Kirkby (1972); Selby (1993)
2	Engineering	Deep-seated, continuous creep; mass creep	Occurs at constant stress below the maximum strength of the material	Terzaghi (1953); Varnes (1978, 1983); Selby (1993); Fell <i>et al.</i> (2000)
3	Materials science	Pre-failure creep; progressive creep	Accelerating displacements towards shear failure; involves progressive development of shear structures from discrete shear zones to continuous displacement shears	Terzaghi (1950); Bjerrum (1967); Ter-Stipanian (1980); De la Cruz-Reyna and Reyes-Dávila (2001)
4	Rheology	Post-failure creep	Involves small renewals of failure on a pre-existing slip surface	Van-Asch (1984); Ranalli (1995)

Tabella 1.3 - Definizioni di creep (modificata dopo Hutchinson, 1988 e NG, 2007)

Inoltre Allison e Brunsden (1990), basandosi su uno studio condotto da Hutchinson e Bhandari (1971) riguardante le colate di fango, hanno identificato quattro componenti del creep di post-rottura:

- A) movimenti piccoli, multipli, o di tipo stick-slip, che sono temporaneamente raggruppati;
- B) graduale, o di slittamento graduale, entro definiti limiti temporali;
- C) eventi rapidi ed impulsivi, che si verificano nel corso di un breve intervallo di tempo e comporta grandi spostamenti;
- D) movimenti casuali.

Patley et al., (2005) hanno trovato modelli simili a quelli identificati da Allison e Brunsden, ma hanno continuato a suggerire che questi modelli sono dipendenti dalla loro posizione all'interno della morfodinamica della frana, e che le caratteristiche di movimento cambiano come un punto teorico che si muove attraverso il sistema di frana.

Per la frana del Tessina, Petley et al., (2005) ha proposto quattro fasi di movimento:
Tipo I: movimento che si verifica all'interno della "zona di distacco" che si trova a monte del coronamento di frana;

Tipo II: movimento che si verifica anche all'interno della zona di distacco, ma qui sono associati con materiale che è diventato completamente indipendente ed incorporato all'interno della frana;

Tipo III: movimento associato con i blocchi che si stanno disintegrando;

Tipo IV: quando il materiale si muove come una colata di fango rimobilizzata.

I movimenti di tipo I e II riguardano il movimento della superficie di taglio che si sviluppa pre-rottura, e si riferisce probabilmente allo spostamento per deformazione plastica. La superficie di slittamento non è completamente sviluppata ed i materiali non hanno raggiunto il punto di rottura.

I movimenti di tipo III e IV si riferiscono al movimento post-rottura, quando la superficie di taglio è completamente sviluppata.

1.10. Reologia

La reologia è la scienza che studia l'andamento delle deformazioni nella materia sotto l'effetto dell'applicazione di un sistema di sollecitazioni. Uno degli obiettivi principali di questa disciplina è quello di caratterizzare il comportamento meccanico dei materiali mediante la definizione di modelli matematici che stabiliscano dei legami tra tensioni, deformazioni e tempo (detti legami costitutivi). Tutti i materiali solidi che "scorrono", però hanno anche deformazioni di tipo elastico, per cui è più corretto affermare che la reologia si occupa dei fenomeni di visco-elasticità nei materiali solidi (Rinaldi, 2002). Infatti, come noto, ogni forza esterna applicata provoca in un materiale una deformazione, che può avere due componenti:

- Deformazione elastica: istantaneamente il materiale raggiunge una condizione di equilibrio (forza esterna bilanciata dalle forze interne); venuta meno la forza esterna, esso ritorna immediatamente nella configurazione iniziale
- Deformazione di scorrimento: sotto l'azione della forza esterna, la deformazione aumenta nel tempo ed è irreversibile (permanente), cioè non viene recuperata anche se la forza che l'ha prodotta viene eliminata.

Nel campo delle deformazioni irreversibili, esistono però due possibili “risposte” dei materiali:

- Scorrimento viscoso, che si verifica qualunque sia l’entità della forza esterna;
- Scorrimento plastico, che si manifesta solo se la forza esterna supera un certo valore (limite di snervamento).

L’utilizzo in reologia di una simbologia intuitiva e sintetica permette di ottenere una migliore comprensione concettuale degli effetti viscosi del terreno in condizioni monoassiali (Rinaldi, 2002).

Le relazioni costitutive reologiche sono generalmente date da soluzioni in forma chiusa o in forma differenziale.

I modelli reologici vengono solitamente divisi in tre categorie:

- approccio differenziale;
- teorie ingegneristiche del creep;
- approccio ereditario.

In questo lavoro si analizzerà in particolar modo l’approccio differenziale.

1.10.1 Approccio differenziale

Secondo l’approccio differenziale, detto anche metodo dei modelli reologici meccanici, le relazioni costitutive di qualunque materiale viscoelastico vengono formulate combinando opportunamente i modelli elementari principali, come la molla elastica di Hooke, il blocco ad attrito plastico di Saint-Venant, e lo smorzatore viscoso di Newton (Figura 1.27). Tali modelli sono caratterizzati da parametri meccanici propri, che descrivono in termini quantitativi la relazione tra tensioni, deformazioni e tempo, e che devono essere determinati sperimentalmente.

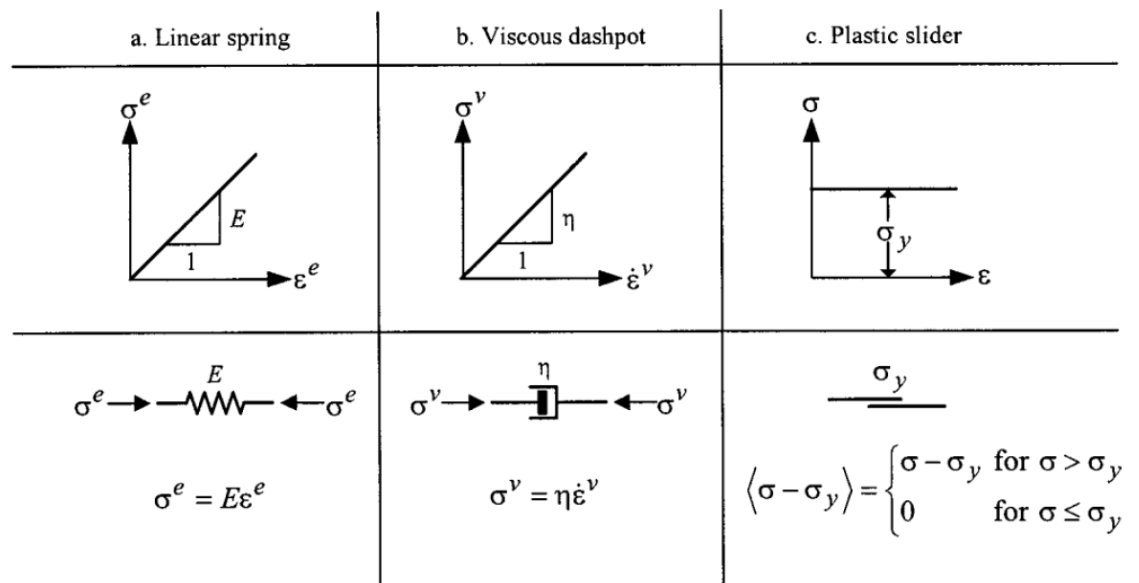


Figura 1.27 - Rappresentazione schematica dei modelli reologici elementari : (a) molla elastica di Hooke, (b) smorzatore viscoso di Newton e (c) morsetto ad attrito di Saint Venant (Liingaard et al., 2004).

1.10.2 Il mezzo elastico ideale

Il comportamento di un corpo è definito elastico se le deformazioni prodotte da un sistema di sollecitazioni scompaiono una volta rimosse tali sollecitazioni. La relazione tensioni-deformazioni è biunivoca e indipendente dal tempo: una stessa sollecitazione produce sempre la stessa deformazione anche se applicata ripetutamente. Il simbolo comunemente usato per rappresentare l'elasticità di un mezzo è una molla, e lo schema monodimensionale semplificato è quello rappresentato in Figura 1.27a

La relazione tensioni-deformazioni assume una forma del tipo:

$$\sigma^e = f(\varepsilon^e) \quad (1.11)$$

dove l'apice e significa elastico.

Robert Hooke nel 1678 formulò la legge secondo cui in un corpo elastico la deformazione ε è proporzionale allo sforzo σ impartito:

$$\sigma^e = E \cdot \varepsilon^e \quad (1.12)$$

La legge di Hooke definisce il comportamento del corpo elastico ideale. La costante di proporzionalità E è solitamente detta modulo elastico del materiale. In questo caso si parla di comportamento elastico lineare.

Se invece la relazione dipende dal livello di tensione raggiunto, si parla di comportamento elastico non lineare.

1.10.3 Il mezzo plastico ideale

Il comportamento di un corpo è definito plastico se, raggiunta una determinata soglia di sollecitazione, si manifestano deformazioni permanenti (ossia che si conservano anche una volta rimosse le sollecitazioni) e indipendenti dalla durata delle sollecitazioni applicate.

La relazione tensioni-deformazioni è quindi indipendente dal tempo e non biunivoca: ad uno stesso valore della deformazione possono corrispondere valori diversi della sollecitazione. In questo caso, il comportamento si dice rigido plastico. Un mezzo plastico ideale può essere rappresentato mediante un pattino o blocco ad attrito o elemento di Saint Venant o slider (Figura 1.27c). Prima di raggiungere un valore della tensione, detto limite di snervamento σ_y , il blocco ad attrito è fermo, cioè le deformazioni sono nulle; se la tensione σ supera σ_y , il blocco scorre, dando luogo alle deformazioni plastiche. Il termine $\sigma - \sigma_y$ è definito come sovrappressione o overstress.

Se il materiale presenta deformazioni finite e reversibili fino al limite di snervamento (tratto elastico), oltre il quale la deformazione prosegue a tensione costante, in modo irreversibile e indefinito, fino a rottura, il comportamento si dice elastico - perfettamente plastico. È evidente che il limite di snervamento costituisce un limite per il comportamento elastico del materiale (Cestelli Guidi, 1987).

Se, invece, la deformazione plastica progredisce aumentando o diminuendo la tensione applicata, si parla, rispettivamente, di comportamento plastico ad incrudimento positivo (strain hardening) o negativo (strain softening).

Annullando la tensione non si ha alcun recupero della deformazione accumulata; incrementando nuovamente la tensione, il pattino rimarrà fermo nella posizione assunta sotto il carico precedente, fino a che l'intensità della tensione applicata non raggiunge il nuovo valore limite σ_y , che sarà uguale al precedente per mezzo rigido plastico, maggiore per incrudimento positivo, minore per incrudimento negativo.

1.10.4 Il fluido viscoso

Il mezzo viscoso è caratterizzato da deformazioni permanenti che si sviluppano con una velocità legata alla sollecitazione applicata. La velocità di deformazione si annulla all'annullarsi della sollecitazione. Il simbolo con cui si rappresenta la viscosità di un mezzo è lo smorzatore viscoso (o ammortizzatore idraulico) costituito da un pistone forato che scorre in un cilindro pieno di liquido. Lo schema monodimensionale semplificato del modello è rappresentato in Figura 1.27b

Quando si applica una tensione, una certa quantità di liquido fluisce attraverso i fori e rende possibile lo spostamento del pistone (Cestelli Guidi, 1987).

La legge costitutiva del mezzo viscoso è data da una relazione tra la tensione applicata e la velocità di deformazione corrispondente:

$$\sigma^v = f(\varepsilon^v) = f\left(\frac{d\varepsilon^v}{dt}\right) \quad (1.13)$$

dove l'apice v significa viscoso.

Se tale relazione è a viscosità lineare, si parla di mezzo viscoso ideale o di Newton:

$$\sigma = \eta \cdot \dot{\varepsilon}^v \quad (1.14)$$

dove η è uguale alla costante di viscosità del mezzo.

1.10.5 Modelli reologici complessi

I diversi modelli reologici semplici possono essere combinati tra loro per costituire modelli più complessi, che meglio si prestano a descrivere il comportamento meccanico dei materiali reali.

I modelli reologici che più frequentemente ricorrono nella Meccanica delle Terre sono:

- Il modello di Maxwell
- Il modello di Kelvin-Voigt
- Il modello di Bingham

1.10.6 Modello di Maxwell

Il modello di Maxwell (1868) ipotizza che il comportamento monodimensionale di un solido viscoelastico possa essere descritto disponendo una molla lineare (elasticità) e uno smorzatore lineare (viscosità) in serie (Figura 1.28). I due elementi sono soggetti alla stessa tensione, mentre le deformazioni sono additive (Havel, 2004).

Dopo l'applicazione di una certa tensione costante, la molla elastica produce una deformazione immediata mentre per l'elemento viscoso essa è nulla. Ad un certo punto si verificherà uno scorrimento viscoso dovuto al movimento del pistone, che dà luogo a deformazioni differite nel tempo. La deformazione totale è quindi data dalla somma di due componenti, una elastica proporzionale alla tensione efficace e una viscosa.



Figura 1.28 - Modello reologico di Maxwell (Havel, 2004).

1.10.7 Modello di Kelvin-Voigt

In alternativa al modello viscoelastico di Maxwell, si può pensare di disporre una molla lineare (elasticità) e uno smorzatore lineare (viscosità) in parallelo (Figura 1.29). La deformazione è unica, mentre la tensione applicata si distribuisce tra i due elementi.

Dopo l'applicazione di un certa tensione costante, il modello si allunga quanto si allungherebbe la molla da sola, ma in un tempo estremamente lungo (la molla da sola si allungherebbe in modo istantaneo). Se ad un certo istante si toglie il carico applicato che causa la deformazione, il sistema riassume la configurazione iniziale lentamente, per effetto dello smorzatore, senza deformazioni di tipo permanente (Havel, 2004).

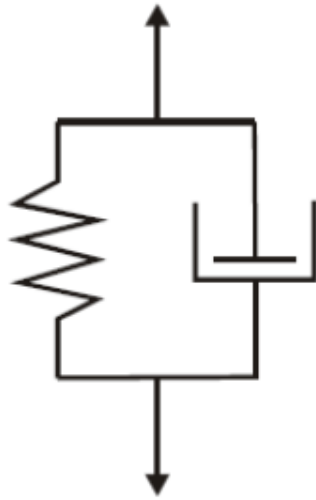


Figura 1.29 - Modello reologico di Kelvin-Voight (Havel, 2004).

1.10.8 Modello di Bingham

Il modello viscoplastico a tre parametri di Bingham è costituito da uno smorzatore lineare con coefficiente di viscosità η e da un morsetto ad attrito con limite di tensione σ_y in parallelo, collegati in serie ad una molla lineare con costante di elasticità E , come mostrato in Figura 1.30.

L'unità costituita dallo smorzatore e dal blocco ad attrito combinati in parallelo rappresenta l'elemento viscoplastico, dipendente dal tempo, mentre la molla lineare rappresenta l'elemento indipendente dal tempo.

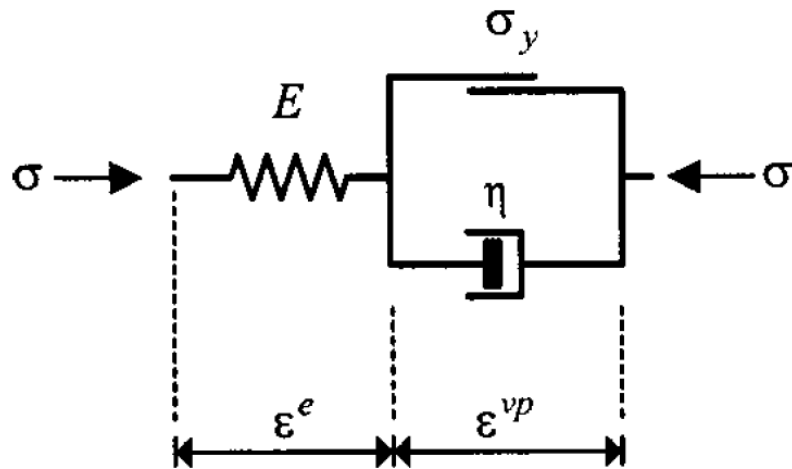


Figura 1.30 - Modello reologico di Bingham (Liingaard et al., 2004).

Il modello manifesta una risposta puramente elastica al di sotto del limite di snervamento σ_y perché il blocco ad attrito, e con esso l'elemento viscoplastico, sono inattivi finché $\sigma < \sigma_y$. Dopo aver superato σ_y , il modello mostra un flusso viscoso di Maxwell. Pertanto, è solo la differenza $\sigma - \sigma_y$ che dà luogo alle deformazioni viscoplastiche ϵ^{vp} (Liingaard et al., 2004).

Poiché l'elemento elastico e viscoplastico sono collegati in serie, la velocità di deformazione totale $\dot{\epsilon}$ può quindi essere scomposta in modo additivo rispetto ai due gruppi di componenti.

2. Sistemi di monitoraggio

2.1. Generalità

Per monitoraggio si intende l'osservazione, a scopo di controllo, di una grandezza variabile nel tempo, mediante opportuni strumenti di misura.

Nel caso dei pendii, il cui comportamento è governato dalle variazioni delle condizioni ambientali, le misure in sito sono essenziali per scoprire la natura e l'estensione del problema, di rilevare i fattori coinvolti nel movimento del pendio stesso e la sua evoluzione.

In questi casi le informazioni ottenute dalle misure si possono riassumere in:

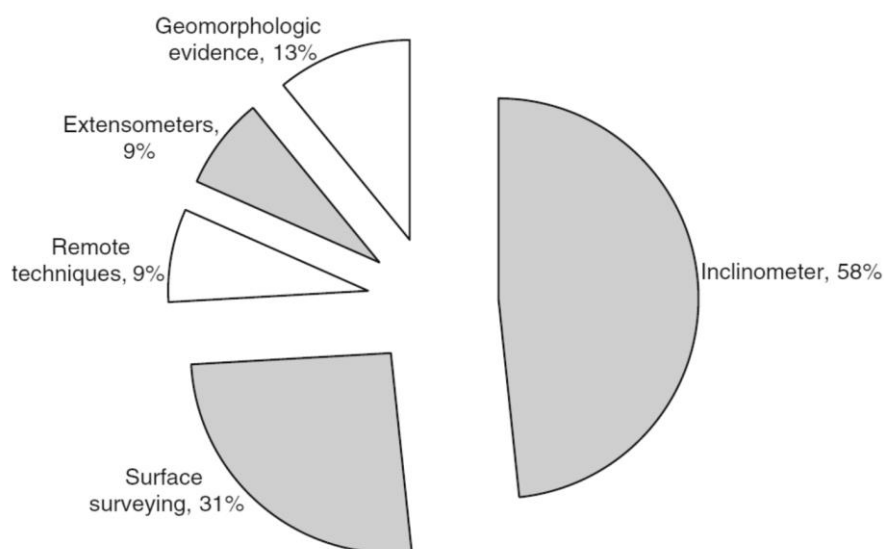
- Di carattere geometrico, ovvero servono per la delimitazione di un evento;
- Di carattere evolutivo, ovvero misurare la variazione dell'evento al variare delle condizioni che lo hanno causato.

I motivi che inducono l'utilizzo di strumentazioni per le misure in campagna sono molteplici, fra cui:

- La prevenzione: la misura di una grandezza nel tempo è utilizzata per prevedere la sua evoluzione futura e quindi prevenire un evento (precursori di evento);
- La sorveglianza in corso d'opera: le misure forniscono un sistema di controllo diretto di alcune grandezze critiche che variano a causa dell'intervento umano; possono inoltre essere utilizzate come sistemi di allarme;
- La verifica dell'efficacia dell'intervento; ad esempio nel caso di un intervento di consolidamento, la misura in loco permette di verificare il raggiungimento dello scopo prefisso dal progetto.

Il monitoraggio, quindi, costituisce un importante strumento conoscitivo volto all'acquisizione di informazioni quantitative sull'andamento nel tempo di variabili, assunte quali rappresentative per caratterizzare l'evoluzione di un dato sistema.

Nello studio delle frane gli strumenti inclinometrici sono quelli più utilizzati (58%), seguiti dai rilevamenti di superficie (31%) e dalle evidenze geomorfologiche (13%) (Figura 2.1)



*Figura 2.1 – Percentuale dei differenti metodi di misura degli spostamenti
(Mansour et. al, 2010)*

2.1.1 Sistemi di misura automatici

I sistemi di acquisizione di dati automatici, sono sistemi che consentono la lettura dei sensori e la successiva archiviazione dei dati in una memoria interna senza la necessità dell'operatore; quelli più comunemente usati sono le cosiddette "unità remote". Si tratta di un acquirente di uno o più canali, alimentato da batterie, alloggiato in un contenitore idoneo per l'installazione in campo. Ad intervalli prefissati l'unità si accende ed effettua un ciclo di misura degli strumenti collegati. Archivia i dati in una memoria interna ed è in grado di effettuare confronti con soglie di allarme; esaurito il ciclo di misure si spegne. Se richiesto, invia le misure ad un centro in remoto. Le unità remote sono dotate di idonei software dedicati che consentono il trasferimento delle informazioni (numero dei sensori, tipologia, frequenza di acquisizione, ecc), la loro interpretazione al fine di comprendere il

fenomeno in esame. In sistemi complessi, sia per l'importanza del fenomeno in studio che per le sua dimensione, la gestione delle misure comporta una quantità di lavoro non trascurabile e di importanza rilevante.

Quando la mole dei dati è tale da rendere quasi impossibile una gestione manuale o quando è richiesto un controllo incrociato di più misure, o quando si voglia stabilire relazioni di causa – effetto, o addirittura si vogliano usare i valori per la verifica del modello matematico, è necessario usare software dedicati per la gestione di dati.

Il rapido sviluppo della tecnologia ha consentito notevoli progressi nel campo del monitoraggio conoscitivo e di allerta dei fenomeni franosi.

Una possibile struttura organizzativa del monitoraggio per la definizione del modello geotecnico del versante è illustrata in Figura 2.2.

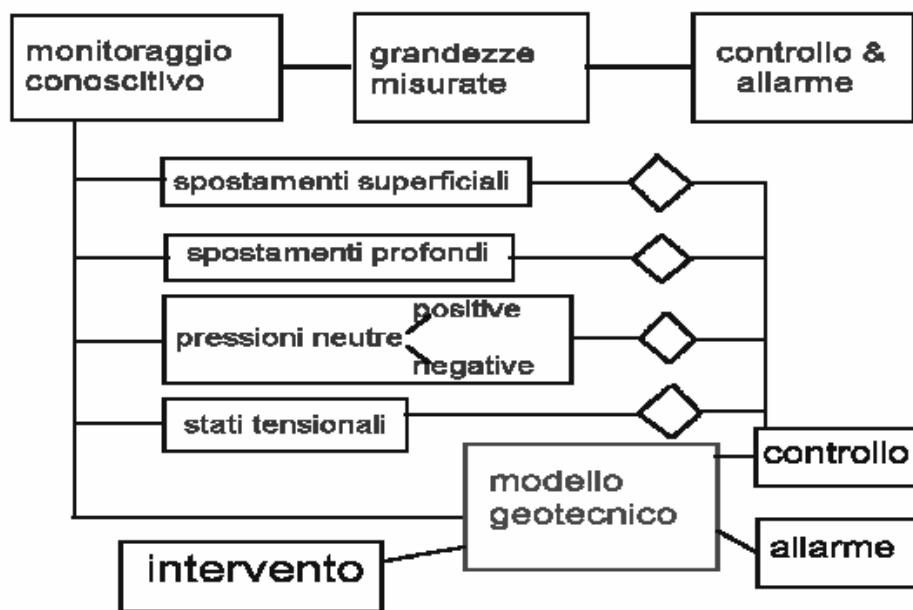


Figura 2.2 – Schema-tipo di un sistema di monitoraggio geotecnico (di G. Gullà).

Il sistema di monitoraggio deve garantire non solo la continuità e l'affidabilità dei dati raccolti, ma anche il ricorso a più fonti di dati contemporaneamente. E' infatti vitale, per la coerenza dei risultati tecnico-scientifici, che dal monitoraggio si ottengano serie di dati contemporanee, ottenute per vie diverse, in modo da aver

garantita il più possibile la fedeltà al vero del modello che viene ricostruito in base ai dati del monitoraggio.

La continuità e l'affidabilità nel tempo della funzionalità delle strumentazioni di rilevamento sono state finora i punti deboli dei sistemi di monitoraggio. La molteplicità di fonti contemporanee era infatti prevista più per garantire la continuità dei dati, piuttosto che l'aderenza alla realtà. Oggi, tuttavia, l'applicazione di strumentazione innovativa permetterebbe un monitoraggio in continuo dell'evoluzione dei fenomeni franosi e l'acquisizione dei parametri che caratterizzano i movimenti di versante, con sufficiente garanzia di continuità.

2.2. Strumentazione

2.2.1 Strumenti per la misura di livelli

Piezometri

Per la misura di livelli di falda o delle pressioni neutre si utilizzano i piezometri. Essi constano di un elemento poroso, messo in opera nel terreno o nella roccia, nel quale si raggiunge la condizione di equilibrio della pressione idrostatica con la falda circostante. Per ottenere misure in automatico del livello di falda o della pressione interstiziale sono utilizzati idonei trasduttori di pressione opportunamente installati all'interno di perforazioni appositamente realizzate.

I piezometri possono così effettuare misure di:

- Livello di falda (freatica, artesianiana)
- Pressione interstiziale
- Livello idrico (bacini, pozzi, fiumi)

Piezometri idraulici

I piezometri a tubo aperto e Casagrande sono composti da un elemento poroso (filtro) collegato ad una o due tubazioni che arrivano in superficie. Per il principio dei vasi comunicanti, il livello dell'acqua rilevato all'interno della tubazione di misura è equivalente al livello dell'acqua presente nel terreno (falda).

Piezometro a tubo aperto

Il tubo piezometrico aperto è lo strumento più semplice per misurare i livelli dell'acqua in suoli permeabili o semipermeabili. In pratica si tratta di un tubo in PVC o metallo forato alla quota in cui si vuole misurare la pressione, inserito in un foro; la zona di misura è isolata con materiale impermeabile (Figura 2.3). La misura del livello di falda viene di solito effettuata manualmente da boccaforo con un freaticometro munito di nastro centimetrico.

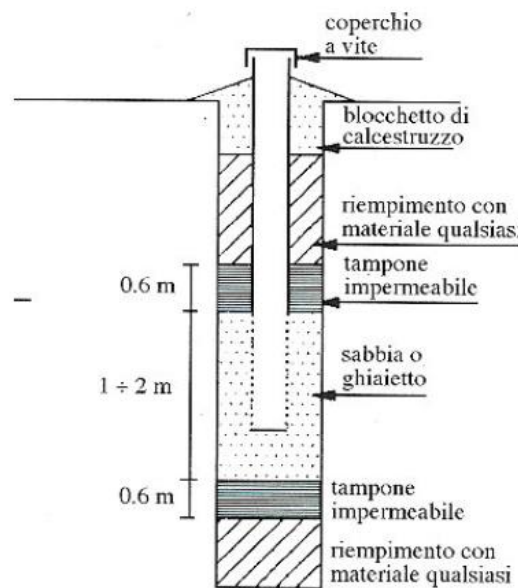


Figura 2.3 - Schema di montaggio di un piezometro a tubo aperto

Piezometro Casagrande

Il piezometro di questo tipo è stato sviluppato da Casagrande. Per ridurre i tempi di risposta, si utilizza come sezione filtrante una cella porosa collegata con l'esterno tramite un tubo di sezione sottile. La misura si esegue con un'apposita sonda da infilare nel suddetto tubo. Il piezometro Casagrande consente l'automatizzazione delle misure mediante l'installazione di un trasduttore di pressione (Figura 2.4)

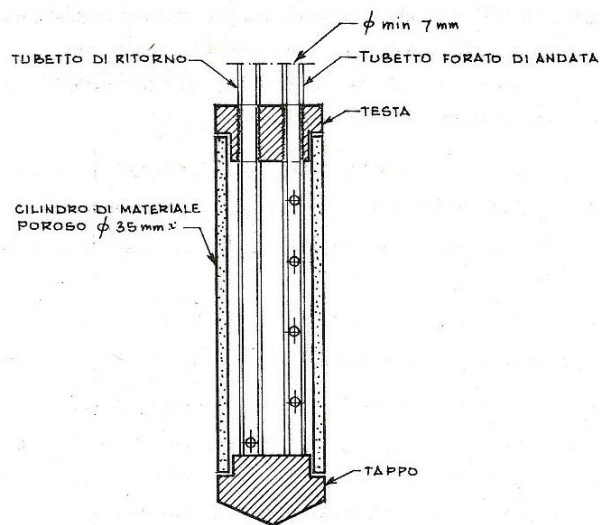


Figura 2.4 - Cella piezometrica tipo "Casagrande" a doppio circuito

2.2.2 Strumenti di misura delle pressioni neutre

Per la misurazione delle pressioni neutre si utilizzano piezometri pneumatici, a corda vibrante ed elettrici.

La loro installazione è analoga a quella del piezometro a tubo fisso. La differenza, con quello a tubo fisso, sta nel fatto che, in questi, l'acqua attraversa il filtro poroso entrando in una cavità in cui agisce su una membrana, in gomma o metallo. Il principio di funzionamento di quello pneumatico, è il seguente: inviando gas dietro la membrana, tramite un tubo, quando la pressione del gas è appena superiore a quella dell'acqua interstiziale, si produce un'estroffessione della membrana che consente al gas di entrare in un altro tubo, anch'esso collegato con la superficie; rilevando la presenza di gas in questo tubo si può misurare la pressione d'equilibrio. In alcuni modelli al posto del gas viene usato olio. Per effettuare una misura accurata della pressione occorre che lo spostamento del diaframma non sia tale da causare una variazione significativa di tale pressione

Piezometro elettricopneumatico

Lo strumento (trasduttore di pressione) è installato all'interno di una perforazione appositamente realizzata ed è cementato: il sensore di misura è alloggiato

all'interno di uno strato filtrante creando così la zona di misura che è isolata mediante la creazione di tappi di bentonite.

Il maggior vantaggio che si ha utilizzando questo strumento per la misurazione della pressione interstiziale è l'elevata velocità di risposta. Il cavo è costituito a quattro tubi, due pneumatici e due idraulici e da due conduttori elettrici. I due tubi idraulici permettono di effettuare la saturazione della camera idraulica e del filtro ed il suo lavaggio durante la fase d'esercizio. I tubi pneumatici ed i cavi elettrici realizzano il circuito di misura. La lettura del dato viene eseguita con l'unità di controllo elettropneumatica. Operando sui comandi della centralina si invia gas in pressione nei tubi pneumatici contenuti nel cavo. Quando la pressione del gas raggiunge la pressione che ha il liquido (acqua olio o mercurio) trasmette al soffierto un segnale elettrico un segnale provoca l'accensione di una spia luminosa sulla centralina. A questo punto la lettura del manometro collegato alla mandata individua il valore della pressione pneumatica equivalente.

I maggiori vantaggi offerti dal piezometro elettropneumatico sono:

- l'indipendenza della quota di lettura da quella in cui è posizionato lo strumento;
- l'assenza di problemi di congelamento;
- la brevità dei tempi di risposta.

I principali limiti sono:

- le operazioni di lettura non sono semplici;
- le misure possono non essere accurate.

Piezometro elettrico a corda vibrante

I piezometri elettrici a corda vibrante hanno un diaframma metallico che separa l'acqua interstiziale dal sistema di misura. Un filtro metallico tensionato è attaccato a un punto medio del diaframma, la deflessione del diaframma causa cambiamenti nella tensione del filo. Dato che la frequenza di oscillazione del filo varia con la sua tensione, pizzicando il filo nel punto medio con un elettromagnete e misurando con un'altra bobina la frequenza di oscillazione si determina la tensione nel filo e quindi la pressione interstiziale. Il limite principale consiste nel fatto che la corda si può allentare in seguito a stiramenti causati dalla tensione continua o per cedimenti ai

punti di aggancio, ciò comporta una variazione della frequenza di vibrazione con conseguente spostamento del punto di zero

I vantaggi offerti da questo modello sono:

- la facilità di lettura;
- la brevità dei tempi di risposta;
- l'assenza di problemi di sovrappressione al momento di effettuare la misura presenti invece nel modello elettropneumatico;
- l'assenza di problemi di congelamento;
- l'indipendenza della quota di lettura da quella in cui è posizionato il piezometro;
- la possibilità di misurare le pressioni negative.

I principali limiti sono:

- i problemi di corrosione del diaframma e della corda vibrante;
- la possibile staratura dello strumento nel tempo;
- la necessità di avere una protezione dai fulmini.

Piezometro elettrico

Si basano sul fatto che la resistenza varia con la lunghezza, la quale a sua volta varia al variare degli sforzi a cui è sottoposto il conduttore. A seconda di come è montato il filo di cui si misura la resistenza si distinguono due tipi principali: quelli vincolati e quelli non vincolati. Vengono usati principalmente per le prove in sito quando vi è l'esigenza di avere strumenti di piccole dimensioni ed è possibile ritirare periodicamente lo strumento. Vengono usati, inseriti in piezometri ad infissione, anche per effettuare profili piezometrici, inserendo gradualmente lo strumento ed attendendo prima di ogni lettura che si dissipino le sovrappressioni generate dall'infissione.

I vantaggi del piezometro elettrico sono:

- la facilità di lettura;
- la brevità dei tempi di risposta;
- l'indipendenza della quota di lettura da quella a cui è posizionato lo strumento;
- la possibilità di misurare pressioni negative;

- l'assenza di problemi di congelamento;

I principali limiti sono:

- problemi di corrosione;
- errori di lettura causati dall'umidità, dalla temperatura e da possibili interferenze elettriche;
- problemi di staratura dello strumento nel tempo;
- la necessità di avere una protezione dai fulmini.

Piezometri multipli

Questo tipo di piezometri consentono, con un unico foro di sondaggio, di effettuare la lettura della pressione interstiziale a quote diverse. Si possono avere più tipi di piezometri multiplo, e possono essere sia a tubo fisso che a diaframma. Una verticale piezometrica è composta da un tubo di accesso e da più sensori di misura, isolati tra loro tramite packer gonfiati con acqua, il cui numero e la cui profondità di installazione, vengono stabiliti in funzione della profondità del foro, della stratigrafia e dalle condizioni idrogeologiche del sito.

2.2.3 Strumenti di misura delle pressioni totali

Le pressioni totali del terreno si misurano con le celle di pressione costituite da un piatto sottile che può assumere varie forme. La pressione normale esercitata dal terreno sul corpo della cella è rilevata con vari metodi, il più comune consiste nel riempire la cella di misura con un fluido de-aerato, quindi misurare la pressione del fluido con un trasduttore di pressione del tipo usato per le pressioni neutre.

Celle di pressione idrauliche

Le celle di pressione consentono di rilevare il valore della pressione totale in terreno, nella roccia, nel calcestruzzo al contatto tra terreno e struttura. Le celle di pressione idrauliche sono costituite da due diaframmi di forma rettangolare o circolare, saldati fra di loro, il cui intercapedine riempito con olio deaerato, è collegato ad un trasduttore di pressione. La pressione del terreno è quindi trasferita all'olio della cella e misurata dal trasduttore di pressione

Celle di pressione a membrana flessibile

Le celle di pressione a membrana flessibile sono costituite da un corpo in acciaio munito di membrana flessibile strumentata. Sotto carico la membrana subisce una deformazione che produce un segnale elettrico in uscita proporzionale alla pressione agente.

Celle di pressione elettriche a corda vibrante

Il trasduttore consta di una corda metallica, vincolata ad un diaframma deformabile in acciaio inox, che nel momento della misura viene eccitata da un elettromagnete a vibrare secondo la frequenza propria di risonanza. La frequenza è funzione della tensione della corda e quindi della pressione dell'olio agente sul diaframma. La misura si effettua con l'unità di lettura elettronica, la quale riceve il segnale di frequenza in uscita e lo visualizza su un display digitale.

2.2.4 Misure di verticalità: inclinometri

Gli spostamenti relativi tra un corpo di frana ed il substrato possono essere rilevati con la misura delle rotazioni rispetto alla verticale mediante un inclinometro. Tale misura è tra le più significative nel monitoraggio di pendii perché permette di individuare la posizione del piano di scivolamento e consente di controllare il comportamento del pendio verificando l'entità e la velocità del movimento. È possibile dalle misure risalire agli spostamenti, mediante integrazione numerica, evidenziando così le zone in movimento nel sottosuolo.

Inclinometri con sonda removibile

Gli inclinometri consentono di rilevare all'interno di appositi fori di sondaggio realizzati dalla superficie, gli spostamenti in direzione normale all'asse del foro.

Tubo inclinometrico ("guida"): Il tubo inclinometrico è inserito nei fori di sondaggio in modo tale da risultare solidale col materiale investigato, mediante l'ancoraggio della sua porzione terminale al substrato ritenuto stabile. Il tubo inclinometrico ha sezione circolare ed al suo interno presenta due coppie di scanalature longitudinali ruotate di 90° l'una rispetto all'altra. La funzione delle scanalature è quella di guidare la sonda inclinometrica sempre nella medesima

orientazione, facilitandone lo scorrimento ed assicurando così la ripetibilità delle misure.

La colonna inclinometrica è costituita da più spezzoni di tubo, sagomati in modo da poter essere collegati mediante speciali manicotti, che le conferiscono continuità e flessibilità. Le intercapedini esistenti tra il tubo e le pareti della perforazione sono solitamente riempite da miscele di acqua, cemento e bentonite, in percentuale variabile a seconda della tipologia di terreno da indagare. La tubazione rappresenta l'elemento base di tutte le misure inclinometriche e, riguardo al monitoraggio dei pendii, consente di:

- misurare gli spostamenti e le variazioni di inclinazione in profondità a varie quote;
- riprodurre le deformazioni della massa di terreno o della roccia;
- mantenere costante il riferimento azimutale delle misure grazie alle guide del tubo.

La colonna inclinometrica, può essere installata secondo varie orientazioni rispetto all'orizzontale ed in base all'assetto che dovrà assumere ed alle condizioni del sito da investigare, potranno di volta in volta variare le modalità della sua realizzazione. I sensori alloggiati entro la sonda possono essere di tipo monoassiale o biassiale, a seconda che rilevino rispettivamente solo la componente dell'inclinazione lungo il piano in cui giacciono i carrelli (piano x) od anche quella del piano ad esso ortogonale (piano y). La sonda può essere equipaggiata con sensori di tipo servoaccelerometrico ad altissima precisione, sia per installazioni verticali che orizzontali, o di tipo magneto – resistivo, muniti pendolo potenziometrico con buona precisione, unicamente per installazioni verticali. Sensori servoaccelerometrici sono costituiti da più componenti: un magnete, una bobina mobile, una massa di sbilanciamento ed un rilevatore di posizione. Il loro principio di funzionamento si basa sulla misura di un segnale elettrico proporzionale al seno dell'angolo tra la verticale e l'asse dell'accelerometro. Nel sensore magneto – resistivo l'elemento principale è dato da una massa pendolare il cui asse coincide inizialmente con l'asse verticale. Le inclinazioni della tubazione comportano la formazione di un deviazione del pendolo rispetto alla verticale, il cui rilievo avviene

attraverso un sistema magneto – resistivo. Le misure di deviazione dalla verticalità sono eseguite nelle due direzioni x e y e sono riferite ad una precisa quota, grazie al cavo metrato della sonda. Le letture possono essere effettuate sia in discesa che in risalita, su due o quattro guide, con passo di solito pari a 0,5 m (interasse tra le rotelle della sonda) o ad 1 m (Figura 2.5).

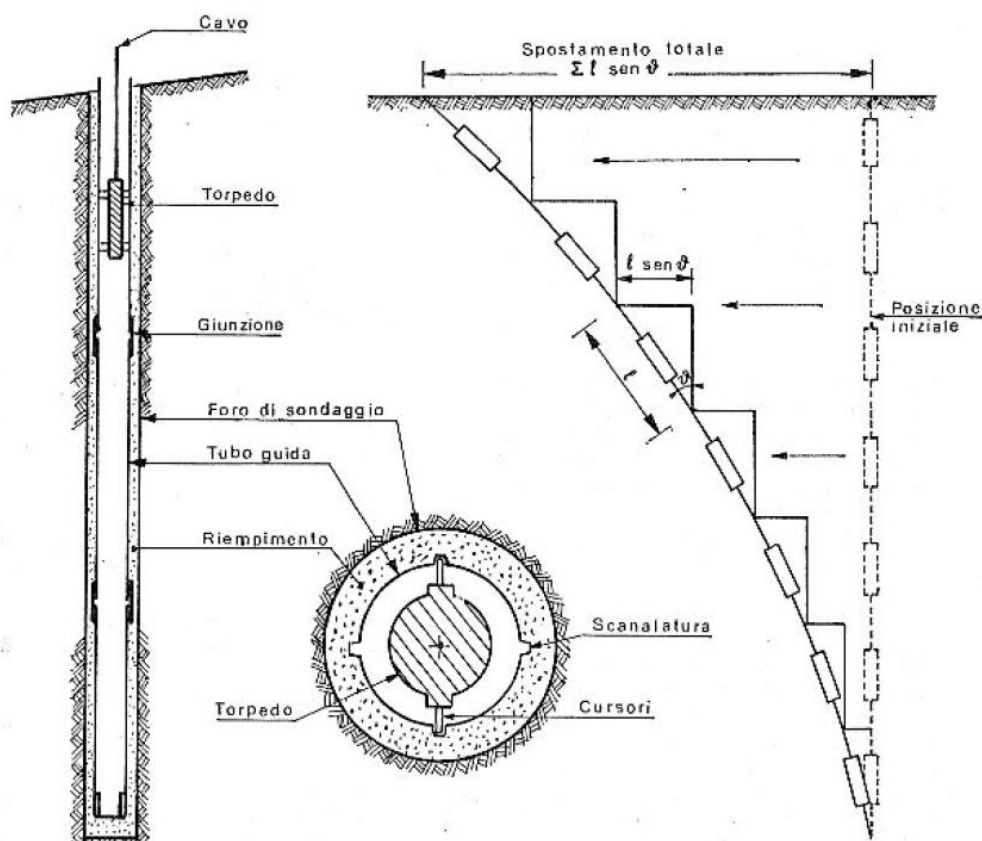


Figura 2.5 - Principio di funzionamento dell'inclinometro e criterio di elaborazione dei dati

Sonde inclinometriche fisse

Se i movimenti del terreno devono essere controllati con osservazioni molto frequenti o in forma automatica, si ricorre invece a catene inclinometriche fisse, collegate ad un sistema di acquisizione dati automatico, che può anche prevedere la generazione di segnali di allarme. Questo sistema presuppone che si conosca con esattezza la profondità dei punti da monitorare, per esempio coincidenti con una

superficie di scivolamento, poiché i sensori saranno collocati definitivamente alle quote prestabilite, senza la possibilità di essere rimossi. Per questo motivo l'installazione degli inclinometri fissi deve essere preceduta da una fase di misura con la sonda removibile. In questo caso la configurazione strumentale prevede un certo numero di sensori (inclinometri), collegati tra loro da aste rigide e snodi oppure da cavi, che vengono inseriti in modo permanente nel foro a formare una catena inclinometrica. Ogni singola sonda è costituita da una meccanica, al cui interno sono installati i sensori, dotata di due carrelli per consentire l'orientamento e il posizionamento delle sonde all'interno dei tubi inclinometrici. I sensori che compongono la catena inclinometrica possono essere oltre che servoaccelerometrici o magneto – resistivi, analoghi a quelli adottati per le sonde removibili, anche di tipo elettrolitico. Gli inclinometri sono connessi ad un punto di misura centralizzato o ad una centralina di acquisizione dati automatica attraverso una serie di cavi elettrici, con registrazione dei dati in memoria e/o trasmissione via satellite, cavo, modem, radio, Wi-Fi, etc.

2.2.5 Misure di spostamento

La determinazione degli spostamenti sia superficiali che profondi consente di avere indicazioni sull'esistenza di movimenti in atto nel sottosuolo. Le misure di spostamento sono tutte basate sulla misura della posizione relativa del punto da considerare, rispetto ad un riferimento assunto stabile od almeno noto. Lo spostamento del punto nel tempo si ricava dalle variazioni della sua posizione rispetto al riferimento. Per ottenere la misura dello spostamento rispetto ad un sistema di coordinate esterno alla zona di indagine (corpo frana), è necessario effettuare dei rilievi topografici al fine di verificare che non siano presenti movimenti relativi, che interessino anche il punto assunto come riferimento.

Gli strumenti utilizzati sono i seguenti:

- estensimetri;
- misuratori di giunti e fratture (fessurimetri);
- misuratori di convergenza (distometri, deformometri).

Estensimetri

La misura degli spostamenti di ammassi rocciosi lungo una direzione può essere rilevata per mezzo di estensimetri (Figura 2.6). Con l'impiego di estensimetri profondi, installati cioè all'interno di fori di sondaggio, o di sonde estensimetriche si possono determinare gli spostamenti in direzione assiale al foro. Mediante l'inserimento di specifiche sonde in appositi tubi, si possono determinare gli spostamenti sia in asse al foro (cedimenti), che in direzione normale al foro (spostamenti orizzontali).

Gli estensimetri permettono di misurare:

- la distribuzione delle deformazioni lungo un asse all'interno di ammassi rocciosi o di terreni;
- i movimenti orizzontali lungo tratti stabiliti di terrapieni e rilevati;
- i movimenti superficiali in pendii franosi e versanti in roccia.

Esistono e sono abitualmente impiegate le seguenti tipologie strumentali:

- Estensimetri da foro monobase o multibase.
- Estensimetri incrementali.
- Sistemi estenso – inclinometrici.
- Estensimetri superficiali.



a)



Figura 2.6 – a) Sistema estensimetrico a base multipla e b) centralina di misura per la frana del Tessina

Estensimetri da foro

Gli estensimetri da foro si utilizzano per misurare le deformazioni all'interno di ammassi rocciosi o di terreni. Essi permettono di monitorare a diverse quote, lungo una verticale di sondaggio, i movimenti profondi che interessano masse rocciose e terreni in genere. La misura può essere eseguita manualmente mediante comparatore meccanico o digitale o eseguita in modo automatico mediante trasduttori elettrici lineari, collegati via cavo ad una centralina di acquisizione, con registrazione dei dati in memoria o trasmissione via satellite, cavo, modem, radio, Wi-Fi.

Estensimetri incrementali

Le misure estensimetriche incrementali sono effettuate introducendo in un tubo guida, installato in foro di sondaggio, una sonda estensimetrica, che consente di rilevare, attraverso letture ripetute nel tempo, le variazioni di distanza relativa tra appositi riscontri di misura, precedentemente installati all'esterno del tubo, a distanza di un metro uno dall'altro e resi solidali al terreno circostante a mezzo di cementazione. In questo modo si rilevano le deformazioni dell'ammasso roccioso, che determinano uno spostamento relativo dei riscontri di misura dalla loro

posizione iniziale (lettura di zero): incrementi (estensioni) o decrementi (assestamenti).

2.2.6 Fessurimetri

I fessurimetri sono strumenti generalmente costituiti da una barra metallica, le cui estremità sono ancorate alla roccia od al terreno, che consentono di misurare gli spostamenti relativi tra i due lembi di frattura. Questi strumenti possono essere a funzionamento meccanico od elettrico, monoassiali o triassiali.

2.2.7 Misure topografiche

La determinazione degli spostamenti superficiali, di solito operativamente semplice in quanto eseguibile dal piano campagna, consente di avere indicazioni sull'esistenza di movimenti in atto nel sottosuolo. Le misure di spostamento sono tutte basate sulla misura della posizione relativa del punto da considerare rispetto ad un riferimento assunto stabile od almeno noto. Lo spostamento del punto nel tempo si ricava dalle variazioni della sua posizione relativa al riferimento. Il collegamento tra il punto ed il riferimento può essere realizzato a distanza, senza unione fisica tra punto e riferimento, ad esempio mediante l'impiego di strumenti basati sull'emissione e la ricezione di onde di frequenza opportuna, oppure meccanicamente.

Uno sviluppo introdotto da qualche anno è costituito dall'automazione della misura di distanziometri

(teodolite motorizzato), dai sistemi di posizionamento satellitare GPS (Global Position System) e dal crescente sviluppo di altre tecnologie innovative (Laser Scanning e SAR).

2.2.8 Misura dei parametri meteorologici

Nello studio delle condizioni di stabilità dei versanti le stazioni meteo rivestono una grande importanza, soprattutto poiché consentono di monitorare le precipitazioni, cioè uno dei parametri riconosciuto unanimemente come una delle più comuni cause d'innescio delle frane (variazione del grado di infiltrazione, con conseguente

riduzione della coesione apparente e diminuzione della resistenza al taglio). Grazie alle stazioni meteo, i risultati di queste analisi possono essere correlati con i fattori esterni predisponenti, per cercare di definire le soglie di precipitazione critica di innesco ed i tempi di ritardo.

Pluviometro

Consente di misurare nel tempo la quantità di precipitazioni. Il pluviometro è costituito da un corpo realizzato in acciaio e alluminio od in materiale plastico, suddiviso in due parti delle quali, una è il cono collettore e l'altra contiene il meccanismo di misura. Il principio di funzionamento è a vaschetta basculante (bilanciere). Il pluviometro può essere dotato di una resistenza collegata ad un termostato regolato automaticamente da una sonda di temperatura.

Nivometro

Lo strumento è in grado di misurare lo spessore del manto nevoso. Il sensore, costituito da un misuratore di livello ad ultrasuoni, è contenuto generalmente in un corpo in alluminio anodizzato. Il funzionamento è basato sul sistema di misura telemetrico (compensato in temperatura), che sfrutta il principio della riflessione di impulsi di onde ultrasoniche.

Termometro

Lo strumento consente di rilevare le variazioni termiche dalla misura delle variazioni di tensione o corrente. Si utilizza generalmente una termoresistenza, che si compone di un cilindro in acciaio al cui interno è inserita una resistenza al platino variabile in funzione della temperatura. L'alternativa è costituita da un sensore costituito da una termocoppia. Il rilievo della temperatura permette la correzione di parametri sensibili alle variazioni termiche e permette di valutare la posizione dello zero termico.

3. Modelli di previsione

3.1. Introduzione

Quando si affronta il problema di stabilità di un pendio, i principali obiettivi da ricercare sono senz'altro le cause d'innescò del movimento franoso, predirne la sua evoluzione ed infine elaborare un possibile intervento di consolidamento.

In questo capitolo si affronteranno alcuni aspetti legati alla previsione dell'evoluzione di un pendio soggetto a movimento franoso, prendendo come esempio alcune tra le più famose e studiate frane a cinematismo lento.

3.2. Previsione temporale sulla rottura di un versante

Predire il momento in cui un pendio possa rompersi ed evolvere in una frana non è di certo una cosa semplice, e spesso l'incertezza è così ampia che uno scarto di una settimana tra previsione ed effettiva rottura risulta una previsione accettabile. Infatti una previsione ragionevolmente accurata permette di evitare sia i danni alle strutture, ma soprattutto evitare perdite umane.

Un approccio puramente fenomenologico basato sull'osservazione ed interpretazione dei dati monitorati, è generalmente impiegato per la previsione del tempo di rottura del versante (d'ora in poi chiamato TSF, dall'inglese Time to Slope Failure). Tale approccio prende in considerazione soprattutto gli spostamenti superficiali del suolo, e tramite tecniche di regressione basate su funzioni empiriche cercano di stabilire il comportamento del versante. Queste funzioni non tengono però conto delle caratteristiche reologiche del terreno, sostanzialmente per ridurre le incertezze di previsione che potrebbero subentrare. Inoltre l'estensione a grande scala del problema è spesso problematica a causa dell'eterogeneità della massa del suolo/roccia che si deve analizzare; senza trascurare le condizioni al contorno non sempre definite accuratamente. Inoltre è difficile o impossibile prevedere fattori scatenanti esterni al sistema, come forti precipitazioni oppure sismi. Per tali ragioni l'approccio puramente empirico è spesso preferito per sviluppare le funzioni che descrivono il comportamento dell'evoluzione degli spostamenti del terreno rispetto

al tempo. Solitamente queste funzioni derivano da test di laboratorio effettuati su campioni di materiale prelevati in situ.

Il concetto di *creep* è già stato descritto nel Capitolo 1.9, ed è di fondamentale importanza negli studi di stabilità dei versanti dal momento che, prima del verificarsi di una rottura, il versante sviluppa deformazioni di creep (Tavenas e Leroueil, 1981).

Terzaghi (1950) fu il primo a dimostrare la correlazione tra creep e frane. Infatti i dati registrati degli spostamenti del versante in funzione del tempo, prima che il fenomeno di creep evolva fino a raggiungere il terzo stadio, sono presi come segnali precursori di un'imminente rottura (Eberhardt, 2008).

Il primo modello di previsione di rottura che ha avuto un riscontro positivo è stato proposto da Saito (1965) per la frana verificatasi il 14 dicembre 1960 lungo la linea ferroviaria Ooigawa (Giappone), dove sulla base del confronto tra i movimenti registrati sul pendio ed i test di laboratorio per definire le curve di creep, il traffico ferroviario è stato interrotto un giorno prima dell'avvenuto collasso del versante.

Un altro modello di previsione è stato effettuato pochi anni più tardi per la miniera a Chuquicamata (Cile), 5 settimane prima dell'evento (Kennedy et al. 1969; Kennedy and Niermeyer 1970; Hoek and Bray 1977). La data del collasso è stata predetta in modo esatto (18 febbraio 1969) attraverso l'estrapolazione a mano di grafici costruiti mettendo in relazione gli spostamenti del versante con il tempo. Ad ogni modo l'imprecisione del metodo di estrapolazione può portare ad una serie di altre possibili date comprese in un arco temporale di 2 mesi, e la data effettiva di previsione è stata più che altro una coincidenza. Tuttavia come Hoek e Bray (1977) hanno sottolineato, da un punto di vista ingegneristico, anche una previsione con un errore di poche settimane è accettabile.

Di conseguenza si può affermare che una delle questioni chiave per una buona previsione è la corretta scelta dei metodi di monitoraggio ed il controllo dei parametri fisici del terreno.

3.3. Approccio ai metodi fenomenologici

I metodi di previsione con approccio fenomenologico possono essere divisi in due categorie:

- 1) Fisicamente coerenti: la curva di regressione solitamente coincide con il comportamento reologico della massa rocciosa
- 2) Sola regressione: la curva di regressione non è influenzata dalla fisica del fenomeno.

All'interno della prima categoria può essere effettuata un'ulteriore distinzione:

- I) Metodi di previsione dello stato critico, cioè effettuati in vicinanza del momento di collasso del versante, presumibilmente in corrispondenza del creep terziario.
- II) Metodi di previsione a medio e lungo termine, dove le osservazioni si riferiscono alla maggior parte dell'intero periodo di creep

3.3.1 Metodi fisicamente coerenti

3.3.1.1 Metodi di previsione dello stato critico

Il primo metodo fenomenologico di previsione per il TSF, come accennato in precedenza è stato proposto da Saito basandosi su misurazioni di laboratorio della velocità di deformazione durante il secondo stadio di creep, utilizzando prove triassiali a carico controllato. Successivamente, sempre Saito, estese la relazione per il terzo stadio di creep ottenendo la seguente relazione:

$$(t_f - t)\dot{\epsilon} = a \quad (3.1)$$

Dove:

t_f : è il TSF

t : Tempo

$\dot{\epsilon}$: Velocità di deformazione (Strain rate)

a = parametro empirico

L'equazione indica che il tempo di collasso al terzo stadio di creep è inversamente proporzionale alla velocità di deformazione (Figura 3.1)

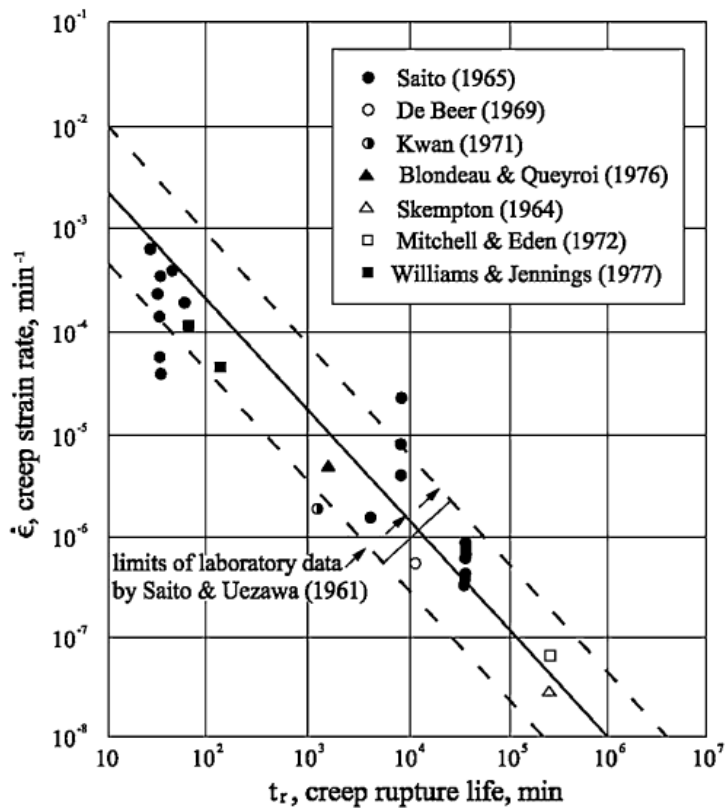


Figura 3.1 - Relazione tra strain rate e tempo di rottura del pendio (Tavenas e Laroueil 1981)

Assumendo $\varepsilon = 0$ all'istante $t = t_0$ l'integrazione dell'equazione 3.1 diventa:

$$\varepsilon = a \cdot \ln \frac{t_f - t_0}{t_f - t} \quad (3.2)$$

Il tempo del collasso t_f si calcola come segue:

$$t_f = \frac{\frac{1}{2}(t_2 - t_1)^2}{(t_2 - t_1) - \frac{1}{2}(t_3 - t_1)} + t_1 \quad (3.3)$$

Dove t_3 è il tempo dell'ultima indagine, mentre t_1 e t_2 sono valori di tempo selezionato in modo tale che $\Delta\eta_2 - \Delta\eta_1 = \Delta\eta_3 - \Delta\eta_2$. Dove $\Delta\eta$ è lo spostamento relativo tra due punti scelti all'interno del pendio.

Saito (1969, 1980) ha mostrato che l'efficacia della previsione dipende quasi esclusivamente dalla durata temporale dell'osservazione, pertanto è importante installare il sistema di monitoraggio il prima possibile dopo i primi segni di cedimento del pendio.

Non sempre l'equazione proposta da Saito si adattava in modo adeguato alle previsioni di collasso del pendio, Yamaguchi (1978) osservando alcuni fenomeni franosi propose quindi un'espressione più generale:

$$(t_f - t)\dot{\epsilon}^\alpha = a \quad (3.4)$$

Dove l'esponente α è rappresentato da un parametro calcolato empiricamente.

Successivamente ulteriori studi hanno ampliato la gamma di equazioni basandosi su diversi casi di studio, come quello condotto da Fukuzono (1985) dove in un esperimento su un modello di pendio a piccola scala verificò che per il rapido collasso, il logaritmo dell'accelerazione $\ddot{\eta}$ è proporzionale al logaritmo della velocità $\dot{\eta}$ degli spostamenti superficiali, cioè:

$$\ddot{\eta} = a\dot{\eta}^\alpha \quad (3.5)$$

Ed integrando l'equazione (3.5) per $\alpha > 0$ e $\alpha > 1$, si ottiene:

$$\dot{\eta} = [a(\alpha - 1)(t_f - t)]^{-\frac{1}{\alpha-1}} \quad (3.6)$$

O:

$$\frac{1}{\dot{\eta}} = [a(\alpha - 1)(t_f - t)]^{\frac{1}{\alpha-1}} \quad (3.7)$$

Inoltre, sempre Fukuzono propose un altro procedimento per il calcolo del tempo di collasso utilizzando l'inverso della velocità media, anche nel caso in cui la relazione $1/\dot{\eta} - t$, non sia lineare.

Differenziando l'equazione 3.7 si ottiene la relazione lineare

$$\chi = \frac{1}{\dot{\eta}} \frac{d}{dt} \left(\frac{1}{\dot{\eta}} \right) = (1 - \alpha)(t_f - t) \quad (3.8)$$

Il tempo al collasso t_f può essere quindi predetto tracciando la funzione χ rispetto al tempo. Considerando due misure al tempo t_1 ed al tempo t_2 , la relazione può essere scritta come:

$$t_f = \frac{t_2 \chi_1 - t_1 \chi_2}{\chi_1 - \chi_2} \quad (3.9)$$

In conclusione, le equazioni precedentemente discusse, possono essere espresse in un'unica equazione generale (Federico et al. 2004), cioè:

$$(t_f - t)^{c_1} \dot{\eta}^{c_2} = c_3 \eta^{c_4} \quad (3.10)$$

Con i valori dei parametri c_1, c_2, c_3, c_4 pari a:

Saito (1969): $c_1 = 1$; $c_2 = 1$; $c_3 > 0$; $c_4 = 0$

Yamaguchi (1978): $c_1 = 1$; $c_2 > 0$; $c_3 > 0$; $c_4 = 0$

Dove il simbolo η è usato per definire lo spostamento o la deformazione senza distinzione.

3.3.1.2 Metodi di predizione a medio e lungo termine

Per i metodi di predizione a medio e lungo termine, Kawamura (1985) ha proposto un modello di comportamento espresso dalla seguente relazione:

$$\frac{1}{\dot{\eta}} = a (b - t) t \quad (3.11)$$

Il modello è il risultato di un'analisi numerica basata sulla teoria di creep, unita alla raccolta di numerosi dati in sito. La relazione si applica per tutta l'intera durata della fase di creep. Se $\dot{\eta} \rightarrow \infty$ (corrispondente al collasso con $t = t_f$), con $\frac{1}{\dot{\eta}} \rightarrow 0$ e $t_f = b$.

La soluzione generale dell'equazione 3.11, alle condizioni iniziali $\eta = 0$ all'istante $t = t_0$, è:

$$\eta = \frac{1}{ab} \ln \left\{ \frac{t}{b-t} \frac{b-t_0}{t_0} \right\} \quad (3.12)$$

Dove i coefficienti a e b sono ricavati dalle curve di best fit dei dati di movimento registrati, mediante una relazione lineare dell'equazione 3.11:

$$\frac{(t_{i+1} - t_i)}{t_i} = f(t_{i+1}) = \alpha - \beta t_{i+1} \quad (3.13)$$

Dove t_{i+1} e t_i sono i limiti di un intervallo di tempo specifico, α e β sono equivalenti ad $\exp(\Delta\eta ab)$ e α/β , rispettivamente, $\Delta\eta$ è il costante incremento dello spostamento. Così $t_f = b = \alpha/\beta$.

La soluzione dell'equazione 3.13 è:

$$t_i = \frac{(1 + \alpha)^i t_0}{1 + [(1 + \alpha)^i - 1] \beta t_0 / \alpha} \quad (3.14)$$

Lo spostamento corrispondente all'istante t_i è $i\Delta\eta$.

Dato che il modello di predizione si basa su una regressione lineare, l'efficacia della predizione è fortemente dipendente dal numero e dalla qualità delle osservazioni.

Fukuzono (1996) ha inoltre introdotto un modello di deformazione di creep, relativo all'intero stadio di creep, che permette di predire il TSF ad uno stadio iniziale.

L'equazione proposta è:

$$\dot{\eta} = a(t - b) \dot{\eta}^2 \quad (3.15)$$

Dove $\ddot{\eta}$ è l'accelerazione, a e b sono parametri empirici, t è il tempo e $\dot{\eta}$ è la velocità.

3.3.1.3 Metodi di previsione quando i dati di monitoraggio sono mancanti o discontinui

Per eseguire una buona valutazione dei tempi di collasso di un versante, solitamente si richiede la disponibilità dei dati a lungo termine di spostamento o deformazione; tuttavia, a volte, questa disponibilità non può essere soddisfatta a causa di dati mancanti oppure protratti per poco tempo.

Attraverso lo studio di differenti casi, è stato possibile costruire un grafico bi-logaritmico dove in ordinata è posto l'ultimo dato di accelerazione $\ddot{\eta}$, ed in ascissa la velocità $\dot{\eta}_f$. (Figura 3.2) Come si può osservare, i valori ottenuti si addensano in vicinanza di una retta con equazione:

$$\ddot{\eta}_f = 0.052 \dot{\eta}_f^{1.50} \quad (3.16)$$

Il grafico di Figura 3.2 può essere usato, in assenza di dati continui, per avere un'indicazione di quando il pendio potrà raggiungere il collasso. Infatti utilizzando solo tre misurazioni e plottando i dati nel grafico, il collasso sarà tanto più imminente quanto più il punto sarà vicino alla retta con equazione 3.16.

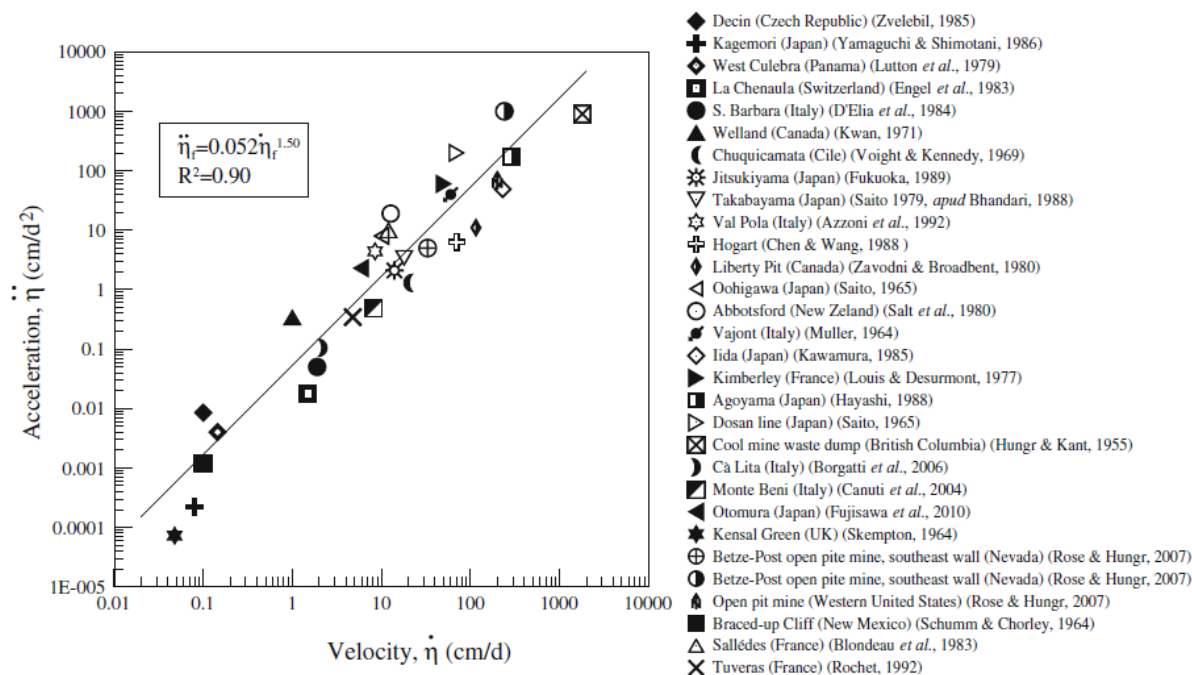


Figura 3.2 - Valori della velocità $\dot{\eta}_f$ ed accelerazione $\ddot{\eta}_f$ di un pendio, prima del collasso. (Federico *et al.*, 2011)

3.3.1.4 Conclusioni sui metodi di previsione

I metodi di previsione poc'anzi descritti sono di carattere puramente fenomenologico e derivati empiricamente sulla base di numerose osservazioni di casi reali; tali metodi perciò non tengono conto del comportamento meccanico del terreno, delle condizioni al contorno e l'influenza che ha sullo sviluppo della frana. Indipendentemente dalla tecnica utilizzata per estrapolare il tempo di collasso, la qualità della previsione dipende chiaramente dalla qualità dei dati. Una corretta identificazione dei punti critici ove installare le strumentazioni di monitoraggio, è essenziale per produrre una previsione affidabile.

Ad ogni modo è di fondamentale importanza poter comprendere sempre meglio i diversi meccanismi che portano alla deformazione di un versante ed altri segni precursori (Fell *et al.* 2000). A questo proposito i nuovi sistemi di indagine, come ad esempio il GPS, il laser scanner 3D, la fotogrammetria digitale, l'interferometria radar, etc., possono essere di notevole aiuto per una più accurata analisi delle

condizioni del pendio. Oltre agli spostamenti, le osservazioni necessitano anche di altri parametri, come la pressione dei pori e l'apertura delle fratture.

Infine come afferma Fell et al. (2000) non è consigliabile dare troppo affidamento alle previsioni a lungo e medio termine, in quanto l'affidabilità dei dati è troppo bassa, mentre per le previsioni a breve termine, essendo molto prossime all'evento di collasso possiedono una maggiore affidabilità.

3.4. Modelli delle frane a comportamento viscoso

Come già precedentemente accennato, le frane lente sono costituite da terreni fini di natura prevalentemente argillosa e/o limosa, ed il loro movimento è influenzato dalla risposta viscosa dei materiali geologici da cui sono formate. Le superfici di scorrimento solitamente non sono troppo profonde ed i movimenti, almeno nel corpo centrale della frana, praticamente traslativi. Ne deriva che il loro movimento può essere studiato mediante un semplice schema, come quello del pendio indefinito.

Il fattore principale di scatenamento del fenomeno franoso è solitamente di carattere idrologico, in quanto i movimenti sono fortemente correlati dalle fluttuazioni del livello di falda. Gli spostamenti che si registrano durante l'anno presentano un comportamento periodico, alternando periodi di arresto a periodi di lento movimento, in accordo con le condizioni pluviometriche stagionali. In determinate condizioni sfavorevoli in cui le precipitazioni risultano abbondanti e prolungate, possono verificarsi anche accelerazioni improvvise, che possono sfociare in rotture catastrofiche del pendio.

Tale comportamento delle frane di creep è il risultato di tensioni tangenziali sufficienti a produrre deformazioni permanenti, ma troppo piccole per provocare rotture a taglio discrete.

Il terreno è caratterizzato da un comportamento di tipo visco-plastico, e ciò implica l'esistenza di un'ulteriore forza resistente di natura, appunto, viscosa, in aggiunta a quella attritiva, che ha effetto una volta che il movimento si è innescato.

In un'analisi di stabilità all'equilibrio limite, la resistenza al taglio del terreno viene generalmente espressa mediante il criterio di Mohr-Coulomb. Si verifica la condizione di instabilità quando l'equilibrio è modificato da un incremento della pressione interstiziale, a causa della quale le forze destabilizzanti prevalgono su quelle stabilizzanti. Per un determinato livello piezometrico, quindi, si ottiene un valore costante della forza destabilizzante che causerebbe un movimento franoso caratterizzato da un'accelerazione costante, e quindi, da un incremento lineare della velocità nel tempo. Il motivo per cui questo non accade può essere spiegato per la presenza, appunto, della componente viscosa propria del materiale.

In letteratura esistono diverse leggi di tipo viscoso che legano la velocità di movimento della frana, all'eccesso di tensione tangenziale; la più nota è senz'altro la legge di Bingham, che presenta una relazione di tipo lineare ed un valore soglia dello sforzo tangenziale, per cui:

$$\begin{cases} v = (h_m/\eta)(\tau - \tau_0) & \tau \geq \tau_0 \\ v = 0 & \tau < \tau_0 \end{cases} \quad (3.17)$$

dove v è la velocità, h_m è lo spessore della zona di taglio, η è la viscosità dinamica, τ è la tensione di taglio, τ_0 è un valore soglia della tensione tangenziale, che come visto precedentemente è definito dal criterio di rottura di Mohr-Coulomb. La relazione è valida se si suppone un profilo delle velocità lineare in direzione perpendicolare al moto, tipico dei fluidi Newtoniani.

Mentre per un più ampio campo di eccesso di stress $(\tau - \tau_0)$ molti autori hanno trovato una non linearità della velocità v con la tensione di taglio τ , sia nelle prove di laboratorio che in situ (Bertini et al., 1986; Cartier and Pouget, 1988; Salt, 1988; Bracegirdle et al., 1991; Cornforth and Vessely, 1991), proponendo la seguente relazione:

$$v = \frac{h_m}{\eta_0} (\tau - \tau_0)^b \quad (3.18)$$

Dove l'esponente b può essere interpretato come una variazione della velocità con l'eccesso della sollecitazione di taglio, mentre η_0 può essere considerata come la viscosità intrinseca del materiale.

Secondo Vulliet e Hutter (1988), l'equazione 3.18 sembra descrivere meglio la velocità delle frane rispetto alle leggi più empiriche.

Ad ogni modo, se si tiene conto di tale forza resistente aggiuntiva, introducendola all'interno dell'equazione del moto, è possibile definire un modello visco-plastico atto a studiare la dinamica del movimento. L'idea alla base di un'analisi di questo tipo è che, non appena il movimento si innesca, ad un incremento della velocità segue un aumento della resistenza viscosa. Dato che questi due termini sono proporzionalmente correlati, la forza destabilizzante netta (intesa come differenza tra le forze sfavorevoli e quelle resistenti) tende a zero, così che la velocità tende ad un valore costante. Successivamente, in seguito ad un abbassamento del livello piezometrico, la velocità può scendere a zero e la frana si arresta. Questo concetto spiega perché tale tipologia di movimenti non evolve in fenomeni catastrofici o, comunque, in rotture discrete, sebbene il fattore di sicurezza risulti minore di uno. La calibrazione di un modello dinamico affidabile, è sicuramente l'aspetto più importante per prevedere l'evoluzione di un fenomeno franoso.

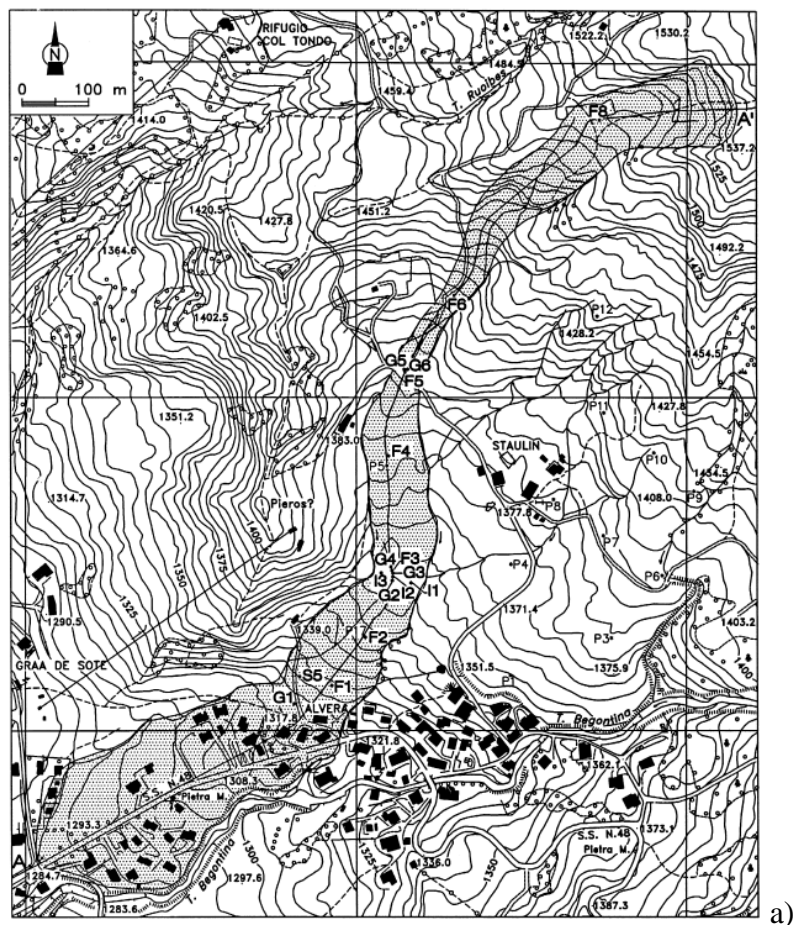
3.5. Esempi di frane analizzate

3.5.1 La frana di Alverà

La frana di Alverà si trova nelle vicinanze della nota località di Cortina d'Ampezzo, nelle Dolomiti bellunesi (Figura 3.3a). E' una frana di tipo lento, ben nota e molto studiata grazie alla presenza di un sistema di monitoraggio molto dettagliato ed accurato, protrattosi, nel caso di alcune strumentazioni, per circa nove anni. Ciò ha permesso di definire e validare alcuni modelli, atti a riprodurre il comportamento cinematico di questo tipo di movimenti. Tra i lavori di maggiore rilievo si possono citare quelli di Deganutti (1992), Gasparetto (1996), Angeli (1996, 1999) ed infine quelli proposti da Gottardi (2001) e Butterfield (2000).

Lo smottamento si estende per una lunghezza di circa 1.700 metri, con un dislivello totale di 220 metri. La larghezza del corpo in frana è mediamente di 80 metri e la sua pendenza media di circa 8°. La morfologia dell'area è stata individuata attraverso un sistema di rilevamento topografico molto dettagliato, installato lungo tutta la massa di terreno in movimento e costituito da 30 capisaldi e 4000 punti di misura.

La stratigrafia dei terreni interessati dal movimento è stata ricostruita attraverso diversi sondaggi. Si distinguono, sostanzialmente, due unità: una superiore, con uno spessore massimo di 20-25 metri e all'interno della quale avviene il movimento, costituita da blocchi irregolari, provenienti dalla roccia originaria, dispersi in una matrice argillosa, ampiamente affetta da crepe; un'unità inferiore, originata anch'essa dall'erosione delle marne e delle rocce argillose della formazione di S. Cassiano, formata da argille sature, più omogenee e sovraconsolidate (Figura 3.3b)



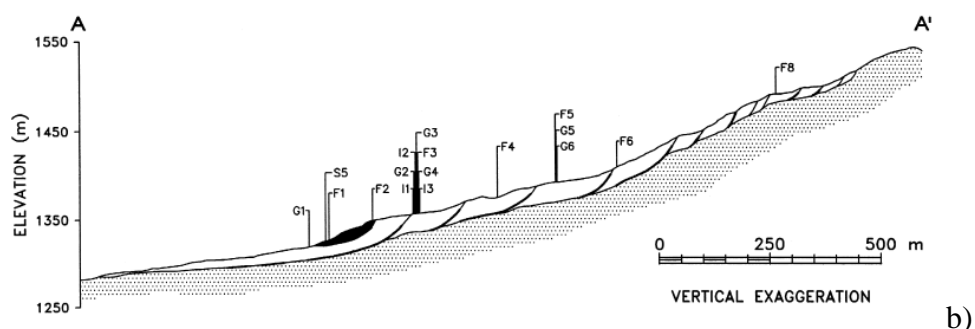


Figura 3.3 - (a) Planimetria della frana di Alverà (area ombreggiata) e (b) sezione schematica longitudinale (in bianco il corpo principale in frana, costituito dalle argille erose della formazione di S. Cassiano; in nero il movimento più superficiale ed attivo). Nelle figure è riportata l'ubicazione dei sondaggi e della relativa strumentazione: F = piezometri, I e G = inclinometri, S = inclinometro + piezometro + estensimetro.
(Angeli, 1999)

Da un punto di vista idrogeologico, la presenza di fratture interconnesse nella porzione più superficiale di terreno, determina dei percorsi preferenziali del flusso idrico, dalla superficie alla falda. Questo processo di filtrazione fa in modo che il livello piezometrico sia estremamente sensibile alle precipitazioni. Inoltre, si è notato come i movimenti siano fortemente correlati alle rapide fluttuazioni della falda, in particolare quando questa superi un determinato livello soglia. (Angeli et. al., 1998).

Dal punto di vista geotecnico, la caratterizzazione dei materiali è stata effettuata sulla base di prove di laboratorio, utilizzando campioni estratti dai vari sondaggi realizzati su tutto il corpo di frana e a diverse profondità.

Sostanzialmente si riscontra una differenza delle caratteristiche geotecniche tra i campioni prelevati a diverse profondità nel pendio e quelli raccolti in corrispondenza della superficie di scivolamento. (Tabella 3.1)

In particolar modo si notano valori più alti di percentuale di fini, limite di liquidità ed indice di plasticità, per i campioni prelevati sulla superficie di scorrimento. Inoltre è stato verificato da analisi mineralogiche che in corrispondenza della

superficie di scivolamento, i materiali argillosi sono di natura prevalentemente montmorillonitica.

Locazione campioni	CF [%]	W_l [%]	I_p [%]	γ_{sat} [kN/m ³]	ϕ'_r [°]
A diverse profondità	30-63	29,7-115,0	15,5-70,0	18,73	14,0-26,0
Superficie di scorrimento	56-71	69,3-99,1	29,6-51,1	18,73	9,0-15,9

Tabella 3.1 - Caratteristiche geotecniche dei terreni interessati dalla frana di Alverà (Angeli et. al., 1999)

Il sistema di monitoraggio

Il sistema di monitoraggio, presente lungo tutto il corpo della frana di Alverà, è stato installato a partire dal 1989 e successivamente migliorato con nuove strumentazioni nel 1994.

Esso consiste di tubi inclinometrici, piezometri a tubo aperto (equipaggiati con trasduttori elettrici per la misura del livello di falda), estensimetri (per la misura continua degli spostamenti) e di un sistema di rilevamento topografico.

Tale strumentazione ha permesso di comprendere in dettaglio il comportamento ed il cinematismo di questo movimento gravitativo. Il notevole vantaggio è sicuramente dovuto al fatto di poter registrare in continuo, e per un lungo periodo, i vari dati provenienti dalle strumentazioni installate. In particolare per i piezometri e gli estensimetri sono disponibili registrazioni molto frequenti (ogni 10 minuti, con qualche periodo di assenza di misurazioni) e molto protratte nel tempo (circa 9 anni).

Inclinometri

I tubi inclinometrici sono stati posizionati lungo tutto il corpo di frana, in particolar modo nelle porzioni centrali ed al piede. Con tale strumentazione è stato possibile

ricostruire il cinematismo del movimento. La frana principale, è costituita, essenzialmente, da diversi blocchi di terreno che si muovono di moto traslativo o roto-traslativo, a profondità variabili tra i 20 e i 25 metri.

Si sono potuti quindi evidenziare due tipi di movimento del corpo franoso, quello principale che coinvolge grandi volumi di terreno, di pochi centimetri l'anno; ed un secondo movimento, più veloce (circa 10 cm/anno), che coinvolge la parte più superficiale con una superficie di scorrimento posta a circa 5 metri di profondità.

Piezometri

La batteria di piezometri installati consiste in otto strumenti posizionali all'interno dei fori di sondaggio e dotati di trasduttori di pressione elettrici. Alcuni di questi sono equipaggiati di strumentazione automatica per l'acquisizione dei dati. Le misurazioni registrate hanno mostrato un livello piezometrico molto vicino al piano campagna e soggetto a rapide fluttuazioni.

Oltre a ciò è stato possibile verificare la relazione esistente tra precipitazioni e le variazioni del livello piezometrico. Si è notato un ritardo di tempo di circa 5 ore tra il verificarsi di un evento piovoso ed il conseguente innalzamento della tavola d'acqua.

Estensimetri

Alcuni fori di sondaggio sono stati equipaggiati con estensimetri per la misura continua degli spostamenti.

Il modello cinematico

Il modello di stabilità dinamica proposto da Angeli et. al., (1996), è stato inizialmente sviluppato ed applicato alla parte più superficiale della frana, presente nella parte inferiore del pendio, che per le sue caratteristiche geometriche può essere considerato come un pendio infinito. Tale modello è in grado di determinare le relazioni tra le fluttuazioni piezometriche e le variazioni di velocità.

Nell'approccio classico dell'analisi di stabilità dei versanti, l'unica forza del terreno presa in considerazione è la forza resistente d'attrito. Come diretta conseguenza, il movimento inizia quando l'equilibrio tra le forze resistenti e quelle di scivolamento viene modificato a causa dall'aumento della pressione dei pori. In questo momento

vi è quindi una differenza costante tra le due forze, e ciò causa un'accelerazione costante del corpo franoso che si dovrebbe muovere con un aumento di velocità crescente.

Ciò è in contrasto con i dati registrati, i quali mostrano che la velocità diventa costante nel tempo, a condizione che la pressione dei pori lungo la superficie di scorrimento rimanga costante. Al fine di dare una spiegazione chiara di questo comportamento, si è considerato l'effetto della resistenza viscosa che si sviluppa a causa della componente argillosa presente nel corpo franoso.

Questo fatto ha richiesto lo sviluppo di un modello reologico visco-plastico, dove ogni incremento di velocità corrisponde ad un aumento della resistenza viscosa.

Inizialmente si è tentato di calcolare la velocità che il corpo di frana potrebbe raggiungere una volta condizionato dalle variazioni piezometriche. E' stato preso in considerazione il modello di pendio infinito (Figura 3.4), considerando il bilancio tra le forze resistenti e di scivolamento lungo la superficie di taglio, e senza considerare altri parametri di resistenza eccetto l'angolo di attrito.

L'analisi nelle condizioni di equilibrio critico, in termini di stress, è dato da:

$$F = \frac{\tau_f}{\tau} = \frac{c' + (\sigma - u) \tan \Phi'}{\gamma H \sin \beta \cos \beta} \quad (3.19)$$

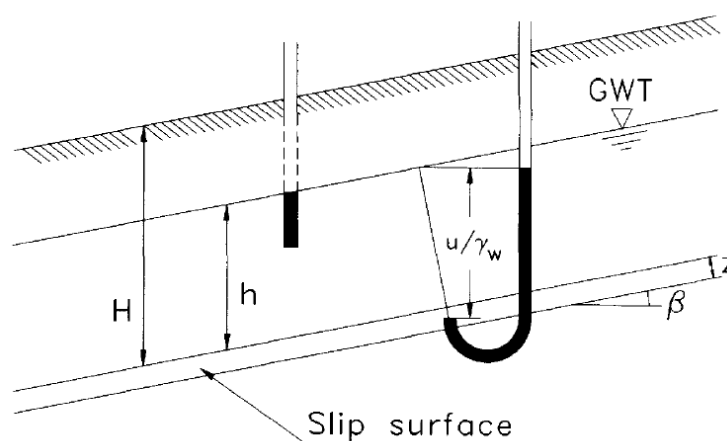


Figura 3.4 - Pendio infinito con uno strato a deformazione viscosa (Angeli et. al., 1999)

Dove:

$$\sigma = \gamma \cdot H \cos^2 \beta \text{ (sforzo normale totale)}$$

$$u = \gamma_w h \cos^2 \beta \text{ (pressione dei pori)}$$

$$c' = 0 \text{ (coesione)}$$

Nell'espressione (3.19) per l'equilibrio si richiede $\tau = \tau_f$

$$\text{Quindi si ha: } \gamma H \sin \beta \cos \beta = (\gamma H - \gamma_w h) \cos^2 \beta \tan \Phi'.$$

Non appena la pressione dei pori supera il valore di soglia collegato all'equilibrio critico, la resistenza al taglio decresce lungo la superficie di scivolamento, e la precedente equazione diventa:

$$\gamma H \sin \beta \cos \beta > (\gamma H - \gamma_w h) \cos^2 \beta \tan \Phi'.$$

La differenza tra la forza resistente e la forza di taglio genera un'accelerazione della massa franosa, in accordo con la seconda legge di Newton.

I valori calcolati con le precedenti equazioni però non coincidevano con i valori registrati in campagna, risultando più elevati; perciò si sono valutati diversi approcci sperimentali che tenevano in considerazione anche la componente viscosa, in modo tale da compensare questa differenza di velocità.

Si è tentato quindi di descrivere il movimento franoso utilizzando il modello di Bingham, in modo tale che all'aumento di velocità corrispondesse un aumento della resistenza viscosa.

L'equazione che è stata sviluppata e che descrive questo comportamento è la seguente:

$$v = \frac{(X - e^{\ln a - Yt})}{Y} \quad (3.20)$$

Dove:

$$X = [\{\tau - \sigma' \tan \varphi' A\} / m]$$

$$Y = (A\eta) / (mz)$$

In cui:

$$\tau = \text{forze di taglio (in termini di stress)}$$

φ' = angolo di attrito interno

$\sigma' \tan \varphi' = (\sigma_{tot} - u) \tan \varphi' =$ resistenza al taglio (coesione $c' = 0$)

A = area della porzione della superficie di scivolamento corrispondente alla massa in movimento

z = spessore terreno

η = coefficiente di viscosità

a = accelerazione

t = tempo

σ_{tot} = sforzo normale totale

u = pressione dei pori

Nella precedente equazione si può notare come la velocità sia dipendente alla sola pressione dei pori, solo quando tutti gli altri parametri sono costanti. Utilizzando la pressione dei pori come parametro di ingresso, è possibile ricavare la velocità in funzione del tempo.

Inoltre le osservazioni fatte in campagna hanno rilevato due diversi valori di soglia della pressione dei pori per l'attivazione e l'arresto del movimento franoso. Sulla base delle prove di resistenza al taglio effettuate sulle argille montmorillonitiche, questa differenza tra le soglie è stata attribuita al recupero della resistenza del terreno (tissotropia) (Angeli et al., 1996).

La soglia più bassa corrisponde all'arresto del movimento franoso, mentre la più alta è correlata alla sua riattivazione.

Come evidenziato in Figura 3.5 si possono osservare i dati registrati per un periodo di tempo protratto per quattro anni, in cui sono riportate le fluttuazioni della pressione dei pori, e di conseguenza per il principio delle tensioni efficaci, le variazioni delle resistenze di taglio.

Quando la pressione dei pori raggiunge e supera il valore più alto della soglia (u.t.), determina una riattivazione del movimento franoso, in quanto vi è una diminuzione delle forze di taglio disponibili; viceversa quando la pressione dei pori diminuisce al di sotto della soglia inferiore (l.t.) abbiamo un arresto del movimento stesso.

Il modello cinematico inoltre tiene in considerazione il momento in cui la curva della pressione dei pori entra nella zona al di sotto della soglia superiore (u.t.).

Secondo il principio delle tensioni efficaci, l'aumento della pressione interstiziale in questa area, tende a ridurre le forze di taglio, incrementando così la forza netta disponibile per il movimento, cioè, aumentando la velocità.

Inoltre non viene considerato dal modello cinematico la crescita della resistenza di taglio quando la pressione dei pori scende al di sotto della soglia inferiore (l.t.), perché quest'area rappresenta un campo indefinitamente stabile.

Tale comportamento può essere correlato al recupero della forza da parte dell'argilla montmorillonitica durante il periodo in cui la frana risulta stazionaria.

Infine si sono confrontati i valori di spostamento registrati con la strumentazione di campagna e quelli calcolati attraverso il modello.

Come mostrato in Figura 3.6. C'è una buona concordanza tra i valori di spostamento registrati e quelli calcolati.

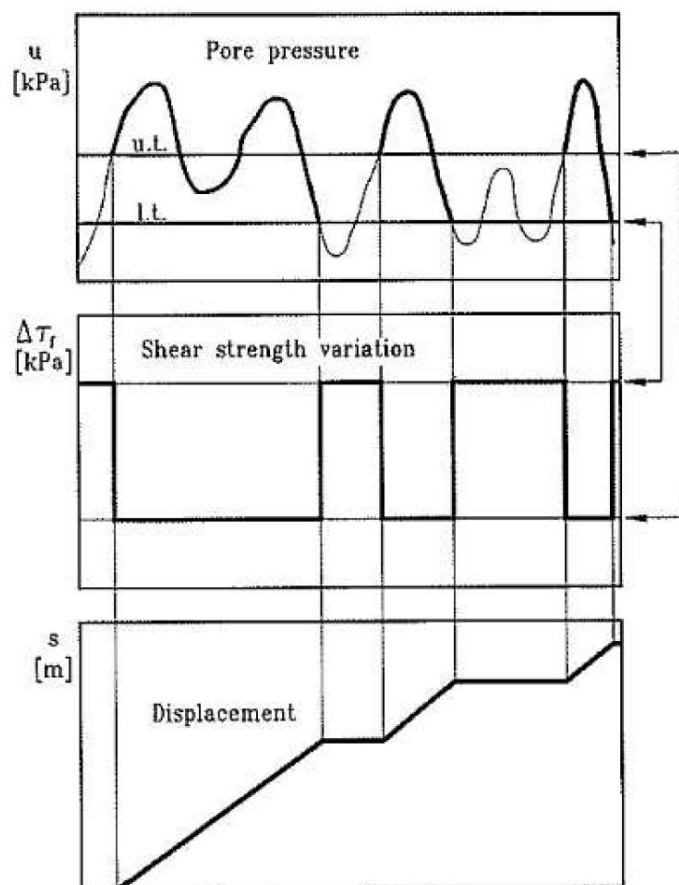


Figura 3.5 - Schema semplificato della relazione fra la pressione dei pori, sforzi di taglio e spostamenti

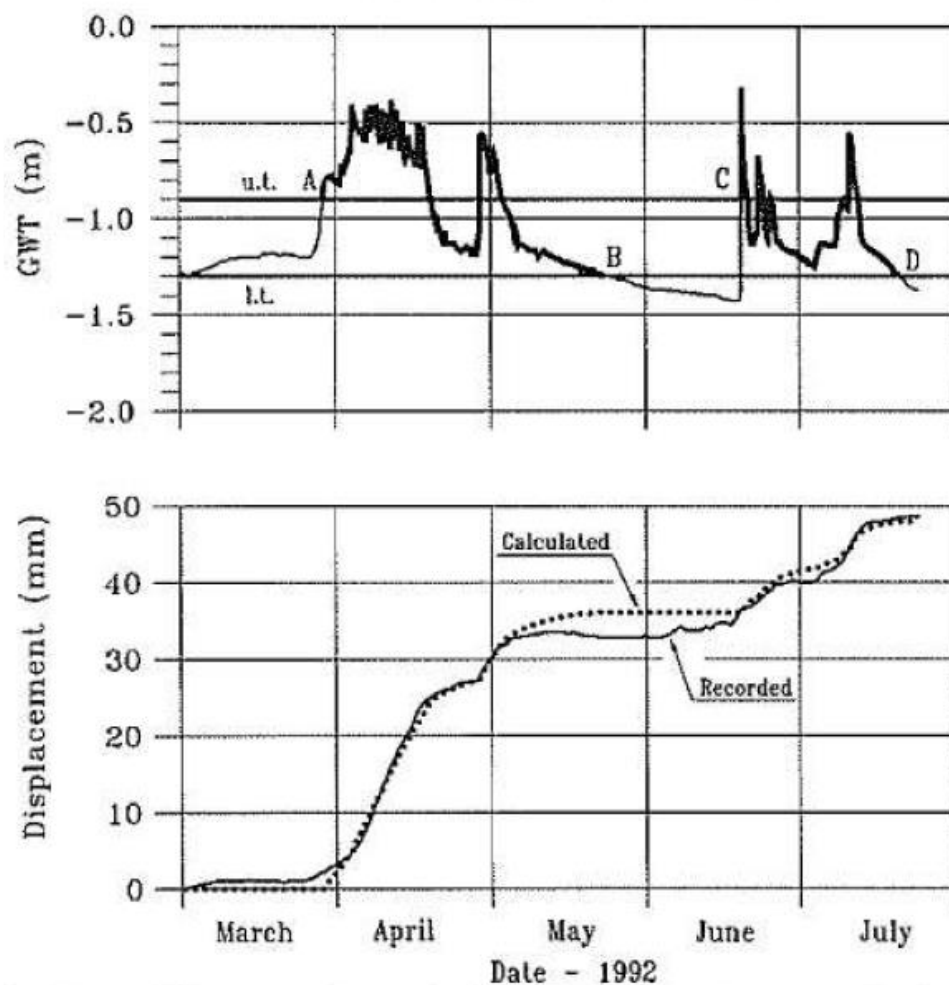


Figura 3.6 - Confronto tra il comportamento della frana monitorato e ottenuto dal modello di calcolo

3.5.2 La frana di Vallcebre

La frana di Vallcebre è una frana attiva di grandi dimensioni, di tipo traslazionale (Figura 3.7) situata vicino al bacino più alto del fiume Llobregat, nei Pirenei orientali, a 140 km a nord di Barcellona, Spagna.

Il movimento è limitato, in fondo, dall'alta scarpata della Serra de la Llacuna (centro-destra), in primo piano dal torrente Vallcebre, che scorre da destra a sinistra in un canale inciso, e lateralmente dai grigi affioramenti calcarei. Il materiale mobilitato consiste in un insieme di strati di scisto, gesso e roccia argillosa che

scivolano su uno spesso letto di calcare. L'età delle formazioni rocciose va dal Cretacico superiore al Paleocene inferiore. La pendenza media della frana è di circa 10°. Le dimensioni del movimento franoso sono: 1200 m di lunghezza e 600 m di larghezza. Il movimento riguarda una superficie di 0.8 km².

L'età della frana non è nota ma è certo che essa è attiva da almeno diversi secoli. Secondo la classificazione di Cruden & Varnes (1996), che considera il tipo di movimento e il materiale coinvolto, la frana di Vallcebre può essere considerata come uno scorrimento traslazionale di roccia.

La frana presenta un profilo longitudinale a forma di scala e tre unità aventi spessore decrescente andando verso l'unghia della frana (Figura 3.8); in particolare la punta dell'unità inferiore viene erosa dal torrente Vallcebre. Ogni unità è formata da una superficie di pendio delimitata, nel suo bordo inferiore, da una scarpata alta poche decine di metri. Alla base di ogni scarpata si sviluppa un'area a forma di graben. Ciò viene interpretato dal fatto che le unità inferiori si muovono più velocemente di quelle superiori, come è stato poi confermato dalla rete di monitoraggio installata.

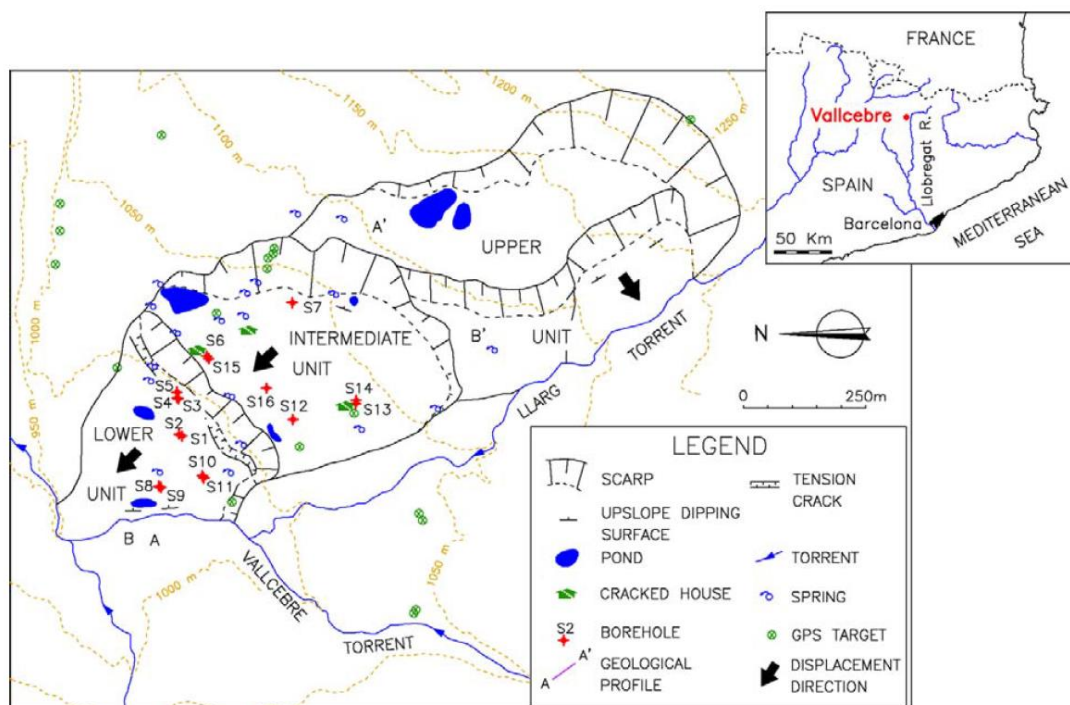


Figura 3.7 - Rappresentazione geomorfologica schematica della frana di Vallcebre

Il sistema di monitoraggio

Come nella maggior parte delle frane, la struttura della frana di Vallcebre ed il suo comportamento non sono di facile interpretazione. La misura degli spostamenti è molto spesso il modo più semplice per osservare l'evoluzione di una frana e per analizzare la cinematica del movimento. Diverse tecniche di monitoraggio sono state testate a Vallcebre dal 1987. A partire da tale anno sono stati utilizzati rilevamenti e fotogrammetria; negli anni seguenti la frana è stata dotata di una rete di inclinometri, estensimetri da foro e piezometri. Inoltre, a fine 2006, sette CR (Corner Reflector) artificiali sono stati installati per testare le capacità di monitoraggio DInSAR. Il vantaggio principale di tale attrezzatura è che possiedono un sistema di registrazione automatico, permettendo una misura continua.

La superficie di scivolamento è stata determinata mediante l'utilizzo di un sistema di inclinometri. I profili inclinometrici mostrano, infatti, che lo spostamento avviene in una zona di taglio posta alla base della frana, nello strato di siltite argillosa al contatto con il calcare, caratterizzato da spessori sottili che presentano una deformazione trascurabile. La profondità della superficie di rottura non è sempre costante, nell'unità inferiore è posta ad una profondità compresa tra i 10 metri ed i 15 metri, mentre per l'unità intermedia si raggiungono profondità di almeno 34 metri nel lato occidentale, e tra 14 metri e 19 metri in quello meridionale. Dal 1996 la registrazione dei dati pluviometrici, della variazione delle acque sotterranee e degli spostamenti, è stata effettuata in continuo con un intervallo di 20 minuti.

Con tale frequenza di registrazione si è potuto verificare, tramite le letture piezometriche, una repentina variazione dei livelli delle acque sotterranee in relazione alle precipitazioni; mentre per quanto concerne la lettura dei dati degli estensimetri, si sono registrate improvvise variazioni dei tassi di movimento, che possono essere direttamente correlati alle fluttuazioni della falda freatica, a sua volta governata dagli eventi meteorici.

Le misurazioni degli spostamenti di superficie tramite inclinometri ed estensimetri a filo sono state inoltre integrate con misurazioni effettuate utilizzando il sistema

GPS. Un sistema costituito da 30 punti era posizionato all'interno della superficie franosa per il controllo periodico. Questi punti includevano punti di riferimento, punti stabili adiacenti alla frana, e punti obiettivo all'interno del corpo franoso (edifici, blocchi di roccia affioranti, bocche dei fori di sondaggio, ecc.). Dal dicembre 1995 al febbraio 1998 sono state condotte quattordici campagne GPS, durante questo periodo gli spostamenti orizzontali registrati sono stati di 1,6 metri, mentre i cedimenti della superficie sono stati di 0,35 metri.

Le misurazioni effettuate con l'estensimetro a filo mostrano che la frana non si è mai arrestata da quando è iniziato il monitoraggio continuo nel novembre 1996, registrando diminuzioni significative di velocità in concomitanza dei periodi secchi. Inoltre il corpo franoso mostra un movimento sincrono dei tre blocchi di cui è costituito, ma con un diverso tasso di spostamento.

L'estensimetro S2 ha registrato tassi di spostamento fino a 50 mm/settimana, mentre gli estensimetri S5, S9 ed S11 hanno mostrato velocità inferiori a quelle di S2, anche se dello stesso ordine di grandezza. Nell'unità intermedia in corrispondenza del pozzo S6, le velocità registrate erano significativamente più ridotte rispetto all'unità inferiore, dimostrando che l'unità intermedia è significativamente meno attiva.

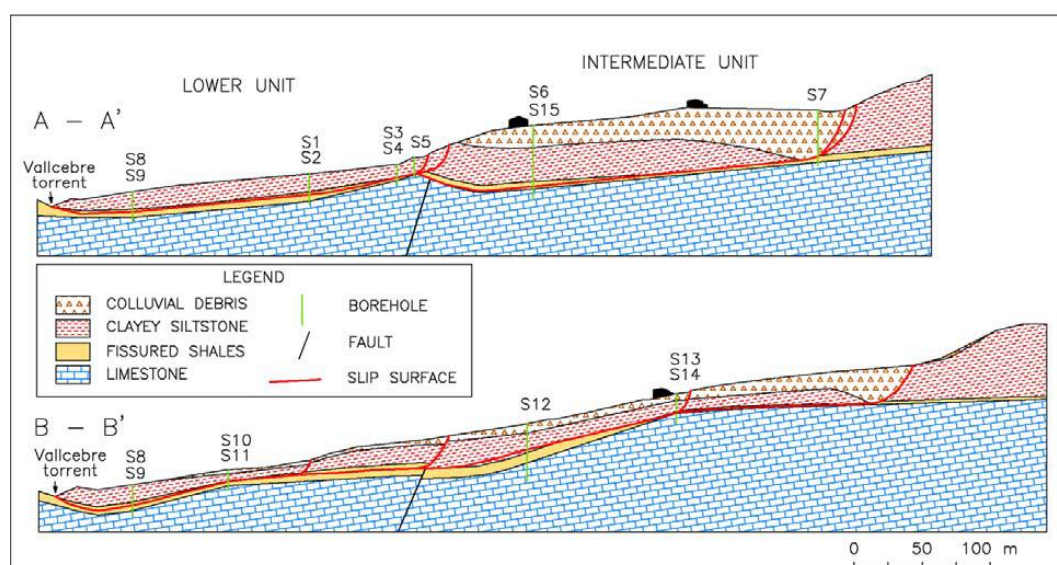


Figura 3.8 - Sezioni geologiche schematiche (la traccia delle sezioni è visibile in Figura 3.7)

Determinazione dei parametri geotecnici

Per la determinazione dei parametri geotecnici dei terreni coinvolti nel movimento franoso sono stati eseguiti dei test di laboratorio su un totale di 14 campioni indisturbati. Particolare attenzione è stata posta alle prove per la determinazione della resistenza al taglio del terreno coinvolto nella superficie di scivolamento. Inoltre sono stati determinati i limiti di Atterberg su due campioni di siltite argillosa e sette su campioni di scisti fessurati.

Il modello cinematico

La cinematica del movimento franoso è governata dalla differenza tra le forze destabilizzanti (F), che dipendono essenzialmente dal peso del materiale e dal pendio che sono costanti, e le forze resistenti (F_r), che sono influenzate dalla pressione dell'acqua sulla superficie di scivolamento.

L'equazione può essere scritta come segue:

$$F - F_r = ma \quad (3.21)$$

In un punto definito della frana, in cui si possono applicare le condizioni di pendenza infinita, le forze di resistenza possono essere stimate secondo il criterio di Mohr-Coulomb:

$$\tau - [c' + (\sigma - p_w) \tan \Phi'] = ma \quad (3.22)$$

Dove:

τ = forze di taglio

c' = coesione

σ = sforzo normale

p_w = pressione della falda

Φ' = angolo d'attrito

Nell'equazione (3.22) la pressione dell'acqua è l'unica variabile temporale a sinistra dell'eguaglianza, pertanto si può calcolare un unico valore di velocità per ogni valore della pressione della falda.

Vi è quindi una relazione univoca che lega l'accelerazione del corpo franoso con la posizione del livello di falda, se si assume il flusso parallelo alla zona di taglio.

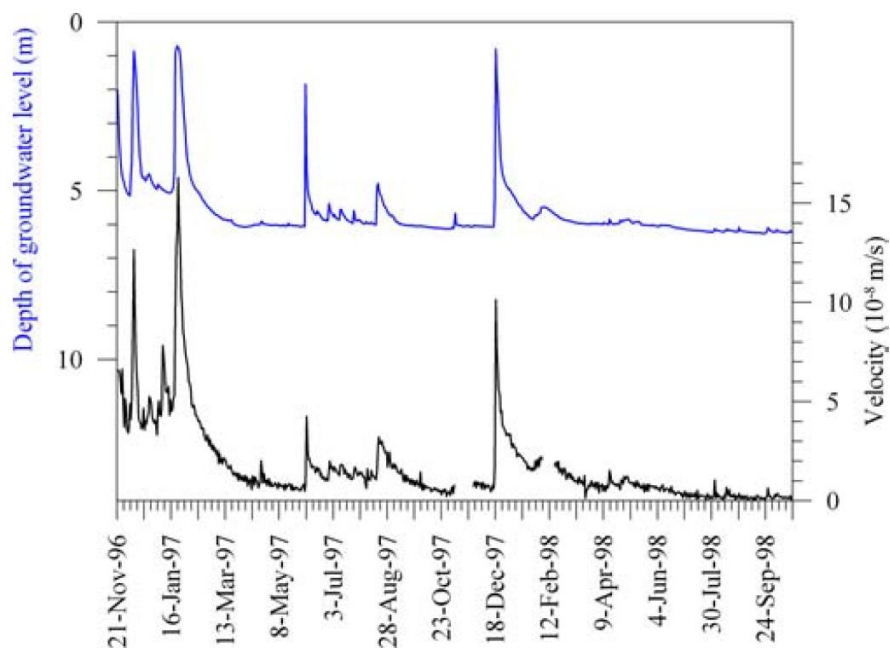


Figura 3.9 - Livello piezometrico (linea blu) e velocità della frana (linea nera) registrati al pozzo S2

Ad ogni modo come evidenziato in Figura 3.9 Si osserva che l'accelerazione è positiva quando il livello della tavola d'acqua cresce, viceversa è negativa quando la tavola d'acqua decresce. Differenti valori di accelerazione sono stati registrati per lo stesso valore delle acque di falda, quindi questo fatto suggerisce che all'interno dell'equazione dovrebbero essere inseriti altri termini per raggiungere una più precisa modellizzazione del fenomeno.

Un'altra prova di questo comportamento si può osservare attraverso la Figura 3.10, dove sono messi in relazione gli spostamenti registrati dall'estensimetro a filo con

la profondità della tavola d'acqua, in corrispondenza del pozzo S2 durante la primavera e l'estate del 1997.

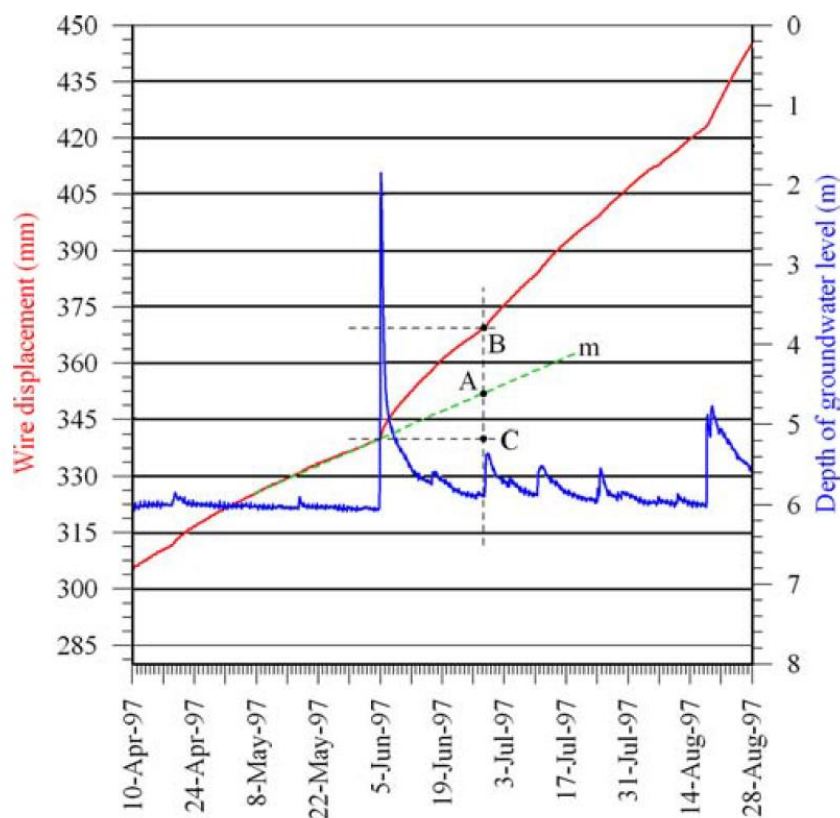


Figura 3.10 - Profondità della tavola d'acqua e spostamenti misurati attraverso estensimetro a filo in corrispondenza del pozzo S2

Da notare che durante i periodi secchi, come nei mesi di aprile e maggio del 1997, il movimento franoso presenta una velocità costante, tuttavia se come visto nell'equazione c'è uno sbilanciamento di forze, questo deve produrre necessariamente un'accelerazione del sistema. In questo caso però non avviene, quindi deve essere considerata un'altra forza nell'equazione affinché essa sia correttamente bilanciata. Tale forza può essere interpretata come la componente viscosa.

Sempre in riferimento alla Figura 3.10 si può notare che dopo un evento meteorico, si registra una variazione di velocità, e dallo spostamento totale (B-C) possiamo

distinguere l'aliquota dovuta alla pioggia (A-B) e la parte attribuita alla viscosità (A-C). Infatti la componente viscosa è funzione della velocità. Ad ogni modo l'aliquota A-C non è esattamente la forza viscosa, ma da un punto di vista concettuale è evidente che nell'equazione devono essere considerate altre forze oltre quelle presenti.

Il modello viscoso

Introducendo la componente viscosa all'interno dell'equazione, questa diventa:

$$\tau - [c' + (\sigma - p_w) \tan \Phi'] - \tau_v = ma \quad (3.23)$$

Dove τ_v è la componente viscosa dipendente dalla velocità.

Per le condizioni di pendio infinito, l'equazione diventa (Figura 3.11):

$$l \sin \alpha \cos \alpha - [c' + (\gamma l \cos^2 \alpha - p_w) \tan \Phi'] - \tau_v = ma \quad (3.24)$$

Dove γ è il peso specifico della massa franosa.

Le forze viscosi sono solitamente dipendenti dalla velocità di deformazione della zona di taglio; per un modello di tipo Bingham, questa relazione è di tipo lineare e diventa:

$$\tau_v = \eta_v / z \quad (3.25)$$

Dove η è la viscosità, v è la velocità e z è lo spessore della zona di taglio.

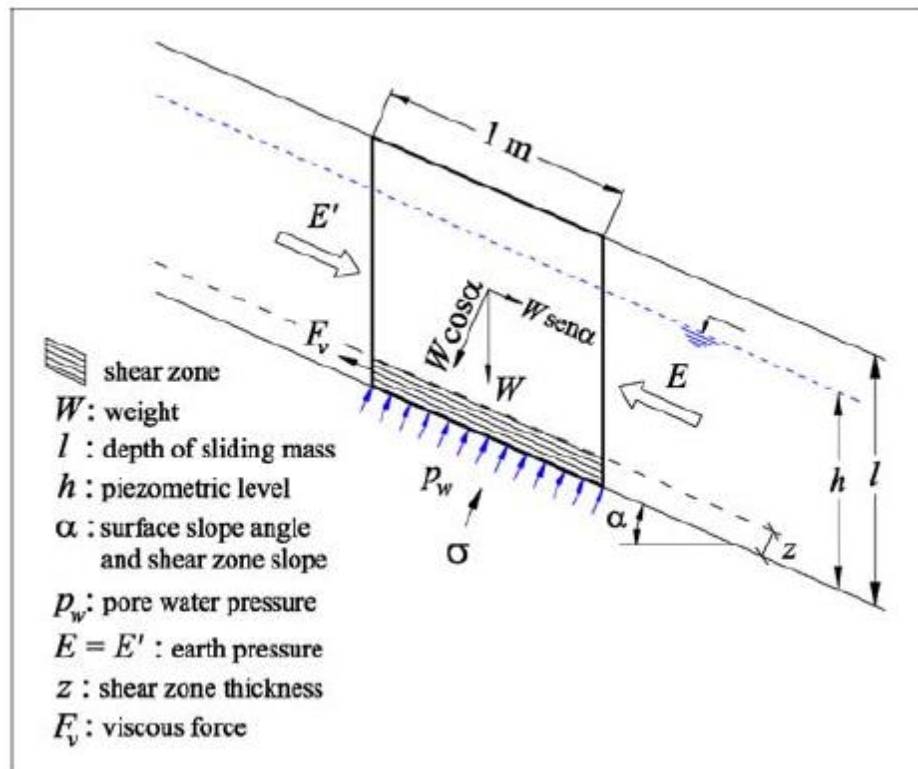


Figura 3.11 - Geometria e variabili usate nell'analisi

L'espressione (3.25) può essere introdotta nell'equazione (3.24) per fornire un'equazione differenziale per un singolo punto, assunto come rappresentativo dell'intero corpo di frana.

$$\gamma l \sin \alpha \cos \alpha - [c' + (\cos^2 \alpha - p_w) \tan \Phi'] = ma + \eta \frac{v}{z} = m \frac{dv}{dt} + \eta \frac{v}{z} \quad (3.26)$$

In questo caso la pressione interstiziale non è stata misurata direttamente, ma solo stimata dalle letture del livello della falda freatica. Assumendo il flusso parallelo alla superficie di scivolamento:

$$p_w = \gamma_w \cos^2 \alpha h = \gamma_w \cos^2 \alpha (l - D_w) \quad (3.27)$$

dove γ_w è il peso specifico dell'acqua, l lo spessore della massa di terreno coinvolta dallo scivolamento e D_w la profondità della tavola d'acqua.

L'equazione finale viene risolta numericamente, in termini di spostamento, utilizzando lo schema alle differenze finite; allo stesso modo possono essere calcolate sia la velocità che l'accelerazione della frana.

Un'alternativa al modello di Bingham è basata sulla legge di potenza. In tale modello la velocità è ottenuta dall'eccesso delle forze destabilizzanti $\tau - \tau_0$ (Leroueil et al. 1996):

$$v = A \left(\frac{\tau}{\tau - \tau_0} \right)^{-x}, \quad \tau > \tau_0 \quad (3.28)$$

dove A e x sono parametri del materiale calibrati secondo analisi a ritroso.

La componente viscosa τ_v corrisponde nell'espressione (3.28) a $\tau - \tau_0$, e può essere riscritta come:

$$\tau_{v(power)} = \tau \left(\frac{v}{A} \right)^{\frac{1}{x}} \quad (3.29)$$

Ed inserendola nell'equazione (3.24)

$$\gamma l \sin \alpha \cos \alpha - [c' + (\cos^2 \alpha - p_w) \tan \Phi'] = ma + \tau \left(\frac{v}{A} \right)^{\frac{1}{x}} \quad (3.30)$$

con $\tau = \gamma l \sin \alpha \cos \alpha$

Come nel caso precedente la risoluzione dell'equazione viene fatta utilizzando lo schema alle differenze finite, così come la velocità e l'accelerazione della massa franosa.

I parametri del materiale, come angolo di attrito e viscosità, sono stati calcolati dopo l'integrazione numerica delle equazioni viste precedentemente.

Infine sono stati confrontati i dati registrati dagli estensimetri nel pozzo S2, con i modelli di previsione.

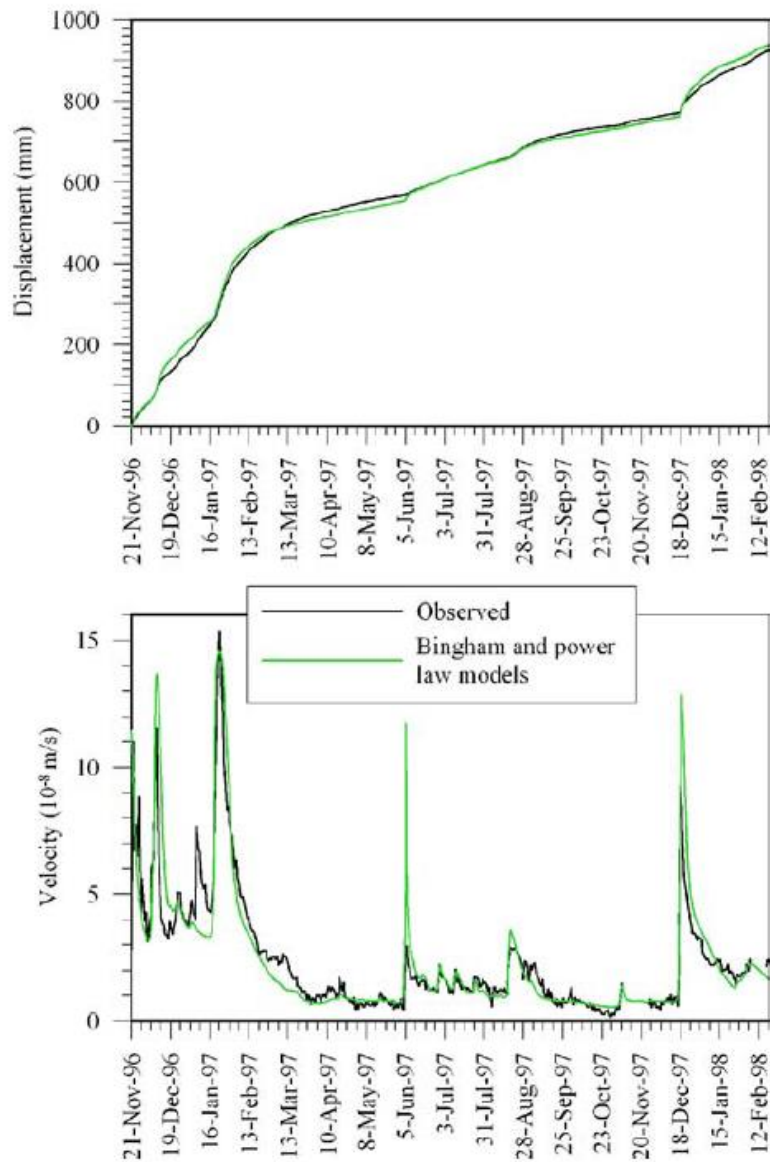


Figura 3.12 - Spostamenti e velocità registrate in corrispondenza del posso S2 (linea nera) e dati previsti dai modelli di Bingham e legge di potenza (linea verde)

Come si può notare dalla figura 3.12 c'è una buona concordanza tra i valori previsti e quelli registrati in situ. I valori previsti dai due modelli si discostano di poco ed alla scala del disegno non risulterebbero distinguibili, per cui sono stati rappresentati utilizzando un'unica linea.

3.5.3 La frana di Orvieto

La città di Orvieto è ubicata alla sommità di un rilievo costituito da una piastra tufacea con pareti verticali che raggiungono i 60 m di altezza (Figura 3.13), poggiante su un basamento di argille plioceniche sovraconsolidate.

L'argilla dura intatta, che costituisce il basamento in profondità, risulta ammorbidita e fessurata nella porzione superficiale e ricoperta da una coltre rimaneggiata, degradata e ricca di inclusi piroclastici provenienti dal disfacimento della rupe. Tra l'argilla e la rupe piroclastica è disposta una successione di depositi continentali fluvio-lacustri limoso-sabbiosi e ghiaiosi (Serie dell'Albornoz) che affiora solo dove il piede della piastra tufacea non è ricoperto dalla coltre detritica. Tale formazione è stata sempre rinvenuta, con spessori variabili compresi tra 5 e 15 m, interposta tra le piroclastiti e l'argilla di base. Essa è sede, insieme alla parte basale della piastra piroclastica, di una falda alimentata dalle acque di infiltrazione e dalle perdite delle reti adduttrici e fognaria dell'abitato.

La morfologia del pendio mostra chiari segni di rotture precedenti e di movimenti in corso. La più grande frana documentata ad Orvieto ha coinvolto un massa lunga 500 metri e larga più di 700 metri di terreno nella parte settentrionale della collina nel 1900 (frana di Porta Cassia). Qui, la pendenza media degli strati tufacei è di 11° , raggiungendo 14° - 15° ai piedi della scogliera.

Sistema di monitoraggio

Tra il 1982 e il 2001, sette stazioni di monitoraggio sono state installate lungo il pendio (Figura 3.14). Ogni stazione è costituita da due fori: una con un tubo inclinometrico e l'altra con due o tre piezometri di Casagrande. In tutti i sondaggi, i piezometri sono stati installati nello strato rigido di argilla e nella parte inferiore dei detriti di frana, dove si verificano movimenti superficiali. Alle stazioni O4, O5, O6, e OM la terza cella è stata installata all'interno del sottostante strato di argilla soffice. Le letture inclinometriche sono eseguite manualmente a cadenza mensile o bimestrale. La stessa frequenza viene adottata per la lettura manuale dei piezometri di Casagrande.

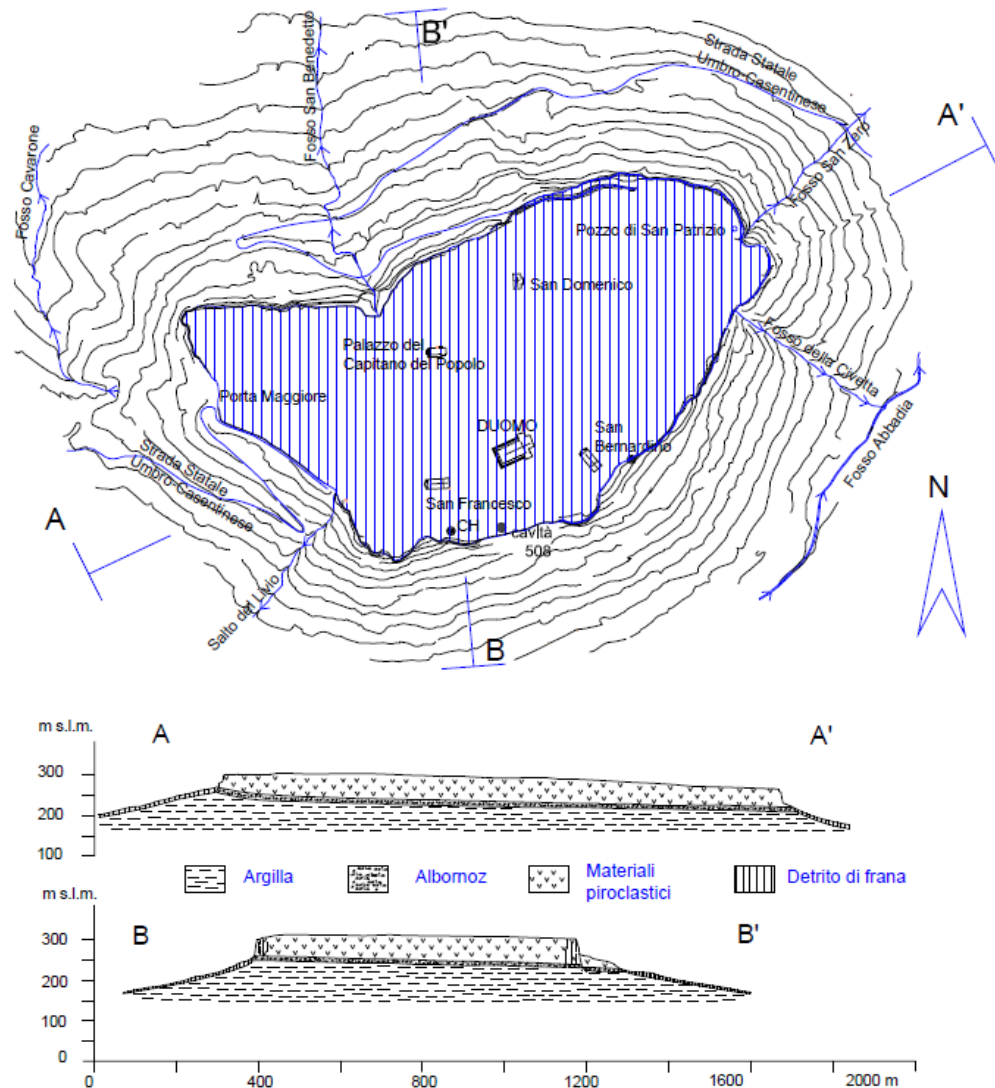


Figura 3.13 - Planimetria e sezioni schematiche del Colle di Orvieto (Manfredini et al. 1980, modificata)

I dati di precipitazione giornaliera e di temperatura sono forniti dall'Ufficio Idrologico dell'Umbria.

Successivamente, nel gennaio del 2008, sono stati installati tre piezometri a corda vibrante nei fori di sondaggio OM, O6 e O4.

Sono state eseguite anche misure di suzione, prese da aprile a giugno 2009, per monitorare gli effetti delle precipitazioni. Tre tensiometri sono stati installati nelle stazioni di misura O6, OV e O4.

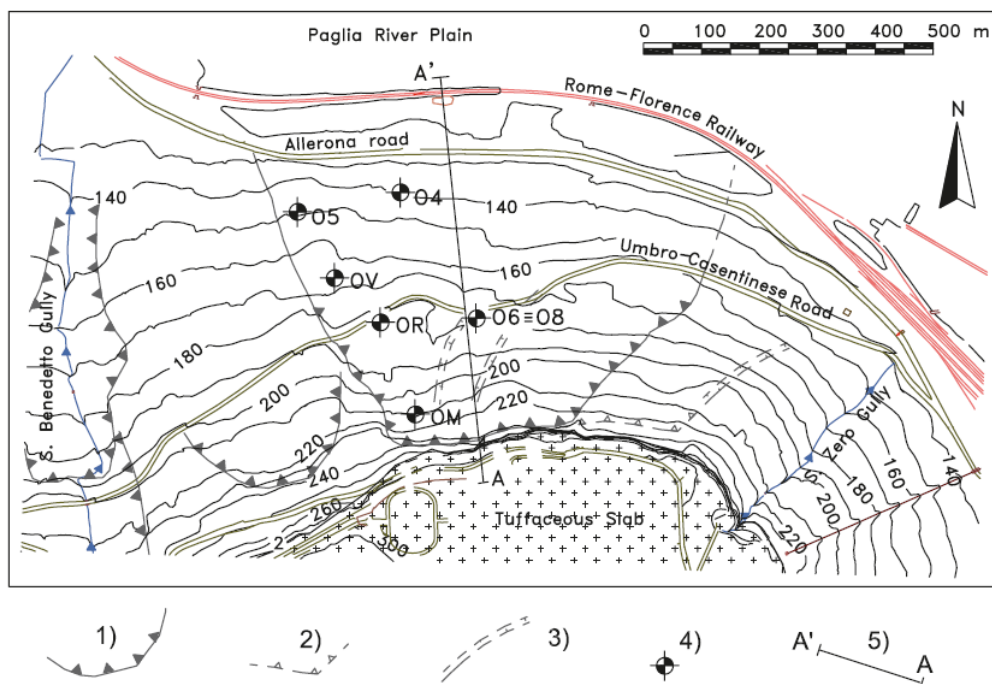


Figura 3.14 – Mappa del versante nord della collina di Orvieto. (1) scarpata; (2) limita dell'area affetta dalla minor deformazione della frana di Porta Cassia del 1900; (3) Limite delle porzioni cinematicamente indipendenti all'interno del corpo di frana di Porta Cassia del 1900; (4) fori di sondaggio; (5) traccia delle sezioni

Movimenti del pendio

Sono state identificate e descritte le frane attive e passate nell'area di studio, utilizzando foto aeree, documenti d'archivio e misure inclinometriche.

Movimenti profondi

I maggiori fenomeni di instabilità sono rappresentati da movimenti relativamente profondi e lenti, lungo superfici di scorrimento preesistenti, situate all'interno della parte soffice della formazione argillosa. Le velocità di spostamento variano da 2 a 6 mm / anno, con valori massimi di 0,7-1,5 mm / mese.

I movimenti sono prevalentemente traslazionali con riattivazione stagionale.

Gli scivolamenti profondi sono rari e sono connessi ai fenomeni di alterazione (Frana di Porta Cassia, 1900) o per le condizioni idrauliche (frana di Cannicella 1979).

Movimenti superficiali

Gli scorrimenti superficiali avvengono nei depositi detritici di copertura, localizzati in quelle aree dove i materiali sono vicini al limite delle condizioni di equilibrio.

Questi movimenti superficiali sono generalmente traslazionali, possibilmente con una componente rotazionale in prossimità del crinale.

Possiedono, in media, un velocità superiore a quella dei movimenti profondi (10-42 mm/anno) e stagionalmente si possono riattivare più volte durante l'anno idrologico, in un tasso massimo di spostamento compreso tra i 7 ed i 12 mm/mese.

La maggior parte di questi movimenti sembrano essere improvvise riattivazioni di movimenti del passato, che hanno prodotto rilevanti spostamenti locali, generalmente senza giungere però al collasso generalizzato della zona interessata.

Una frana superficiale è stata selezionata per il monitoraggio continuo delle pressioni dei pori, attraverso le celle piezometriche e la misurazione degli spostamenti. La frana, che rappresenta bene i numerosi movimenti superficiali del pendio argilloso, coinvolge un gruppo di case private e la strada statale 71. Misurazioni precedenti mostrano una netta relazione tra gli spostamenti lungo la superficie di scorrimento, le misure piezometriche, e le precipitazioni protratte per oltre 30-45 giorni (Figura 3.15).

L'installazione di un sistema continuo di monitoraggio della pressione dei pori, attraverso le celle piezometriche, ha contribuito ad individuare una soglia di pressione dei pori ben definita quando avviene la riattivazione del movimento franoso (Figura 3.16). I dati mostrano anche che i movimenti si arrestano per una lieve riduzione della pressione dei pori, suggerendo che le condizioni limite di equilibrio sono molto vicine. A questo proposito bisogna dire che le analisi all'equilibrio limite indicano un angolo di resistenza al taglio mobilitata, all'equilibrio limite (considerando nulla la coesione) pari a $14,5^\circ$. In queste condizioni, se le variazioni della pressione dei pori sono state effettivamente

previste sulla base dei dati pluviometrici e delle infiltrazioni, il fenomeno di riattivazione di una frana può essere previsto, così come un suo spostamento.

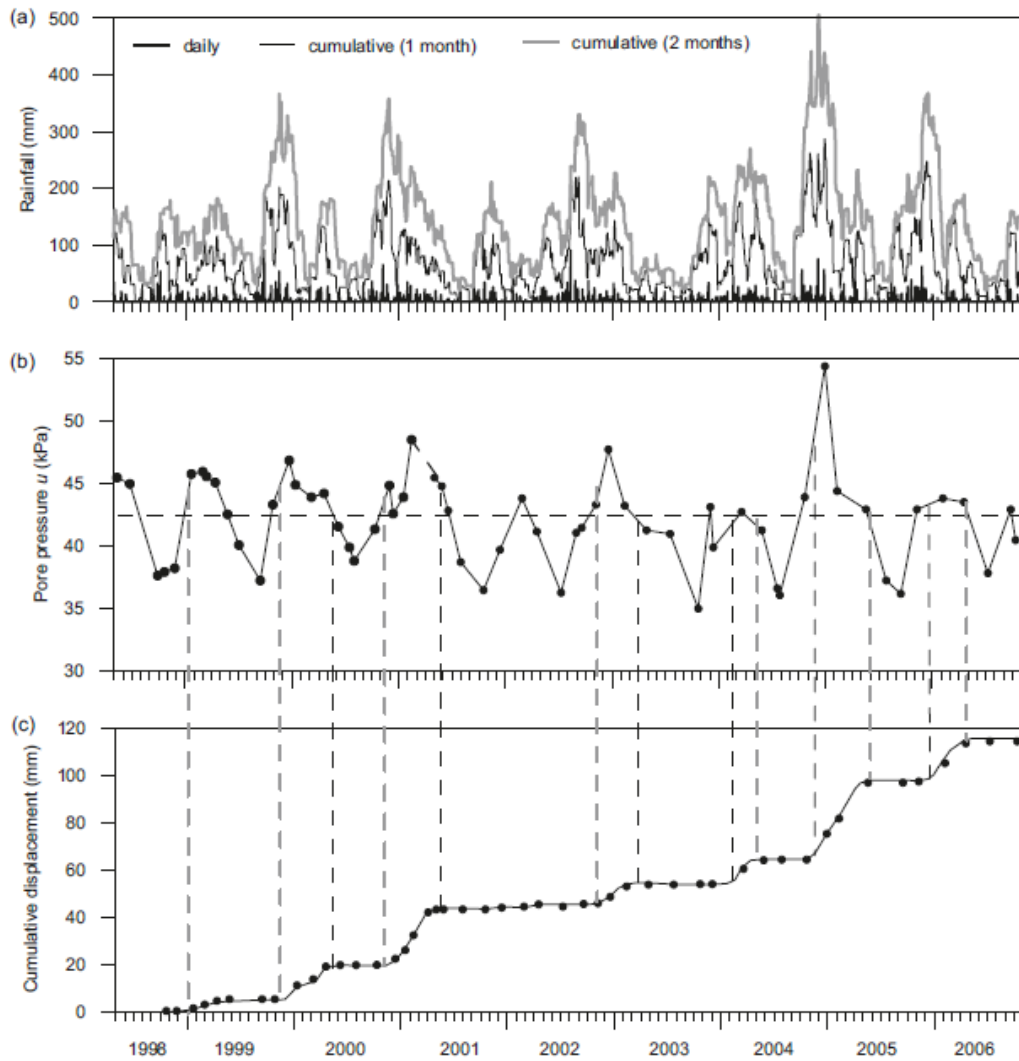


Figura 3.15 – (a) Regime pluviometrico, (b) pressione dei pori (piezometro di Casagrande), (c) spostamento cumulativo registrato alla base della frana nel pozzo O6

Proprietà idrauliche dei materiali di frana

La permeabilità dei materiali è stata valutata in situ. Valori dell'ordine di grandezza di 10^{-11} , 10^{-10} e 10^{-9} m/s sono stati ottenuti per l'argilla compatta, l'argilla soffice,

ed i detriti di frana rispettivamente. I valori sono stati poi verificati in laboratorio attraverso prove di compressione edometrica, confermando i dati di campagna. Ad ogni modo c'è anche da considerare l'eventuale presenza di crepe e fratture verticali che possono facilmente veicolare le acque di infiltrazione, variando così i valori registrati nei piezometri.

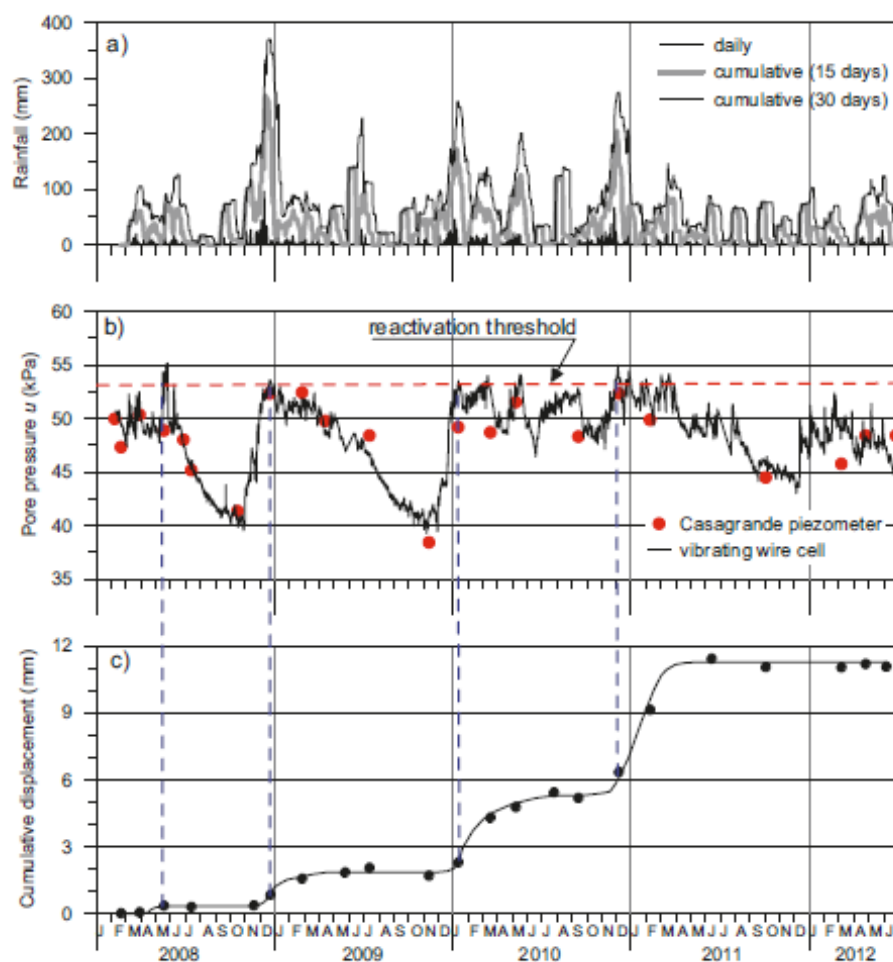


Figura 3.16 – (a) Regime pluviometrico, (b) pressione dei pori (piezometro di Casagrande), (c) spostamento cumulativo registrato alla base della frana nel pozzo O6

Inoltre, negli strati profondi, la permeabilità potrebbe essere influenzata dalla variazione nell'apertura delle discontinuità più persistenti, determinate dal ritiro di grandi zolle di argilla tra fratture consecutive; cioè quando aumenta la fase di ritiro, si possono creare delle aperture nel materiale. Questo processo è dimostrato dall'

inclinometro posto in prossimità della superficie. Da misurazioni effettuate, vi è l'evidenza che la porzione molto superficiale del pendio, fino a una profondità di 2 metri, è sottoposto a spostamenti ciclici, accoppiato con deformazioni irreversibili. La componente ciclica dello spostamento può essere attribuita a rigonfiamenti e ritiri stagionali nel materiale più superficiale della frana. Questo è confermato dall'apparente rapporto tra spostamenti cumulativi, livelli piezometrici, e piovosità giornaliera. A seconda della posizione della testata inclinometro rispetto alla fessura, il rigonfiamento può provocare spostamenti sia a monte che a valle del pendio (Figura 3.17).

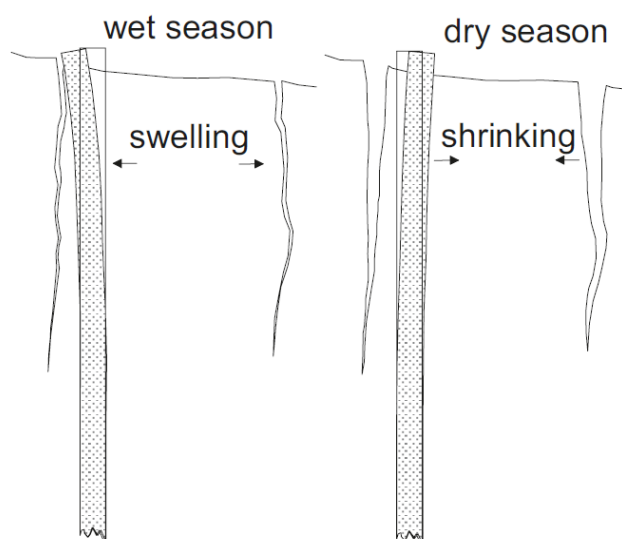


Figura 3.17 – Rigonfiamento e contrazione in presenza di fessure all'interno della parte superficiale del pendio, e conseguente deformazione dell'inclinometro.

Modellazione numerica e confronto con i dati di monitoraggio

Per capire la risposta della pressione dei pori all'interno dei materiali di copertura della frana, sono state eseguite delle analisi di infiltrazione transitorie. E' stato quindi elaborato, attraverso un opportuno software, un modello bidimensionale agli elementi finiti. Questo software è in grado di analizzare sia i processi di infiltrazioni transitori che l'infiltrazione dovuta alla precipitazione. Misure e calcoli della

pressione dei pori sono state confrontate al centro del modello, che risulta essere rappresentativo della massa di terreno interessato. Sono state quindi definite le condizioni al contorno.

Le pressioni neutre calcolate sono inevitabilmente differenti da quelle registrate dagli strumenti in situ, come risultato di due cause principali. L'influenza delle discontinuità nei parametri idraulici potrebbe essere trascurata per effetto del volume relativamente piccolo coinvolto. La stratigrafia idraulica (cioè, la distribuzione spaziale dei parametri idraulici all'interno del pendio) ricostruita da fori di sondaggio o dalle prove di pozzo potrebbe essere troppo semplicistica a causa della limitata estensione laterale delle indagini e dal campionamento intermittente durante la perforazione del foro. In particolare, le variazioni locali nella permeabilità lungo il pendio e con la profondità, sono dovute a causa di lenti più grossolane all'interno dei detriti di frana, che sono ignorate.

Per comprendere l'influenza dei vari parametri idraulici sulla risposta del modello, diversi set di parametri idraulici sono stati introdotti nello stesso, ciascuno corrispondente ad una condizione specifica del suolo.

Il periodo di modellazione è stato esteso da aprile 2008 a maggio 2010.

Nelle sezioni seguenti sono indicate le proprietà idrauliche adottate per ogni modello e la loro scelta discussa. I risultati sono analizzati confrontando i valori di pressione calcolata attraverso ogni modello rispetto al nodo di controllo che si trova nella stessa posizione della cella di pressione O6.

Risultati per il modello 0 – parametri idraulici delle indagini in situ

Le analisi sono state eseguite utilizzando parametri idraulici ottenuti dalle indagini in situ. Non sono state introdotte variazioni nella permeabilità idraulica satura, K_{SAT} , a causa di discontinuità su tutta la copertura detritica della frana. Il Modello 0 illustra le variazioni complessive della pressione dei pori, ma è inefficace nel descrivere le variazioni a 'breve termine' e fornisce una fuorviante risposta ad eventi di precipitazione, che si traduce in elevati picchi seguiti da una lenta dissipazione fino a valori di pressione che sono ben al di sotto della misura del piezometro. (Figura 3.18)

Risultati per il modello 1 e 2 – effetto della granulometria e delle fessure-fratture nel terreno superficiale

Con il modello 1 è stato studiato l'effetto del terreno superficiale che è più permeabile rispetto ai detriti argillosi sottostanti. Le proprietà idrauliche assegnate al terreno superficiale riflettono sia le proprietà a piccola scala che quelle a media-grande scala, come le fessure e le fratture.

Il modello è più sensibile alle variazioni di infiltrazione a breve termine (Figura 3.18), ma la curva è costantemente superiore nel periodo esaminato da quelle registrate al piezometro O6. Inoltre, le variazioni di pressione dei pori in risposta agli eventi piovosi sono ancora più marcati rispetto a quelle del modello 0.

Per attenuare la risposta del modello a eventi di precipitazione che portano ad un inusuale diminuzione della pressione dei pori causata dalla risalita della frangia capillare, è stato introdotto per lo strato superficiale il modello 2. I risultati hanno effettivamente smussato i valori di picco delle pressioni dei pori.

Risultati per il modello 3 – effetto delle fratture sui depositi di copertura

In realtà le fratture osservate negli strati argillosi si estendono ben al di sotto dello strato di terreno vegetale, e quindi possono influenzare la permeabilità complessiva della frana. Durante l'intero periodo di simulazione, i parametri idraulici sono gli stessi di quelli usati nel modello 2, e come previsto, la curva del modello 3, viene spostata verso il basso (Figura 3.18) e oscilla intorno ad un valore medio di pressione dei pori simile a quella misurata (48 kPa).

Risultati per il modello 4 - effetto delle variazioni di permeabilità a causa di fratture essiccazione

La curva del modello 3 si trova vicino alle registrazioni di pressione del piezometro O6; tuttavia, essa non tiene conto delle perdite di carico significative registrate tra giugno e novembre per entrambi gli anni di osservazione. Il periodo compreso tra l'estate e l'inizio d'autunno è caratterizzato dalla presenza di aperture e fratture

esistenti, e la formazione di nuove fratture a seguito dell'essiccazione e successiva contrazione del suolo.

Sulla base delle misurazioni inclinometriche, l'apertura delle fessure è risultato estendersi fino ad una profondità di circa 2 m.

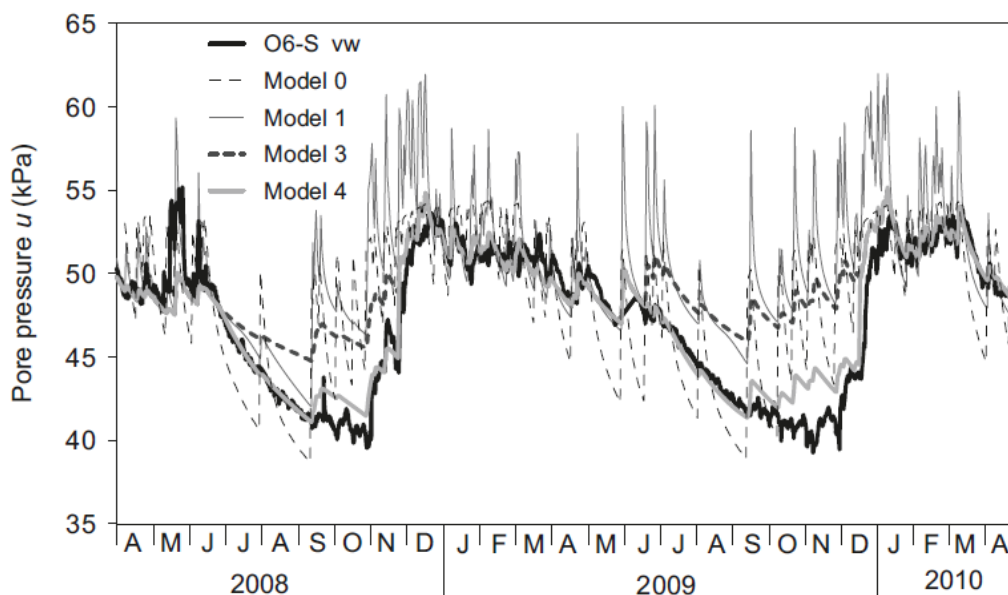


Figura 3.18 – Curve relative ai diversi modelli e della pressione dei pori registrati dal piezometro a corda vibrante O6.

Per tenere conto di questo comportamento del terreno, due diverse curve di ritenzione sono state esaminate. Il primo, applicato durante la stagione "umida" dai primi di novembre a fine giugno, corrisponde a quella dei modelli 2 e 3. Durante la stagione "secca" (da fine giugno ai primi di novembre) una nuova curva di ritenzione è stata introdotta per simulare la presenza di crepe di disseccamento della parte molto superficiale del pendio. La seconda, la curva "stagione secca", è simile a quella di un materiale grossolano.

La curva del modello 4 sembra ben rappresentare i dati osservati nel piezometro O6 (Figura 3.18). Questo rafforza l'ipotesi che gli strati di terreno superficiale hanno un comportamento idraulico diverso durante le fasi umide e secche. I risultati complessivi del modello 4 aderiscono strettamente ai dati di monitoraggio sia in termini di tendenza generale e valori di pressione assoluta.

Conclusioni

A partire dalla metà degli anni '90 il pendio argilloso sovraconsolidato ad Orvieto è stato ampiamente monitorato utilizzando sonde inclinometriche e piezometri di Casagrande. Questi sono stati installati a diverse profondità e posizioni lungo il pendio. Fino al 2008 le misure piezometriche sono state eseguite solo mensile. Nel 2008, sono state aggiunte tre celle piezometriche a corda vibrante. Un primo risultato ha mostrato che i dati delle celle piezometriche a corda vibrante descrivevano adeguatamente il regime generale della pressione dei pori.

La misurazione continua delle pressioni dei pori ha due conseguenze importanti. Innanzitutto, è possibile valutare con precisione le soglie di pressione dei pori lungo la superficie di slittamento al momento della comparsa dei movimenti superficiali. In secondo luogo, facilita un'analisi dettagliata dei processi di infiltrazione.

L'analisi agli elementi finiti riproduce le variazioni della pressione dei pori all'interno degli strati di suolo influenzato dal movimento. Questi risultati sono stati ottenuti dopo uno studio parametrico sull'influenza delle proprietà idrauliche, sui risultati di modellazione. La permeabilità e la saturazione sono stati modificati per tenere conto della presenza di discontinuità nei materiali a medio-larga scala (fessure, fratture). Tali adattamenti sono stati introdotti sulla base di una revisione del comportamento idrogeologico del suolo, nonché di campo, e ricerche di laboratorio (e non da una procedura a cieco di back-analysis).

Una volta che il modello è stato testato, può essere utilizzato per prevedere i movimenti di riattivazione della frana utilizzando solamente i dati pluviometrici.

3.5.4 Le frane del Trièves Plateau

Nelle Alpi francesi, centinaia di frane si sono verificati nelle argille varvate del Trièves Plateau, situato a circa 50 km a sud di Grenoble (Figura 3.19a). Queste argille sono sedimenti glacio-lacustri, caratterizzati da un'alternanza di lamine limose di spessore compreso tra 1 e 20 mm, depositati nei laghi di origine glaciale, formatesi durante l'ultima fase fredda Würmiana. L'attività della maggior parte di

queste frane è stagionale (van Genuchten, 1989; Van Asch et al., 1996): i movimenti sono attivati dal disgelo e dalle precipitazioni, soprattutto in primavera.

La frana di Monestier-du-Percy

La frana di Monestier-du-Percy si è riattivata il 9 aprile 1978. L'analisi geomorfologica effettuata tramite le foto aeree, ha indicato segni di instabilità del paesaggio dal 1948. La frana interessa una superficie di 0,9Km² con una pendenza relativamente bassa (12°). La geologia del sito si compone di circa 40 metri di argille varvate, sopra un substrato di scisti argillosi Oxfordiani (Antoine et al., 1981).

Le condizioni meteorologiche scatenanti associano forti piogge nei due mesi precedenti il verificarsi della rottura del pendio (203 millimetri nel mese di febbraio 1978 e 197 millimetri nel marzo 1978, mentre la piovosità media è 155 millimetri al mese per questo periodo dell'anno), ed un rapido scioglimento del manto nevoso.

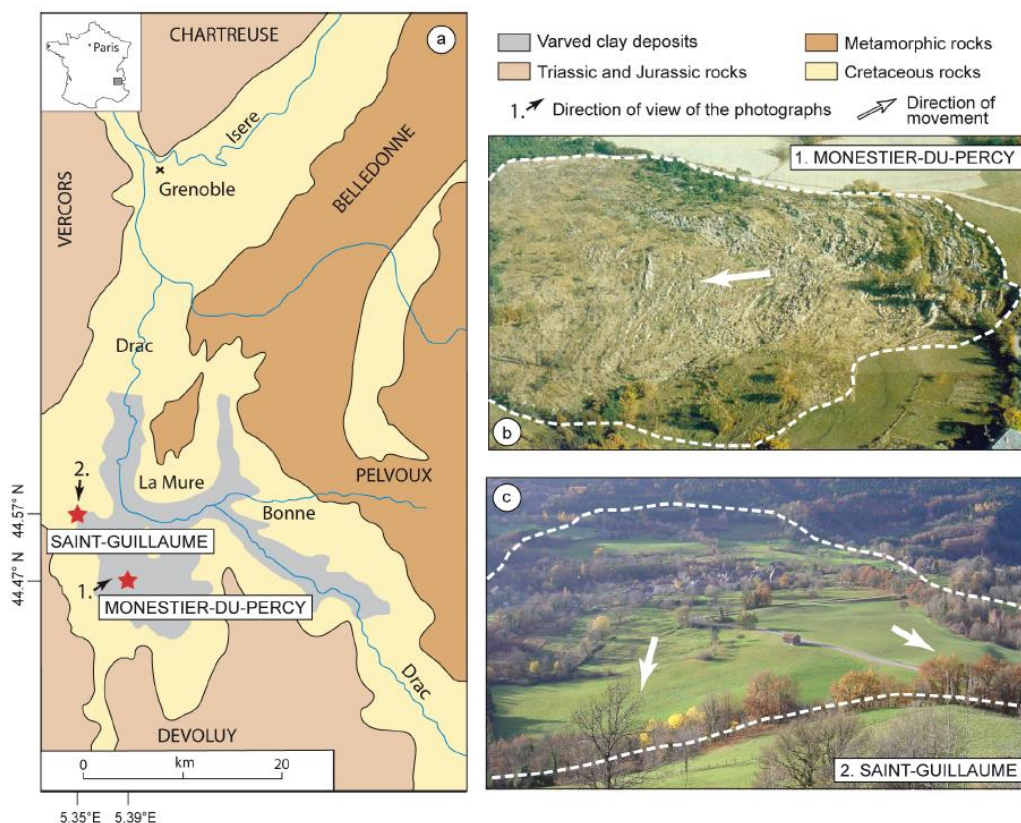


Figura 3.19 – (a) Mappa geologica semplificata dell'area di Trièves Plateau. (b)Frana di Monestier-du-Percy (nel 1981) e (c) Frana di Saint-Guillaume (nel 2005)

Dalle osservazioni effettuate tramite sondaggi geognostici è stato osservato un movimento di tipo rotazionale nella parte superiore della frana, ed un movimento traslazionale nella parte inferiore. Dalla visione diretta di scavi poco profondi e dai sondaggi geognostici è emersa la presenza di depositi alluvionali con uno spessore da 1,5 a 2,0 metri al di sopra della scarpata principale (Figura 3.20). Questi depositi drenano le acque di una zona paludosa situata a Sud-Est della frana (Figura 3.20). Il sistema di monitoraggio è composto da un piezometro (P1), tre inclinometri (I1, I2, I3), e 12 punti di riferimento topografici, installati al fine di comprendere meglio la meccanica e monitorare gli spostamenti e l'idrologia del versante (Figura 3.21).

La massa franosa può essere divisa in due parti:

La parte sud occidentale (I in Figura 3.20) è caratterizzata da uno spessore di circa 24 metri di argilla satura, ed una superficie di scivolamento situata a 16 metri al di sotto di un gruppo di case, mentre si trova a 9 metri in vicinanza dell'adiacente strada. (Figura 3.21). Il livello della falda freatica può raggiungere la superficie topografica.

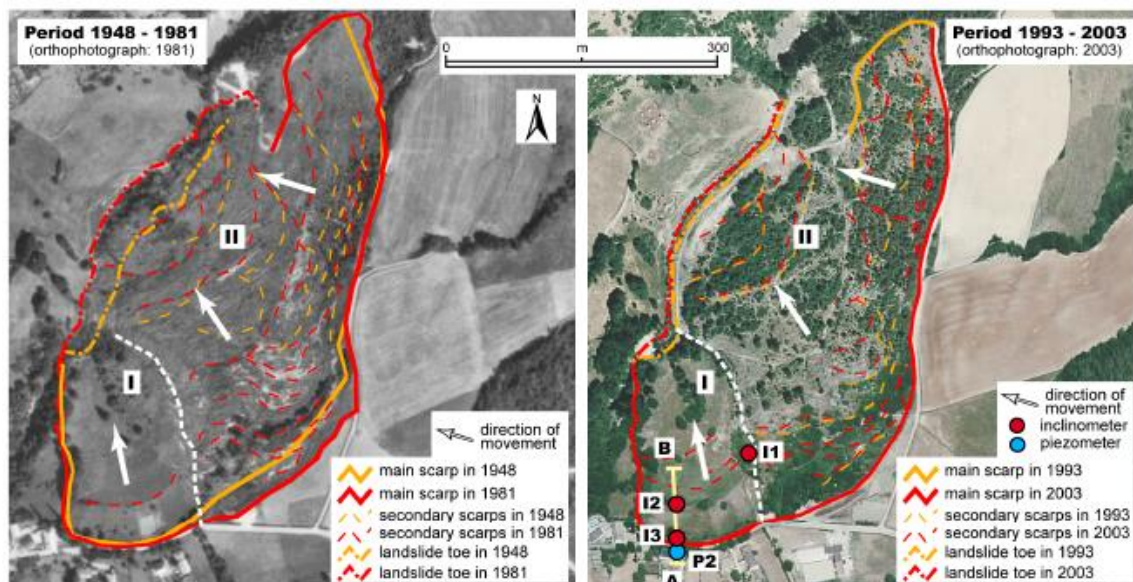


Figura 3.20 - Evoluzione temporale della frana Monestier-du-Percy ricostruita da fotografie aeree, con indicazione della traccia A-B ed il posizionamento delle strumentazioni di monitoraggio

Nel periodo di monitoraggio compreso tra il 2000 ed il 2006, la velocità media osservata è stata di 5-20 mm/anno, in questa parte della frana.

La parte nord orientale (II in Figura 3.20) si muove più velocemente, con l'erosione della scarpata principale di 10m tra il 1978 e il 1988. Il substrato roccioso è posto ad una profondità di 40 metri e la superficie di scivolamento si trova ad una profondità di 20 – 25 metri. In alcuni punti questa porzione di frana si è spostata di 70 metri, andando a deviare il corso del torrente di 30 metri. Nel corso del periodo di osservazione che va dal 2000 al 2006 la velocità media in superficie è stata di 30-60 mm/anno.

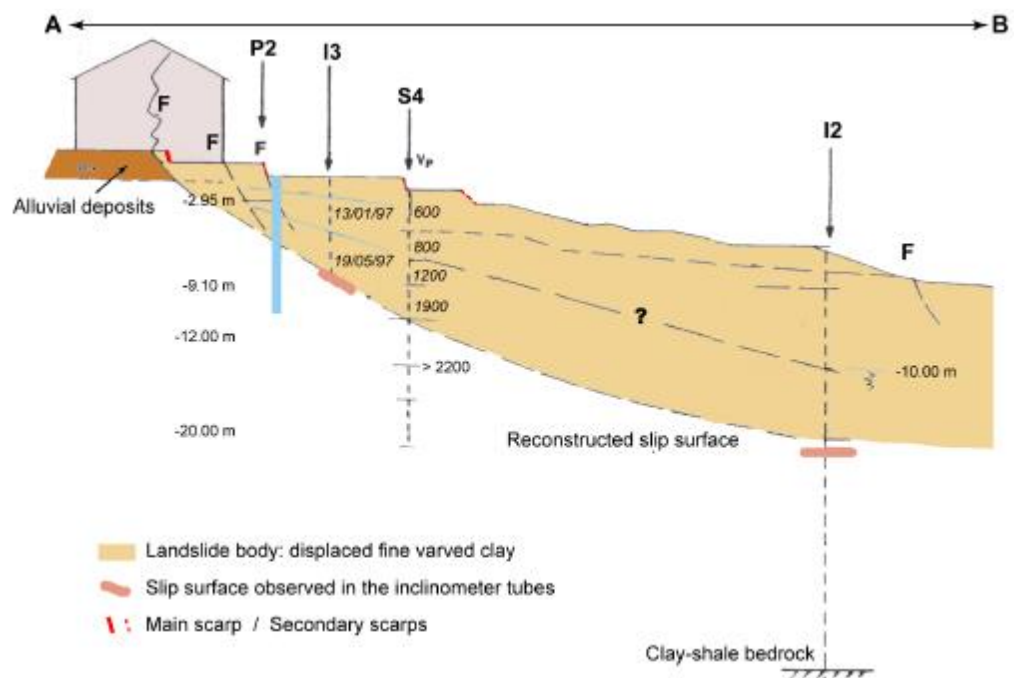


Figura 3.21 - sezione trasversale della parte superiore del frana con la posizione della superficie di scorrimento ricostruito. Sono indicati gli inclinometri I2 e I3, il piezometro P2 e la posizione dell'indagine geofisica S4 con indicazione delle velocità (onde P) per ogni strato.

Nel settore sud occidentale, la velocità media in superficie nel periodo 1948-1981 è stato di 3-4 mm/anno, con un avanzamento dell'unghia di un metro, mentre la

velocità media in superficie osservata nel periodo 1993-2003 è stata di 50 mm/anno, con un avanzamento dell'unghia di 0,5 metri.

La parte nord orientale mostra un'attenuazione nell'avanzamento dell'unghia, si passa da circa 30 metri (circa 1 m/anno) nel periodo 1948-1981, a 3 metri (circa 0,3 m/anno) nel periodo 1993-2003.

Per limitare il movimento della frana sono state realizzate delle opere di drenaggio, che tuttavia non hanno arrestato il movimento.

La frana di Saint-Guillaume

La frana di Saint-Guillaume (Figura 3.19c e 3.22) è uno smottamento di tipo traslazionale, con velocità comprese tra i 10 ed i 50 mm/anno, che interessa il piccolo villaggio di Saint-Guillaume. Il substrato roccioso è composto da argiloscisti Oxfordiani e calcari marnosi, ricoperti da uno spessore variabile da 40 a 60 metri di argille varvate. La frana ha una lunghezza di 1,0-1,2 km, ed una larghezza di 0,5-0,8 km. La scarpa principale nella parte superiore del pendio non è chiaramente visibile, ma la topografia corrugata e lo sviluppo di fessure (lungo la strada e in diversi edifici del villaggio) sono indicatori del terreno instabile (Figura 3.22).

La frana è delimitata superiormente da una rupe calcarea ed inferiormente dal fiume Gresse, che ha scavato il proprio letto nelle argille varvate.

Il controllo strumentale è stato effettuato alla fine del 1990 con l'installazione di tre inclinometri ed un piezometro. I risultati dei sondaggi hanno evidenziato l'esistenza di un'interfaccia tra la parte alta delle argille varvate e la roccia calcarea e marnosa ad una profondità di 38,5 metri per il pozzo I1, 62,0 metri per il pozzo I3 e 33,0 metri per il pozzo I4 (Figura 3.22).

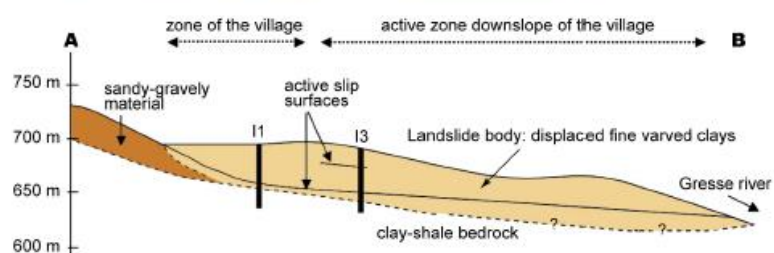
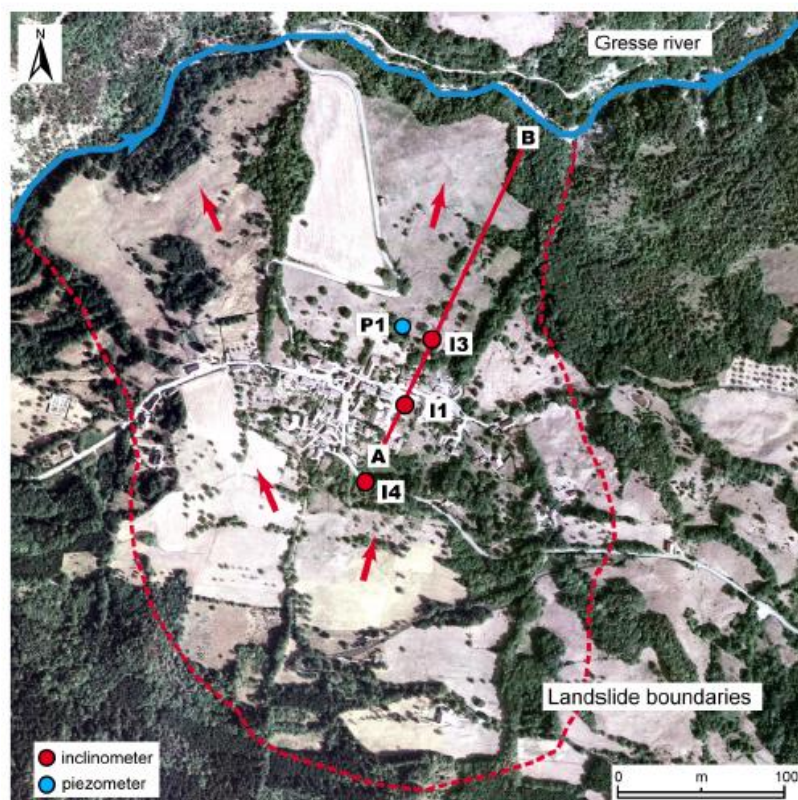


Figura 3.22 - Fotografia aerea e presunti limiti spaziali della frana di Saint-Guillaume nel 2000, e sezione trasversale schematica. In dettaglio la superficie di slittamento e la posizione degli inclinometri I3 e I4 ed il piezometro P1

Gli inclinometri hanno rilevato una superficie di scivolamento all'interno delle argille varvate ad una profondità di 37,0 metri, 34,5 metri e 14,0 metri. Il sistema di monitoraggio è stato completato nel 2003 da un'indagine geofisica, producendo informazioni più dettagliate, sia sulla geometria che sulla profondità della superficie di scivolamento. Questi risultati hanno suggerito che le superfici di scorrimento si sviluppano prima nell'interfaccia argilla/roccia dove la roccia si trova vicino alla

superficie, e poi all'interno dello strato di argilla. Questo è confermato dal monitoraggio inclinometro.

Il movimento franoso è stato monitorato dal 1977 con 10 punti di riferimento topografici e tre inclinometri.

Descrizione dei modelli di spostamento

E' pratica comune suddividere il corpo di frana in strisce e calcolarne le forze destabilizzanti e resistenti. La differenza tra le forze destabilizzanti D_i , quelle resistenti R_i e la viscosità del materiale determina la quantità di movimento per ogni striscia i -esima (Figura 3.23).

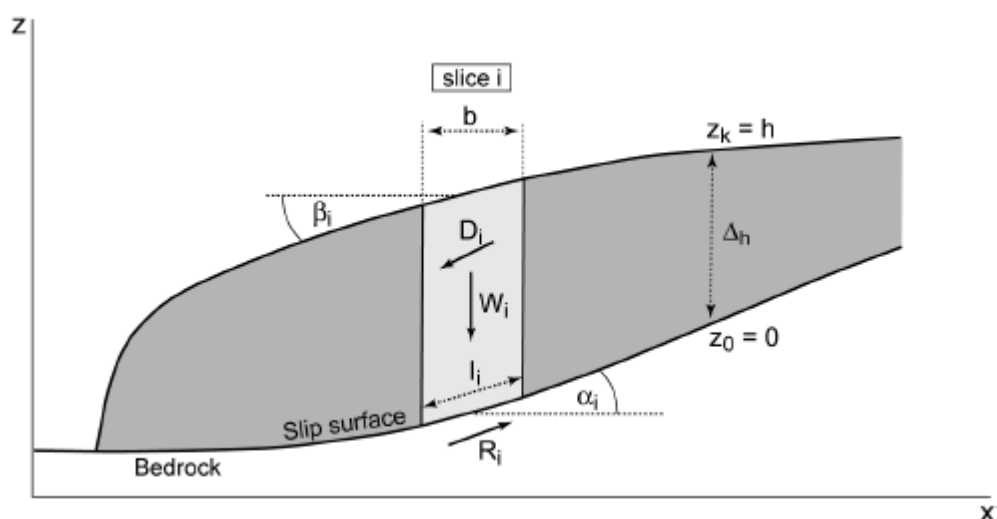


Figura 3.23 - Modello schematico di una fetta di frana rappresentante le forze in gioco ed simboli usati nei due modelli di spostamento

Il primo concetto che si basa sull'equilibrio delle forze è quello proposto da Janbu (Janbu, 1954).

In una situazione di non equilibrio, la forza destabilizzante D_i è maggiore della forza massima resistenza R_i , che può mobilitare. Il fattore di sicurezza F_i per ogni striscia, che esprime il grado di stabilità, è definito come il rapporto tra la forza resistente R_i e quella destabilizzante D_i . Supponendo un fattore di sicurezza F_i uguale per ogni striscia, il fattore di sicurezza F complessivo per tutto il corpo di

frana, è espresso dalla seguente equazione di equilibrio (Janbu 1954) (equazione 3.31 e 3.32):

$$F = \frac{\sum R_i}{\sum D_i} = \frac{\sum [c' b_i + (W_i - u_i b_i) \tan \varphi'] / n_{\alpha_i}}{\sum W_i \tan \alpha_i} \quad (3.31)$$

$$n_{\alpha_i} = \cos^2 \alpha_i \left(1 + \tan \alpha_i \frac{\tan \varphi'}{F_i} \right) \quad (3.32)$$

Dove per ogni striscia i , b_i è la larghezza della striscia, W_i è il suo peso, α_i è l'angolo della superficie di scivolamento; c' e φ' sono rispettivamente la coesione e l'angolo di attrito interno del materiale.

Nell'equazione (3.31) l'effetto della pressione dei pori (u_i) è inclusa e diminuisce la resistenza R_i .

Il fattore di sicurezza F su entrambi i lati dell'equazione deve essere equiparato per iterazione, ed R_i e D_i sono calcolati per ogni striscia i . Successivamente l'eccesso di sollecitazione di taglio viene calcolata per la striscia i -esima utilizzando l'equazione (3.33):

$$(\tau - \tau_0) = \left(\frac{D_i - R_i}{l_i} \right) \quad (3.33)$$

Dove l_i è la lunghezza della superficie di scivolamento della striscia i -esima.

L'eccesso di sforzo di taglio per ogni punto k sulla verticale $(\tau - \tau_0)_{i,k}$, all'interno della striscia, può essere calcolato considerando una relazione lineare tra l'eccesso della tensione di taglio e l'altezza al di sopra della superficie di scivolamento. Per realizzare un modello degli spostamenti in corrispondenza di punti specifici lungo la verticale, si può utilizzare il criterio di flusso viscoso di Coulomb. L'aumento incrementale di velocità $\Delta v_{i,k}$ per la i -esima striscia nel punto k lungo il profilo verticale z al di sopra di un aumento incrementale di altezza Δh , è dato dalla seguente equazione:

$$\Delta v_{k,i} = \frac{1}{\eta} (\tau - \tau_0)_{i,k} \Delta h \quad (3.34)$$

Dove η è la viscosità dinamica dell'argilla e $(\tau - \tau_0)_{i,k}$ è l'eccesso di sforzo di taglio ad una certa posizione z_k lungo il profilo verticale z della striscia i -esima.

Un profilo di velocità verticale per ogni striscia può essere calcolato integrando l'equazione (3.34) sulla profondità z :

$$v_{i,k+1} = v_{i,k} + \Delta v_{i,k} \quad (3.35)$$

Nel secondo modello, la frana è anch'essa suddivisa in un numero di strisce. In questo caso le forze non sono risolte sulla base delle condizioni statiche, ma considerando le condizioni dinamiche del corpo di frana in movimento. In questo modello, un termine di pressione interna P_i è espresso in maniera specifica come parte delle forze destabilizzanti D_i (equazione 3.36). Le forze resistenti e destabilizzanti sono quindi definite come segue:

$$D_i = G_i + P_i \quad (3.36)$$

$$G_i = W_i \text{ sen } \alpha \quad (3.37)$$

$$P_i = k W_i \text{ sen } \alpha_i \tan \beta_i \quad (3.38)$$

$$R_i = c' l_i + (W_i \cos \alpha_i - u_i l_i) \tan \varphi' \quad (3.39)$$

Per ogni striscia i -esima l'eccesso di forze di taglio viene dato da:

$$(\tau - \tau_0)_i = \frac{D_i + P_i - R_i}{l_i} \quad (3.40)$$

La velocità in profondità viene poi calcolata secondo le equazioni (3.34 e 3.35).

Il vantaggio principale di questo modello è che le tre forze possono essere determinate per ogni striscia, senza conoscere la generale stabilità della frana. Ciò significa che non vi è alcuna necessità di conoscere la geometria complessiva della frana, come nel primo concetto di modello basato sull'equazione Janbu. E' quindi necessario solo conoscere la geometria della striscia considerata (equazioni da 3.37 a 3.39).

Analisi delle osservazioni di spostamento lungo il profilo verticale

La Figura 3.24 mostra i profili di spostamento dell'inclinometro I2 della frana di Monestier-du-Percy nel periodo 23 novembre 1992-15 novembre 1994, e la Figura 3.25 mostra lo spostamento dell'inclinometro I3 alla frana Saint-Guillaume per due periodi (21 febbraio 1997-18 giugno 1998, e 16 ottobre 2001-3 agosto 2005, rispettivamente). Il periodo tra due misurazioni è compreso tra circa 1 e 2 mesi nella prima fase della campagna di misura.

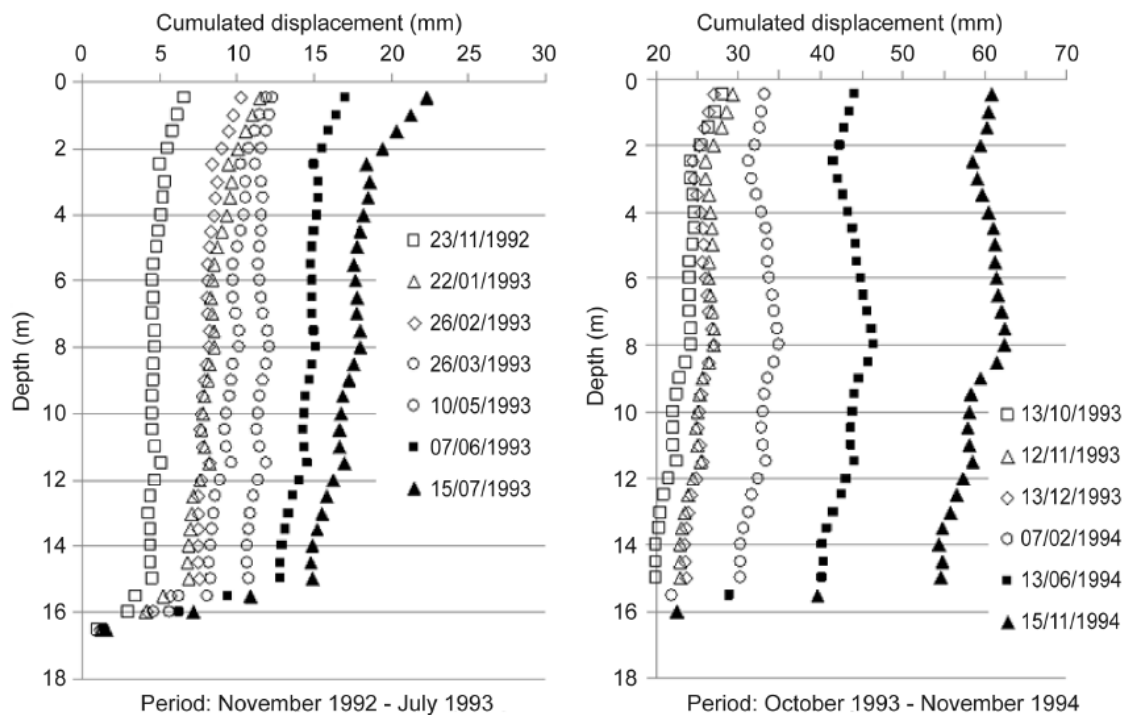


Figura 3.24 - Profili di spostamento misurati nell'inclinometro I2 della frana Monestier-du-Percy per il periodo 1992-1994

Per la frana di Monestier-du-Percy la deformazione massima registrata dall'inclinometro I2 è stata trovata ad una profondità di circa 15,5 metri. Lo spostamento totale calcolato su oltre 3 anni di misure è stato di circa 88 millimetri, che equivale ad una media annua di circa 30 millimetri. Il monitoraggio protratto

per 2 anni (Figura 3.25) mostra una zona di deformazione dello spessore inferiore al metro.

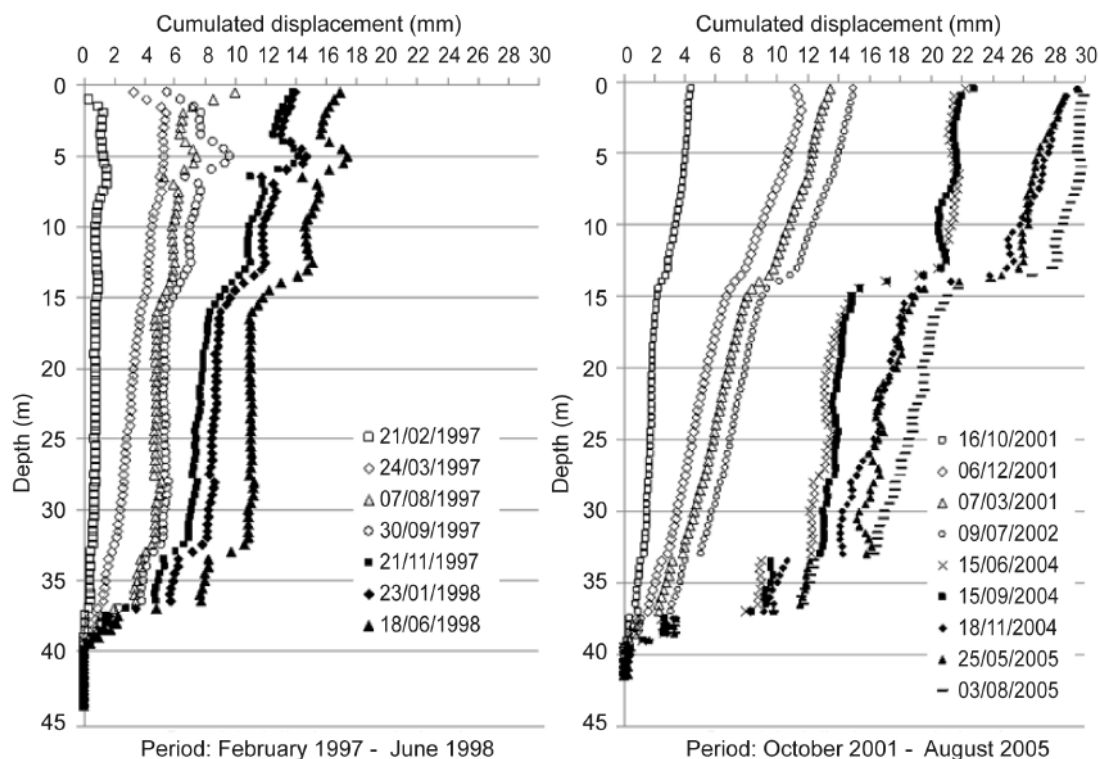


Figura 3.25 - Profili di spostamento misurati nell' inclinometro I3 della di frana Saint-Guillaume per il periodo 1997-1998 e il periodo 2001-2005.

Per la frana di Saint-Guillaume, i dati per l'inclinometro I3 (Figura 3.25) indicano uno sviluppo di tre zone di deformazione, ad una profondità di 37metri, 33 metri e 13 metri rispettivamente. Le zone di deformazione sono delle bande strette, di circa 1 metro di spessore come per la frana Monestier-du-Percy. Gli spostamenti medi in superficie sono stati rispettivamente di 12 e 8 mm/anno per i due periodi di misurazione.

Osservazioni idrogeologiche

Le osservazioni effettuate su entrambi i siti, hanno evidenziato una fluttuazione delle acque sotterranee relativamente piccole, e comprese tra 1 e 2 metri.

Le frane di Monestier-du-Percy e Saint-Guillaume mostrano rispettivamente livelli delle acque sotterranee tra -5 e -6 metri sotto il piano campagna, e tra -4 e -5 metri

sotto il piano campagna, rispettivamente. I livelli massimi delle acque di falda sono stati osservati in aprile-maggio e novembre-dicembre in entrambi i piezometri. Le fluttuazioni del livello piezometrico nelle argille varvate può essere regolato da un doppio sistema di serbatoi idrologici, come è stato suggerito da Van Asch et al. (1996). Il primo serbatoio è quello dei depositi permeabili alluvio-colluviali o morenici dello spessore di circa 1-3 metri, che ricopre la parte superiore delle argille varvate. Il secondo serbatoio è costituito dal sistema di fratture nelle argille varvate, che riceve l'acqua dal primo serbatoio. Lo stoccaggio d'acqua nel secondo serbatoio da parte del sistema di fratture, determina la quantità di acqua orizzontale scambiata tra le fessure e le lamine limose delle argille varvate (Nieuwenhuis, 1991; Van Asch et al., 1996).

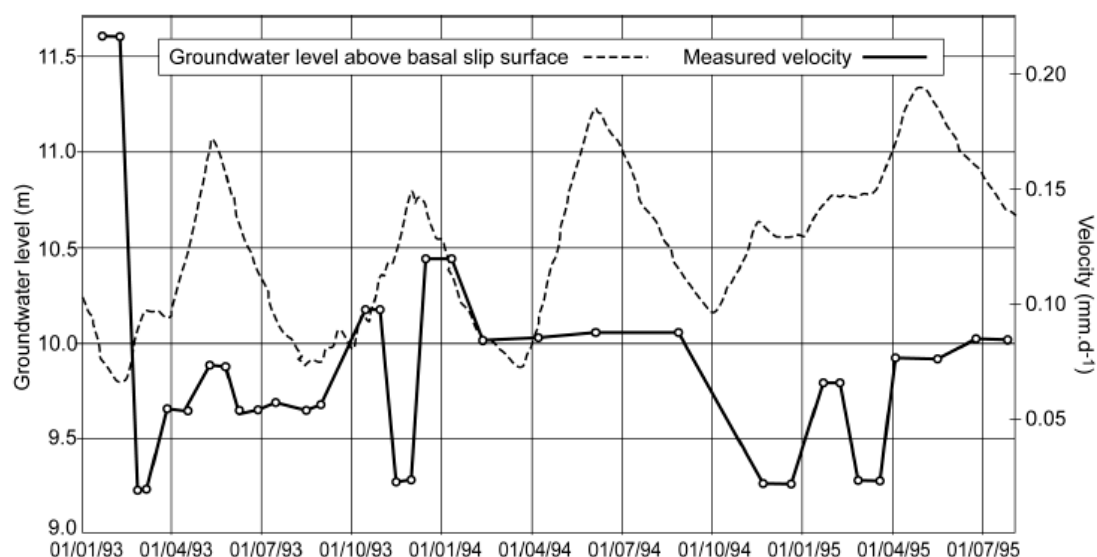


Figura 3.26 - Cambiamenti osservati del livello delle acque sotterranee (misurazioni giornaliere) e velocità significative misurate per diversi periodi compresi tra gennaio 1993 e luglio 1995 per la frana Monestier-du-Percy.

La figura 3.26 mostra la fluttuazione dei livelli delle acque di falda (misurate giornalmente) e la velocità media misurata per un periodo compreso tra gennaio 1993 e luglio 1995, dall'inclinometro I2 della frana di Monestier-du-Percy. Questa figura mostra una scarsa correlazione tra le due serie. Non c'è alcuna indicazione che mostra l'aumento di velocità con l'aumento dei livelli delle acque

sotterranee. Lo stesso dicasi per la frana di Saint-Guillaume. L'assenza di una correlazione potrebbe essere stata influenzata dalla distanza tra i piezometri e gli inclinometri. Tuttavia, le precipitazioni sono il principale fattore idrologico, ed è distribuito ugualmente al di sopra della zona frana.

Modelli di spostamento

I profili di spostamento osservati (Figure. 3.24 e 3.25) sono stati usati per calibrare i due modelli utilizzando l'angolo di attrito delle argille varvate come parametro di calibrazione. Da prove di taglio diretto, eseguite parallelamente alle lamine dei argilla, si è giunti alla conclusione che per i modelli, il valore della coesione è assunto pari a zero; mentre il parametro di viscosità è assunto costante per tutto il periodo di misurazione. Per ogni periodo di misurazione il livello delle acque sotterranee medio è stato calcolato come input per i modelli.

La Figura 3.27a mostra un esempio del risultato di calibrazione del periodo 12 novembre 1993-13 dicembre 1993 per la frana Monestier-du-Percy con il modello M1 (Janbu). Il coefficiente di attrito è stato calibrato con i seguenti parametri: $\varphi = 21.2^\circ$ ($c = 0$ kPa, $\eta = 2,5 \times 10^8$ kPa s). Sempre la figura 3.27a indica anche lo spostamento calcolato con il modello M2 (equazione di moto) utilizzando gli stessi valori parametrici. Il modello M2 simula uno spostamento doppio rispetto a quello fornito dal modello M1.

La figura 3.27b descrive un esempio di taratura per la frana di Saint-Guillaume per il periodo 23 gennaio 1998 - 8 giugno 1998, utilizzando il modello M2.

I modelli hanno una limitata capacità predittiva data la scarsa relazione tra il livello della tavola d'acqua e gli spostamenti osservati.

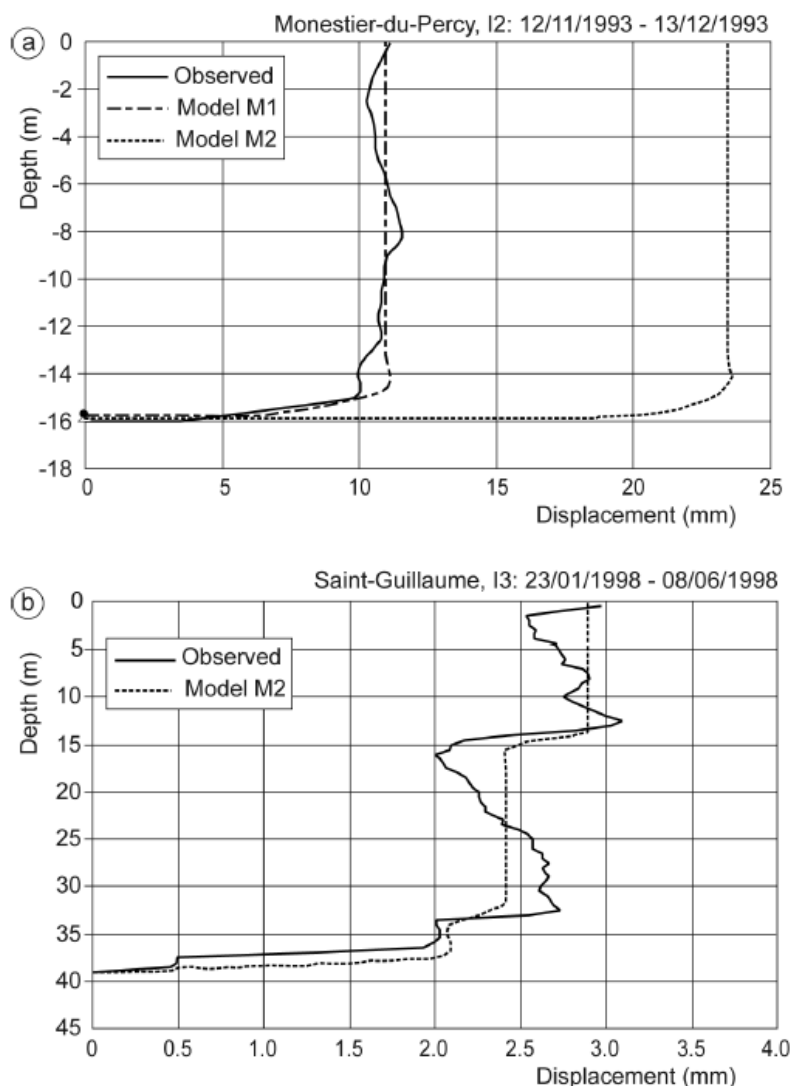


Figura 3.27 - Profili di spostamento osservati e simulati (a) per la frana di Monestier-du-Percy nell'inclinometro I2, (b) per la frana di Saint-Guillaume frana nell'inclinometro I3.

La buona misura dell'angolo di attrito, per una viscosità costante, fornisce un indizio sui meccanismi interni che potrebbero operare all'interno della frana. A livelli più elevati della falda, lo spostamento sembra essere regolato dallo sviluppo di resistenze supplementari. Questo può essere quantificato come un angolo di attrito apparente (ϕ') che aumenta a causa della generazione di un eccesso negativo della pressione dei pori r_u :

$$\tan \varphi' = (1 - r_u) \tan \varphi_0 \quad (3.41)$$

Il coefficiente di eccesso della pressione dei pori può quindi essere calcolato attraverso l'equazione 3.41. I risultati mostrano un'oscillazione tra i - 1,0 ed i 24,3 kPa, a seconda del livello delle acque sotterranee. La generazione di questo eccesso (negativo) della pressione dei pori, può essere spiegato come il risultato di dilatazione durante il movimento in questa parte della frana.

Conclusioni

La velocità di spostamento nelle argille varvate, all'interno del corpo di frana, non sembra essere solo controllata dalla viscosità e dalla resistenza di Coulomb del materiale, ma anche dalla generazione di eccesso (negativo) della pressione dei pori durante il movimento.

L'eccesso negativo della pressione dei pori può essere generata nelle zone di estensione delle frane, dove il materiale ha la tendenza ad aumentare il volume, o a causa della dilatazione nella zona di deformazione.

Sembra strano che entrambe le frane mostrino una correlazione positiva tra un aumento di pressione dell'acqua interstiziale e un'apparente recupero della forza, dalla generazione di un eccesso negativo della pressione dei pori. Su entrambi i siti, gli inclinometri ed i piezometri sono probabilmente situati in una zona di estensione. Ad ogni modo, questo meccanismo può essere anche spiegato come il risultato del ritardo del piezometro a tubo aperto, alle fluttuazioni delle acque sotterranee all'interno del corpo di frana.

3.6. Problemi nel predire la mobilità delle frane lente

Ci sono molti problemi nel predire il comportamento delle frane lente, il loro modello idrogeologico può risultare complesso per la presenza di anisotropie a piccola scala e grande eterogeneità per quanto riguarda la permeabilità del materiale intatto e fessurato (Corominas et al., 1999; Malet et al., 2005). Di conseguenza molte grandi frane mostrano una risposta irregolare e complessa in risposta agli eventi meteorici (Noverraz et al., 1998; Corominas, 2000; Malet et al., 2005). Inoltre deformazioni all'interno del corpo di frana possono portare a cambiamenti idrologici e delle proprietà meccaniche dei materiali coinvolti. Durante il movimento si sviluppano zone di estensione, dove l'acqua penetra più rapidamente, e zone di compressione dove vi è un incremento della pressione dei pori. Infine la consolidazione della zona interessata al taglio, può portare ad un ritrovamento delle forze resistenti e di conseguenza un attenuamento del rischio di riattivazione (Nieuwenhuis 1991, Angeli et al., 2004).

Tra gli aspetti che riguardano la previsione del comportamento delle frane lente vi sono:

- La validità dei test di laboratorio nel calcolo della viscosità del terreno
- L'isteresi in movimento in relazione alla fluttuazione della tavola d'acqua

Di seguito sarà preso in considerazione in modo particolare il primo aspetto.

Verranno analizzati come esempio tre casi di frane lente: la frana di La Valette, nelle Alpi francesi; la frana di La Mure nelle Prealpi francesi, nei pressi di Grenoble; e la frana di Hau, in Svizzera.

3.6.1 Previsione del comportamento viscoso di una frana

Test di laboratorio contro valori in situ

I parametri di viscosità dell'equazione (3.18) sono stati determinati, per le tre frane prese in considerazione, tramite un apparecchio di taglio anulare.

Sul materiale proveniente dalla frana di La Velette il test è stato effettuato sottoponendo il provino ad un carico normale di 86kPa (Van Beek e Van Asch,

1996) e consolidato fino a quando non erano più osservabili cedimenti. L'apertura tra anello superiore ed inferiore era di 300 μ .

Le sollecitazioni al taglio misurate sono state effettuate ad una velocità di deformazione compresa tra 0,5 e 26,2 cm al giorno. Tali velocità sono in accordo con le velocità registrate in situ.

Per la frana di La Mure, la prova di taglio anulare è stata utilizzata per determinare la viscosità della ristretta zona in cui l'80% della deformazione totale era avvenuta. In questo caso il provino è stato sottoposto ad una tensione normale di 65kPa, e la velocità di deformazione compresa tra 0,5 e 26,6 cm al giorno.

Infine per la sabbia argillosa della frana di Hau, i test di taglio sono stati effettuati utilizzando una pressione normale di 95kPa e con velocità di deformazione variabile tra 0,5 e 20 cm al giorno.

Utilizzando l'equazione (3.18), η_0 e b sono stati ottimizzati per i valori di τ_0 , calcolati mediante l'equazione (3.9).

Nella Tabella (3.13) sono riportati i parametri di η_0 e b relativi all'equazione (3.18) per i tre diversi materiali delle frane.

Landslide	Laboratory ring shear results				Back analysed from field velocities			
	h_m (m)	η_0 (kPa s)	b	R^2	h_m (m)	η_0 (kPa s)	b	R^2
<i>La Valette</i>	0.003	7.1E+04	4.7	0.99	0.003	1.23E+07	4.6	0.63
<i>La Mure</i>	0.003	5.1E+03	2.3	0.99	0.015	1.3E+07	2.2	0.82
					0.015	4.9E+06	2.2	0.81
<i>Hau</i>	0.003	9.2E+03	2.2	0.92	0.003	1.2E+05	2.1	–

Tabella 3.13 – confronto tra i valori delle caratteristiche di viscosità di tre differenti materiali franosi, ottenuti dalle prove di taglio anulare e da back analyses

Il materiale morenico di La Valette mostra la più alta viscosità e la più alta sensibilità alle variazioni di eccesso di shear stress (valore più alto di b) La viscosità dei materiali misurati in laboratorio risulta più bassa rispetto alla viscosità di solito

usata per predire la velocità della frana in situ. Questo può essere verificato per i tre casi in studio confrontando i valori di laboratorio rispetto alle stime degli stessi parametri ricavati da test di back-analysis, tramite le velocità osservate in situ, utilizzando l'equazione (3.18). Ad ogni istante l'eccesso di shear stress è stato calcolato attraverso il modello del pendio infinito, dati i valori di resistenza residui e l'altezza della tavola d'acqua.

Si è supposto che lo spessore della zona di taglio interessata dall'evento franoso, sia pari a quella misurata in laboratorio da Van Beurden (1997), sia per La Valette che per Hau, cioè 3 mm.

Nel caso della frana di La Valette il dato di back-analysis riferito ad η_0 risultava circa di tre ordini di grandezza superiore al valore calcolato in laboratorio. (Tabella 3.13)

Per la frana di La Mure, i valori di η_0 e b calcolati tramite back-analysis basandosi su un set di dati delle fluttuazioni della falda e degli spostamenti cumulativi registrati per un periodo tra il 25 marzo ed il 7 aprile del 1987, mostravano un valore della viscosità intrinseca η_0 decisamente più alta rispetto ai valori di laboratorio. (Tabella 3.13). Inoltre è stato calcolato tramite un modello di flusso plastico, che il contributo delle forze di flusso aumentano la resistenza residua τ_0 dell'8% rispetto alle forze resistenti. Tale aumento favorisce la stabilità del versante, portando ad un ribasso della stima del contributo della viscosità, ma non tale da giustificare la discrepanza tra valore calcolato in laboratorio e quello reale in situ.

Anche per la frana di Hau i valori di laboratorio di η_0 e b risultano sovrastimati rispetto a quelli osservati.

Va notato che per la frana di La Valette e di Hau, lo spessore assunto della fascia di taglio (h_m) ed utilizzata nella prova anulare di taglio, è stata di solo 3 mm. Questo valore è probabilmente troppo basso nel caso di una frana reale e ci si può quindi aspettare che tale fascia abbia uno spessore di almeno 5 ÷ 10 volte superiore. Infatti per la frana di La Mure tale fascia è compresa tra 1,5 ed i 3,0 cm. Di conseguenza il valore della viscosità intrinseca calcolata tramite back-analysis, per le frane di La Valette e Hau, aumenterebbero proporzionalmente, così da distanziare ulteriormente i valori di laboratorio da quelli alla scala di campo.

La discrepanza tra valori di viscosità calcolati in laboratorio e quelli derivati da analisi di campagna è già stata trattata in letteratura da Van Asch (1993), rilevando, alla scala di campo, velocità fino a cento volte più elevate di quelle su scala di laboratorio. Questa difformità può essere spiegata da molteplici fattori:

- I) Errori di calcolo nell'eccesso dello sforzo di taglio. In realtà, la stabilità può essere superiore di quella calcolata con un modello unidimensionale del pendio infinito, inoltre tale modello è molto semplicistico e non tiene conto delle possibili disomogeneità nell'eccesso della resistenza al taglio. Compressioni ed estensioni risultanti dall'eccesso di resistenza al taglio possono provocare un'ulteriore incertezza nel calcolo della velocità.
- II) La viscosità può comprendere altre componenti rispetto al solo termine della viscosità pura. La viscosità apparente può essere generata da pressioni negative e positive della pressione dei pori, e confondere così il comportamento viscoso veramente intrinseco del materiale.
- III) Ter Stepanian (1963) suggerisce che la viscosità intrinseca η_0 aumenta linearmente con la tensione efficace σ' . Tuttavia, poiché le prove di taglio anulari sono state effettuate a livelli di stress vicino a quelli di campagna, questo meccanismo non può spiegare la discrepanza tra i valori di laboratorio ed in situ.
- IV) Lo spessore della zona di taglio in cui si verifica la maggior parte degli spostamenti, non è sufficientemente conosciuta e quindi non può essere riprodotta correttamente in condizioni di laboratorio

4. La frana del Tessina

4.1. Premessa

La frana del Tessina è situata nel Comune di Chies d'Alpago, in provincia di Belluno, e cinge gli abitati di Lamosano, Funes e San Martino (Figura 4.1). La prima attività risale al 1960, e si è sviluppata come una grande colata, tutt'ora ben visibile, che ha modificato in maniera considerevole la morfologia della valle, mobilitando oltre cinque milioni di metri cubi di materiale.

La zona di origine è localizzata sulle pendici del monte Teverone, ad una quota altimetrica di circa 1148 m s.l.m. La frana si sviluppa per una lunghezza totale di circa 3 chilometri ed una larghezza massima di circa 500 metri nella sua parte superiore (Figura 4.1).

Dopo l'evento del 1992 dove una repentina evoluzione del movimento franoso costrinse la Protezione Civile allo sgombero dei paesi di Funes e Lamosano, fu deciso di approfondire lo studio geologico e geotecnico dell'area per poter elaborare un modello di previsione del comportamento della frana. Oltre alla strumentazione di indagine fu installato anche un sistema di allerta al fine di avvertire la popolazione circostante su eventuali imminenti pericoli. L'unico intervento effettuato fu la realizzazione di un tunnel di drenaggio lungo 1200 metri scavato all'interno del Monte Teverone, nella parte posteriore della scarpata principale superiore. Nonostante la grande quantità d'acqua drenata dall'opera, il movimento della frana non si è arrestato, ma ha permesso di ridurre il livello di rischio per i paesi limitrofi.

Gli studi geomorfologici che si sono succeduti dal 1992 hanno evidenziato una frana collaterale che colpisce il versante orientale dell'area dissestata, ubicata nell'area individuata dal toponimo "Pian de Cice". La stabilità di questo settore è quindi considerato cruciale per la futura evoluzione dell'intera area, ed il suo possibile crollo potrebbe portare ad un rapido allargamento della zona di origine.

4.2. Geologia, geomorfologia e tettonica

Per una miglior comprensione del fenomeno franoso e della sua possibile evoluzione, non si può prescindere dalla conoscenza della geologia, geomorfologia e tettonica dell'area, sia quella instabile che del suo intorno. (Figura 4.2)

Formazioni Pre-Quaternarie

- Calcari del Fadalto (Cretaceo): Calcari e breccie bioclastici a Rudiste e caprinidi. La stratificazione è indistinta, a banchi metrici; talora si intercalano livelli a strati più sottili, anche marnosi. La potenza della formazione è di circa 500 metri. Nell'area in esame affiora nella parte più settentrionale e costituisce il fianco meridionale del Monte Teverone.
- Scaglia Rossa (Eocene inf. p.p. – Cretaceo sup.): marne violacee, marne calcaree cinerine e calcari marnosi rossastri lastriformi talora con intercalazioni di calcareniti biancastre. A causa della presenza di un'importante dislocazione tettonica (sovrascorrimento di Belluno) questa unità affiora solo nella sua parte inferiore, con potenza di alcuni metri, alla base del Monte Teverone. Il suo spessore complessivo è di circa 300 metri
- Flysch di Belluno (Eocene inf. p.p.): Alternanze di biocalcareni ed arenarie gradate grigio-azzurre, ocracee per alterazione, e prevalenti marne grigie. La stratificazione è piuttosto fitta con livelli di spessore variabile dal metro ai 10-15 cm. La formazione affiora principalmente nel settore dell'area in frana e la sua potenza può raggiungere i 1000 metri.
- Calcare dell'Alpago (Aquitiano p.p. – Cattiano): Calcareniti e arenarie fini grigio scure con intercalazioni siltoso-marnose; alla base è presente un sottile livello glauconitico. La potenza si aggira sui 50 metri. Affiora lungo la strada che da Lamosano porta all'abitato di S. Martino e sul versante destro della valle de Funesia, in prossimità di Lamosano.
- Siltite di Bastia (Aquitiano p.p.): Siltiti e marne siltose grigie con, intercalati, sottili livelli glauconitici. Affiora in lembi a sud-ovest di Montanes e lungo la valle del Funesia. La potenza complessiva supera i 250 metri.

- Arenaria di Alpaos (Burdigaliano p.p.): Arenarie quarzose grigiastre con lenti conglomeratiche ed intercalazioni siltose
- Marna di Bolago (Burdigaliano p.p.): Siltiti e marne scagliose.

Depositi glaciali

Sono depositi di età würmiana ed olocenica, depositati dal ghiacciaio del Piave e dalle lingue glaciali secondarie dei ghiacciai locali. Alle quote più elevate, intorno ai 1000 m s.l.m. affiorano i primi, mentre sui fianchi e nel fondo delle valli secondarie, i secondi.

- Depositi glaciali del ghiacciaio del Piave: Affiorano in una fascia altimetrica compresa tra gli 870 ed i 1150 metri. Sono prevalentemente diamictici, ed i clasti presentano una granulometria che va dalle argille ed i blocchi metrici; presentano una tessitura variabile da matrice sostenuta a clasto sostenuta, e localmente sono rinvenibili tasche debolmente cementate. Dal punto di vista litologico i clasti sono costituiti da elementi rappresentativi di tutte le rocce affioranti nell'ampio bacino plavense.
- Depositi glaciali locali: Affiorano principalmente in destra orografica del Torrente Tessina, in corrispondenza del Col di Serre, del Col di Montagna e lungo la valle incisa del Torrente Funesia. Sono costituiti da diamicton massivo con granulometria variabile dai blocchi alle argille, la tessitura è variabile da clasto sostenuta a matrice sostenuta. Litologicamente sono costituiti da materiali provenienti da calcari giurassici e cretacei, da litotipi in facies di scaglia e di flysch. Il grado di arrotondamento è assai scarso e l'alterazione inesistente.

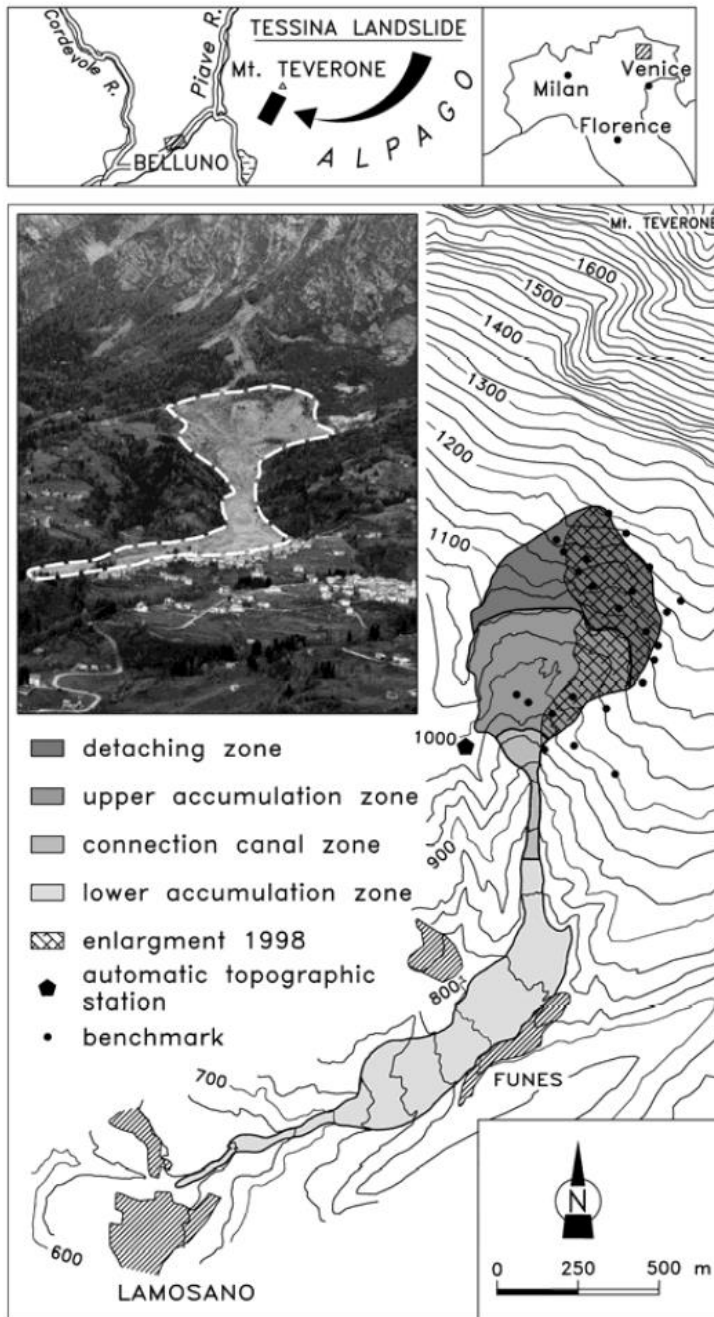


Figura 4.1 - Ubicazione e unità geomorfologiche della frana del Tessina.

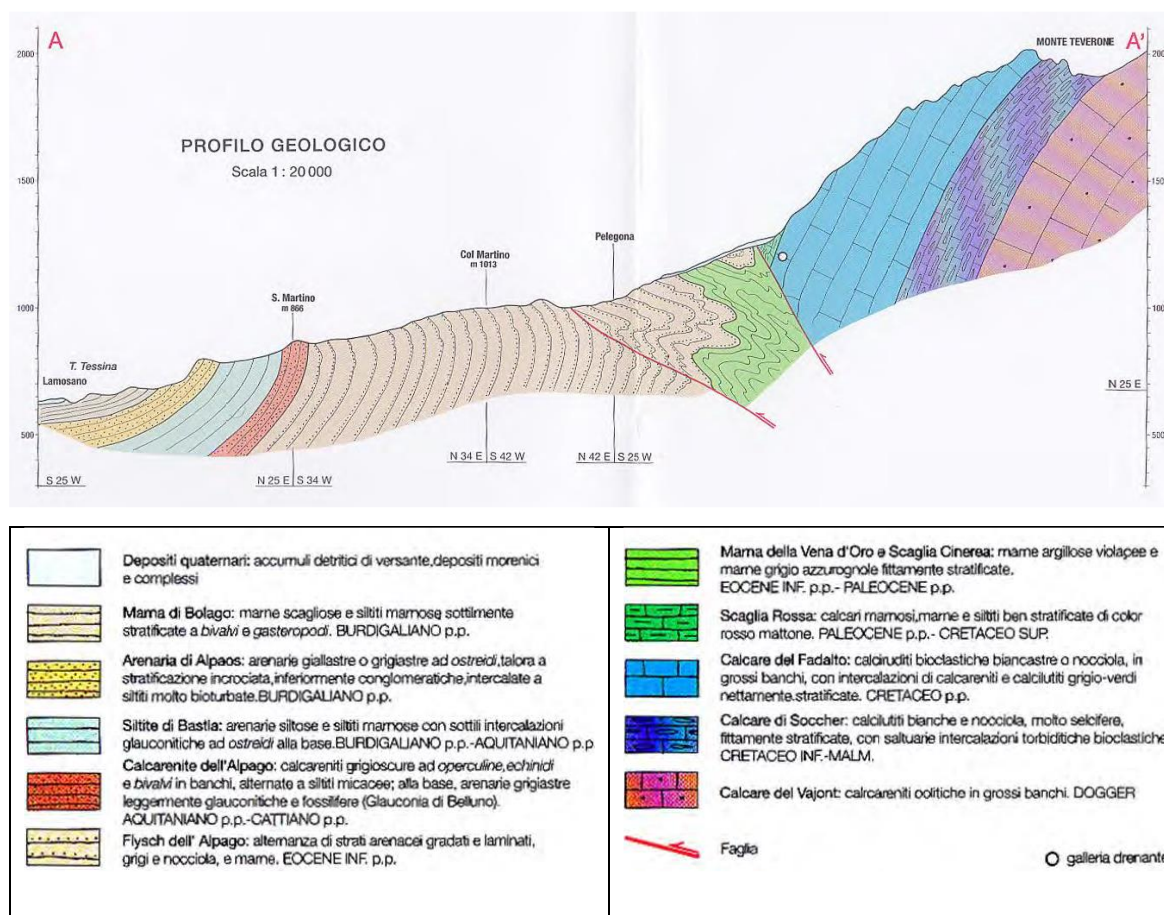


Figura 4.2- Profilo geologico della frana del Tessina e relativa legenda (G. Dal Farra, Genio Civile di Belluno)

Geomorfologia

Essendo il fenomeno franoso in continua evoluzione, è difficile fare una corretta definizione delle caratteristiche morfologiche dell'area, in quanto non testimonia la sua complessa dinamica. Ad ogni modo si possono descrivere quegli aspetti geomorfologici che testimoniano una tendenza evolutiva.

Il settore nord-orientale è la porzione più instabile di tutta l'area, infatti la fessura perimetrale è arretrata ed ormai prossima alla parete del Monte Teverone. L'arretramento è probabilmente legato alla rimobilizzazione di un precedente accumulo di frana.

A seguito di ciò sono comparse numerose nuove fratture lungo tutto il coronamento, nella zona che va dalla scarpata principale fino alla strada forestale sommitale.

Un'altra importante variazione morfologica registrata alla fine degli anni '90 è stata la totale riattivazione dell'accumulo superiore con il coinvolgimento del settore di Moda che, fino al 1998, non aveva dato segni di movimento. Associata a questa vasta ripresa dei movimenti si è registrato anche l'importante arretramento della scarpata secondaria di frana che delimita, a valle, l'accumulo superiore. L'effetto è quello di un avvicinamento di questa scarpata a quella principale. Il raccordo tra questi due importanti elementi morfologici rappresenterebbe un evento piuttosto pericoloso, perché in questo modo si verrebbe a creare un'unica imponente scarpata, alta un centinaio di metri, incumbente sulla parte inferiore della colata.

Come ultima considerazione, va fatta sull'evoluzione della zona di Pian de Cice, in quanto dalle misure di spostamento effettuate negli ultimi anni, tale zona è risultata in lieve ma costante movimento. Questo rilievo, infatti, riveste un'importanza strategica per la stabilità di tutto l'accumulo superiore. Lungo il canale di scarico è ormai ben visibile una superficie, evidenziata da continue venute d'acqua, che rappresenta un'importante discontinuità, la cui presenza è confermata anche dai rilievi inclinometrici. L'instabilità di questo settore indurrebbe delle modificazioni talmente profonde nell'area di alimentazione della frana da non essere facilmente ipotizzate.

Tettonica

La zona interessata dal franamento del Tessina fa parte del fianco settentrionale della brachisinclinale dell'Alpago. L'asse di questa struttura ha andamento grossomodo NW-SE e si presenta leggermente arcuato con concavità rivolta verso SE. Questa struttura si colloca al passaggio tra le Prealpi Bellunesi ad occidente, che sono poco compresse e con una deformazione di stile valsuganese ENE-WSW, e le Prealpi carniche ad oriente, più compresse e dove diventa più influente la componente dinarica della deformazione alpina, conferendo ai principali lineamenti uno sviluppo WNE-ESE.

L'assetto strutturale e tettonico dell'Alpago è condizionato anche dalla sua collocazione in una zona di transizione tra un settore a comportamento rigido a sud, rappresentato dal massiccio del Cansiglio, ed un settore a comportamento più duttile ad ovest, che corrisponde al bacino bellunese, dove predominano pieghe e pieghe-faglie, e da cui l'Alpago è separato da un fascio di faglie ad andamento meridiano che identificano il Graben lapisino.

Il versante meridionale del Monte Teverone, è caratterizzato da strati che tendono a verticalizzarsi ed è interessato da una dislocazione a carattere regionale con andamento NW-SE che rappresenta la rampa obliqua transpressiva del Sovrascorrimento di Belluno. In questo settore la faglia è caratterizzata da un angolo piuttosto elevato e le masse a prevalente carattere marnoso sviluppano un comportamento plastico rispetto alle spinte laterali ed oblique dei corpi carbonatici più rigidi. La faglia si presenta come un sovrascorrimento sud-vergente, che porta i termini cretacei a sovrascorrere sopra quelli eocenici.

Il fianco meridionale del Monte Teverone è inoltre attraversato da fratture trasversali con direzione NE-SW, si tratta di faglie inverse ad alto angolo con componente trascorrente sinistra, che si raccorda al sovrascorrimento di Belluno.

Un elemento che riveste una notevole importanza e che è emerso nel corso dei passati rilevamenti, è la presenza di una faglia a basso angolo, vicariante del sovrascorrimento principale. Questa linea vicariante che dovrebbe transitare in corrispondenza della zona caratterizzata dai cambiamenti di giacitura del Flysch, che passa dai 20°- 40° del settore nord, ai 70°- 80° di quello a sud, trova riscontro anche nel settore più orientale, lontano dall'area indagata.

L'assetto tettonico che ne deriva, svolge un'importante influenza sul reticolo idrico sotterraneo. Ne è testimonianza la presenza di numerose sorgenti, alcune delle quali perenni, i cui regimi idrici non sembrano aver subito una significativa variazione dopo l'esecuzione della galleria drenante. Queste discontinuità tettoniche costituiscono delle vie preferenziali di flusso verso la superficie.

Ne deriva un modello idrogeologico in cui le formazioni carbonatiche sono sede dell'acquifero principale, mentre le formazioni terziarie, meno permeabili, in cui si sviluppano le principali discontinuità, sono sede delle emergenze idriche.

Gli afflussi meteorici quindi emergerebbero in corrispondenza di queste discontinuità, nell'area di frana.

4.3. Sistema di monitoraggio

A seguito della riattivazione del fenomeno del 1992, l'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrogeologica di Padova, fu incaricato, dall'allora Ministero della Protezione Civile, di ideare e progettare un sistema di monitoraggio ed allarme per la messa in sicurezza degli abitati di Funes e Lamosano. Il principio base con cui venne concepito tale sistema prevedeva di controllare la zona sorgente, a scopo di studio, e la colata con finalità di allarme, differenziando quindi gli strumenti utilizzati.

4.3.1 Sistema di monitoraggio automatico

I sistemi installati consentono la misurazione dei parametri senza l'intervento di un operatore e per questo sono molto utilizzati quando i punti di misura si trovano in aree difficilmente raggiungibili o rischiose, quando la frequenza di lettura richiesta è troppo elevata per misure manuali o quando si trovano abbinati a sistemi di allarme.

Nel caso in esame vennero installati una serie di sensori e strumenti che, tramite centraline periferiche, segnalavano ad una stazione centrale variazioni e movimenti sia della colata che della zona sorgente. Dopo l'elaborazione, la stazione centrale segnalava eventuali situazioni di allarme ai Vigili del Fuoco di Belluno.

In particolare, nella parte superiore fu installato un sistema topografico con ricerca automatica dei capisaldi per la misura degli spostamenti superficiali, che rimase attivo fino alla fine del 2009. Le misure ottenute permisero di riconoscere le fasi di accelerazione e prevedere i collassi di alcune aree.

L'andamento degli spostamenti nel triennio 1997-1999 consentì una zonizzazione della frana in 4 aree caratterizzate da velocità di spostamento diverse. (Figura 4.3)

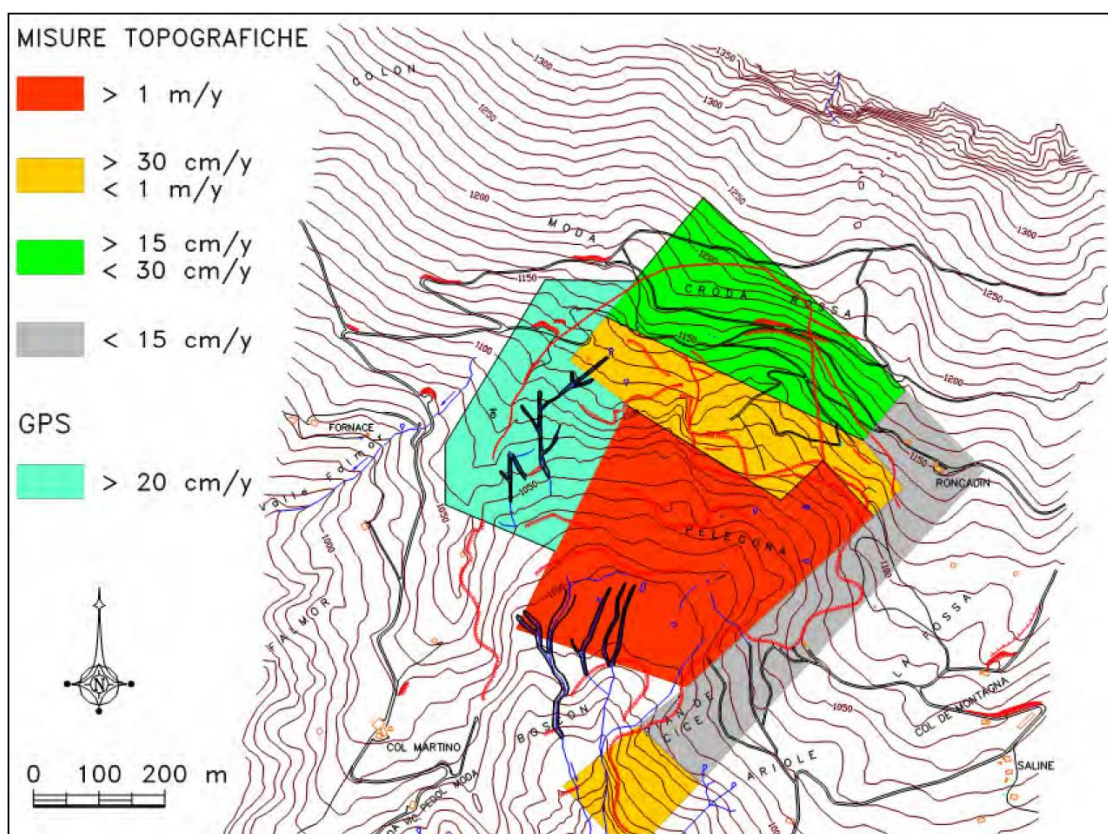


Figura 4.3- Suddivisione dell'area sorgente in zone caratterizzate da valori di spostamento simili

Le quattro zone possono essere identificate come segue:

- 1) Fascia sinistra idrografica tra Roncadin e Pian de Cice, caratterizzata da spostamenti inferiori a 15 cm/anno;
- 2) Zona di coronamento con spostamenti compresi tra i 30 e i 100 cm/anno;
- 3) Zona a monte della scarpata principale con spostamenti compresi tra i 15 e i 30 cm/anno;
- 4) Zona di accumulo superiore con spostamenti maggiori di 1m/anno.

Nel corpo della colata furono attrezzate due stazioni di controllo a monte degli abitati di Funes e Lamosano entrambe costituite da aste direzionali (aste di qualche metro appese ad un cavo teso trasversalmente al corpo di frana) ed un ecometro ad ultrasuoni (strumenti per la misura della quota d'alveo) (Figura 4.4). Nel caso di

transito di materiale le aste subiscono un'inclinazione lungo la direzione di scorrimento; se tale inclinazione risulta maggiore di 20° per un periodo superiore ai 16 secondi, viene inviato un segnale di allarme in aggiunta al segnale degli ecometri.

Oltre ai dispositivi descritti precedentemente, furono affiancate delle telecamere per la registrazione ed il controllo visivo dei movimenti in corrispondenza delle zone ritenute più critiche.



Figura 4.4 - Particolare di un asta direzionale (a) e tre aste direzionali ed un ecometro per il controllo della colata a monte di Funes (b)

4.3.2 Sistema di monitoraggio manuale

Questi sistemi necessitano dell'intervento di un operatore e vengono tipicamente utilizzati quando la tipologia ed il numero di strumenti installati, nonché le condizioni al contorno (accessibilità, gestione ecc.), la frequenza di lettura e le disponibilità economiche, impediscono l'installazione di sistemi automatici.

Furono installati inclinometri, estensimetri a filo, piezometri, capisaldi GPS, un misuratore di portata all'uscita della galleria drenante e due stazioni meteorologiche per la registrazione delle precipitazioni.

Parte di questi strumenti furono installati a seguito degli eventi del 1992 soprattutto nella zona di scarpata e nel settore di Pian de Cice, e, alcuni, sono attualmente attivi.

Le misure non furono sempre regolari e, in alcuni casi, la rottura del sensore interruppe definitivamente il rilevamento. Nel complesso però si può affermare che nell'arco di quasi 20 anni sono stati acquisiti dati sufficienti per ipotizzare gli scenari evolutivi circa le modalità di riattivazione del movimento franoso e del suo sviluppo spazio-temporale.

Spostamenti superficiali: misurati sia con sistemi topografici tradizionali, che con sistemi GPS, in riferimento a due zone. La prima può essere identificabile come sorgente ed accumulo superiore, nella quale vennero eseguite misure topografiche automatiche e GPS, e la seconda coincidente con i tratti di colata a monte e valle di Funes, dove furono installati dei capisaldi topografici per la misura manuale.

Le misure GPS, in accordo con le topografiche automatiche, permisero di confermare l'attività dell'area di Moda e della destra orografica, ed il costante movimento della scarpata principale e della zona a monte.

Le misure topografiche manuali invece, registrarono osservazioni dell'ordine degli errori strumentali e quindi non furono rilevati spostamenti che potessero essere collegati ad un reale movimento della colata;

Spostamenti profondi: mediante l'uso di inclinometri classici che permisero di rilevare uno spostamento continuo di Pian de Cice (5-7 cm/anno) ed una superficie di scorrimento ben definita alla profondità di circa 26 m.

Nel periodo 1997-1999 furono effettuate due campagne, con l'impiego di una sonda televisiva, per verificare l'agibilità di oltre 20 pozzi realizzati nei primi anni '90 i quali risultarono rotti ad una profondità variabile tra i 20/68 m;

Misura delle precipitazioni e dei livelli piezometrici: le misure pluviometriche vengono raccolte dalle stazioni limitrofe alla frana situate presso gli abitati di Chies, Roncadin, Funes e Dagnona/Moda. Per osservare il livello di falda furono, invece, realizzati dei nuovi sondaggi. Nel 1995 l'IRPI-CNR di Padova installò dei piezometri nei pozzi ancora agibili ubicati a Pian de Cice i quali furono monitorati con regolarità;

Misure di portata in galleria: i dati raccolti dimostrano la presenza di una portata minima costante pari a 30/40 l/s, rispetto alla quale si hanno frequenti variazioni

con picchi giornalieri che raggiungono anche i 250 l/s. L'analisi idrologica ha evidenziato che esiste un ritardo di circa 6 ore fra l'inizio delle precipitazioni e l'incremento delle portate in galleria. Si presenta inoltre un ritardo rispettivamente di circa 9 e 12 ore fra l'inizio delle precipitazioni e l'aumento dei livelli di falda. Una risposta così veloce sia da parte della galleria che della superficie piezometrica è indice di una circolazione idrica per fessurazione, entro l'ammasso roccioso, particolarmente attiva e dovuta alle numerose fratture presenti in tutta l'area.

Interferometria SAR: Un'ulteriore tecnica di misurazione, che venne applicata tra il 25 Settembre e il 13 Ottobre 2000, è l'interferometria SAR che si basa su misure da postazioni remote che permettono di descrivere il comportamento di tutti i punti della superficie osservata, senza il bisogno della presenza di un operatore.

Il radar è un sensore che invia impulsi a microonde verso la scena osservata, registra coerentemente il segnale retrodiffuso e deriva l'informazione sulla distanza dei diversi retrodiffusori nella scena dal calcolo del ritardo temporale tra segnale inviato ed eco ricevuto. Grazie a questa tecnica è stato possibile ottenere una mappa delle deformazioni superficiali dell'area indagata con una precisione millimetrica. Questa tecnica ha consentito, attraverso misure in continuo non invasive, di definire lo stile evolutivo del movimento fornendo dati utili per un'accurata analisi spaziale e temporale del campo deformativo.

Monitoraggio fotogrammetrico: A partire dal 2011 è presente un sistema di monitoraggio basato sull'acquisizione di immagini digitali da due fotocamere. Le foto ricavate possono essere successivamente elaborate al fine di determinare, con costi ragionevoli, l'evoluzione del fenomeno franoso in atto, individuandone le fasi di accelerazione o di quiescenza. Questo sistema di monitoraggio è di tipo misto, cioè che si ha l'acquisizione automatica dei dati ma è altresì necessario l'intervento dell'operatore per la loro raccolta, in quanto non è possibile l'accesso remoto per mancanza di copertura telefonica nella zona.

4.4. Il settore di Pian de Cice

Come già precedentemente accennato, il settore di Pian de Cice ricopre un'importanza strategica sull'evoluzione della frana del Tessina. Infatti la necessità di realizzare un modello di comportamento di tale settore è fondamentale per definire la potenziale tipologia di rottura e le condizioni di stabilità dell'area. Il settore di Pian de Cice si trova nel settore orientale della frana, ad una quota compresa tra i 900 ed i 1100 metri s.l.m., in una zona soggetta ad importanti processi di denudazione (Figura 4.5).

Data l'importanza dell'estensione, ed ai possibili danni che un distacco provocherebbe, l'area è stata ampiamente studiata e dotata di sistemi di monitoraggio, soprattutto di tipo automatico.



Figura 4.5 – Visuale della frana del Tessina con indicazione del settore di Pian de Cice

4.4.1 Sistemi di monitoraggio

A partire dal 1997 furono installati tre caposaldi topografici (n.307, n.308, n.309). Nonostante il monitoraggio sia stato occasionalmente interrotto, i dati registrati dal 1997 ad oggi hanno dimostrato che questi tre parametri si muovono costantemente ad un tasso compreso tra 2,8 e 10 cm/anno, (Figura 4.6) con un andamento stagionale simile a quello osservato nel bacino di esaurimento.

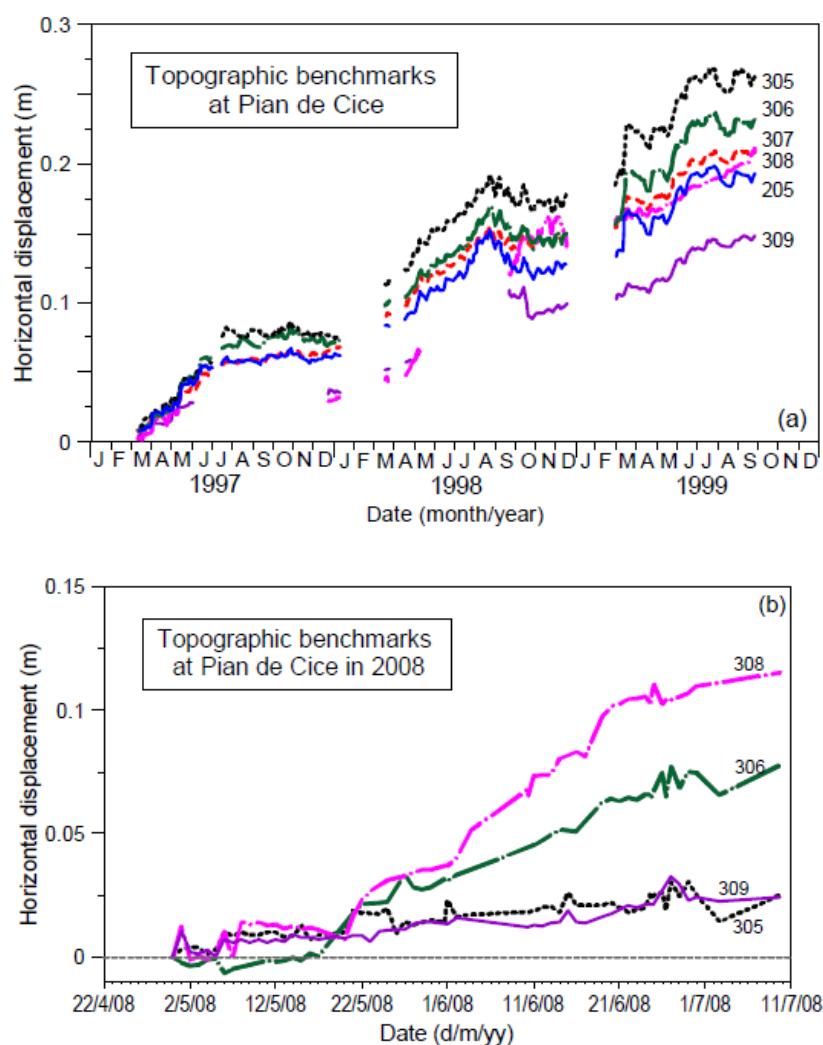


Figura 4.6 - Spostamenti registrati per alcuni riferimenti topografici a Pian de Cice nei periodi 04/03/1997–30/09/1999 (a) e 26/04/2008 – 07/07/2008 (b).

Ulteriori indagini geologiche e geotecniche furono effettuate nel 2007 per meglio definire lo stato geologico locale e la sua evoluzione cinetica in funzione delle condizioni meteorologiche [Marcato et al., 2009]. L'indagine riguardava indagini geofisiche e geomorfologiche accoppiate con misure inclinometriche e piezometriche. Da queste indagini è stato possibile ricostruire una sequenza lito-stratigrafica del blocco instabile, costituito dalla nota Formazione del Flysch di Belluno, ricoperto da spessori variabili di depositi morenici. (Figura 4.7)

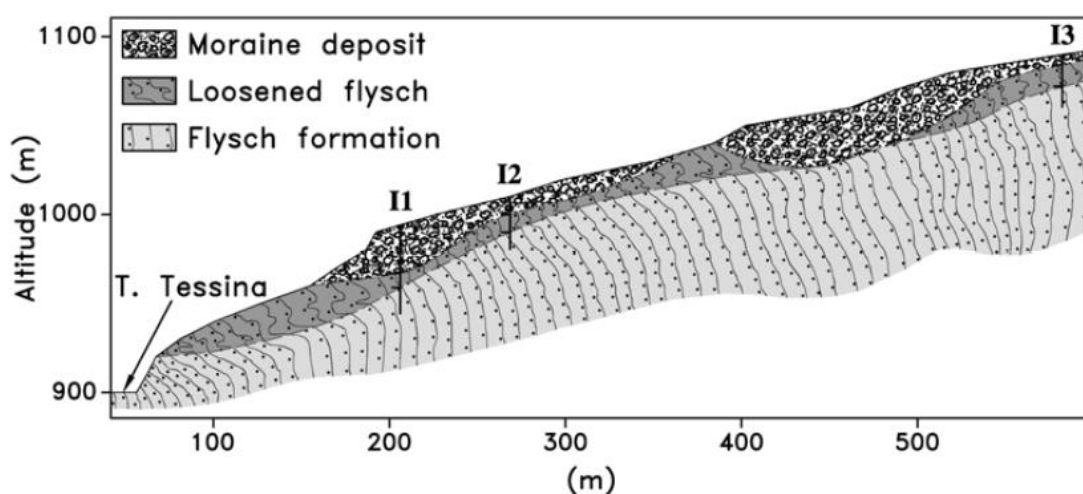


Figura 4.7 - Profilo geologico schematico del settore Pian de Cice

Per individuare eventuali superfici di scivolamento e monitorare l'entità degli spostamenti in profondità ci si è avvalsi di tre tubi inclinometrici, posizionati lungo la sezione di massima pendenza del blocco e denominati I1, I2 ed I3 (Figura 4.7). Le misure di spostamento effettuate negli inclinometri I1 e I2 hanno evidenziato chiaramente la presenza di una superficie di scorrimento posta alla profondità di 26 m e 10 m, rispettivamente, con uno spostamento annuo cumulativo di 4,5 cm e direzione N 235 rispetto al Nord. Mentre nessuna superficie di rottura è stata rilevata nel pozzo I3.

La superficie di slittamento sembra essere approssimativamente posizionata lungo il contatto tra lo strato di Flysch alterato ed i depositi morenici.

Al fine di valutare la relazione tra precipitazioni, variazioni del livello di falda e spostamenti, sono stati analizzati i dati provenienti dalla vicina stazione meteorologica di Roncadin ed dall'analisi continua del piezometro P1 (dotato di trasduttore di pressione e datalogger).

La serie di osservazioni, protratte per 10 anni (1997-2007), ha mostrato una fluttuazione del livello di falda molto lieve (0-0,5 m), registrata al contatto tra il flysch ed i depositi morenici; ciò suggerisce che c'è un rapido deflusso delle acque sotterranee in corrispondenza del piezometro P1 ed una dissipazione della pressione dei pori nel deposito morenico.

Come sottolinea Marcato et al. (2009), non vi è una correlazione affidabile tra le fluttuazioni della tavola d'acqua e gli spostamenti, e solo eventi meteorici estremi potrebbero indurre ad una instabilità dell'area.

Data quindi la difficoltà di stabilire una relazione tra il livello di falda e gli spostamenti, si reso necessario un riassetto dei sistemi di monitoraggio, mediante l'installazione di nuovi dispositivi collocati in una posizione più avanzata.



Figura 4.8 – Sonda inclinometrica (II bis) e piezometro.

Nel giugno 2012 è stata collocata una nuova sonda inclinometrica (II bis), e posta fino alla profondità di 30 m, nelle vicinanze del precedente inclinometro (II) (Figura 4.8).

Dopo 3 mesi, quando il profilo di spostamento verticale ebbe registrato chiaramente la presenza di una superficie di taglio collocata all'interfaccia tra i depositi morenici ed il Flysch, furono installate ulteriori due sonde inclinometriche (IPI1 e IPI2) ed un trasduttore di pressione (PPT1), posti rispettivamente ad una profondità di 25,5-26,5, 27,0-28,0 e 28.65 metri.

La sonda IPI2 non ha potuto produrre da subito dati per problemi elettrici, mentre la sonda IPI1 ha effettuato registrazioni con campionamento orario dal 19/09/2012 al 05/03/2014, quando ha raggiunto il limite superiore di misura a causa di un'improvvisa accelerazione della frana.

Convertendo l'angolo di inclinazione in spostamenti, con semplici relazioni trigonometriche (Figura 2.5), è stato possibile realizzare il grafico di Figura 4.9, il quale mostra lo spostamento orizzontale in funzione del tempo relativo alla sonda IPI1.

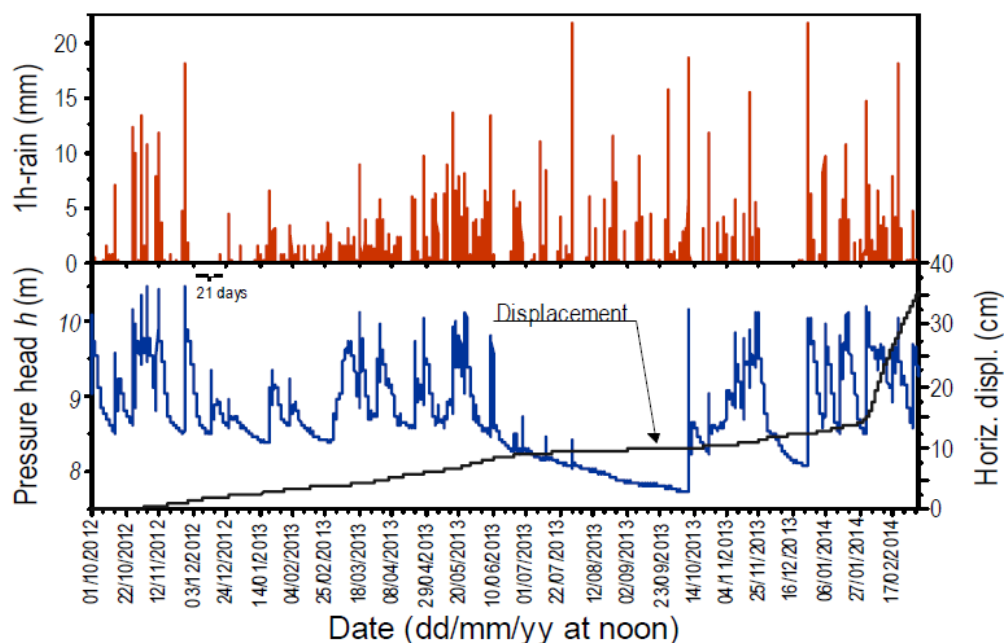


Figura 4.9- Andamenti nel tempo della pioggia oraria, dell'altezza di pressione al PPT1 e dello spostamento orizzontale misurato al IPI1 nel periodo 01/10/2012 - 05/03/2014.

Tra il settembre 2012 ed il marzo 2014 lo spostamento registrato dalla sonda IPI1 è stato di circa 35cm, con un massimo nel gennaio e febbraio 2014.

In considerazione del fatto che la sonda mostrava uno spostamento localizzato in uno spessore di 2-2,5 metri, e che la massa di terreno si comportava come un blocco quasi rigido, lo spostamento in superficie poteva essere calcolato semplicemente moltiplicando i 35 cm dello spostamento per lo spessore della superficie di taglio. Da questo deriva uno spostamento cumulativo in superficie, vicino alla sonda I1bis di circa 70-85 cm.

Per verificare la validità di questo calcolo sono stati utilizzati alcuni dati provenienti dal caposaldo B309. Tra il 21 maggio 2013 ed il 13 giugno 2013, il caposaldo ha registrato uno spostamento di 32,5 mm, e nello stesso intervallo di tempo la sonda inclinometrica IPI1 si è inclinata di 14,8 mm / m ($0,85^\circ$). Dividendo 32,5 mm per 14,8 mm/m, si ha un valore di 2,2 m, che rientra pienamente nella fascia dello spessore della zona di taglio.

Inoltre, sempre in Figura 4.9, è stata mostrata come confronto l'altezza di pioggia oraria registrata dalla vicina stazione meteorologica e dell'altezza di pressione registrata dalla sonda PPT1, pari a $h = u/\gamma_w$

In relazione al metodo di posa dell'inclinometro sopra citato, si può dire che i primi 10 metri risultano cementati, mentre la parte inferiore è a contatto con il suolo. Si può quindi presumere che il casing si comporta come un tubo aperto e la misurazione della pressione dei pori in PPT1 può essere considerata una funzione lineare della altezza della colonna d'acqua all'interno dell'intero tubo.

Di conseguenza la pressione h può essere assunta pari all'elevazione della tavola d'acqua registrata dal trasduttore, ed essendo $z_t=28,65m$ cioè la profondità della sonda PPT1 dalla superficie, la profondità della tavola d'acqua D è ottenuta da $D = z_t - h = 28.65 - h$.

Ad ogni modo si è preferito utilizzare la misurazione della pressione del PPT senza convertirla nella profondità della tavola d'acqua.

Successivamente sono stati confrontati i valori di precipitazione, ed i valori di pressione registrati dalla sonda IPI1, il confronto ha dimostrato una forte correlazione.

Esaminando solo i dati registrati durante il periodo 2013-2014, la velocità di spostamento aumenta o diminuisce in accordo alla variazione di h , mostrando valori più elevati nel periodo primaverile, confermando quanto già osservato in relazione al monitoraggio topografico (Figura 4.6)

La velocità di spostamento è stata di circa 2-5 volte superiore a quella osservata nel 1997-99 e 2007-08 in riferimento al caposaldo B309, ciò conferma chiaramente che il blocco di Pian de Cice stava accelerando.

4.5. La velocità di spostamento rispetto alla pressione dei pori e la quantità di pioggia

Prima di tutto per una corretta valutazione della velocità di spostamento si sono filtrati i dati.

Successivamente sono stati scelti quattro periodi particolarmente significativi per analizzare i rapporti tra la quantità di precipitazioni, la pressione delle acque sotterranee, e le velocità di spostamento. I periodi scelti sono i seguenti:

- 1) 24 novembre – 17 dicembre 2012;
- 2) 21 ottobre – 26 novembre 2012;
- 3) 28 febbraio – 15 aprile 2013;
- 4) 31 dicembre 2013 – 5 marzo 2014

In Figura 4.10 sono rappresentati i dati sulla quantità di precipitazione, la pressione delle acque sotterranee e la velocità di spostamento, quest'ultimo determinato come valore medio-5h su dati filtrati, per tutti i periodi selezionati.

Nel primo periodo (Figura 4.10a), si è registrato un evento piovoso rilevante (157 mm di pioggia totale in 56 ore con una intensità massima pari a 18 mm/h) dopo un periodo di 15 giorni senza precipitazioni.

Questo evento è stato utile per valutare l'effetto di un singolo evento di precipitazione, sull'evoluzione dell'intero blocco di Pian de Cice.

L'evento ha causato una rapida salita della pressione dell'acqua, e dopo 3 ore si è raggiunto il picco massimo provvisorio, di 10,5 metri. Alla conclusione dell'evento

meteorico il livello è rimasto pressoché stabile a circa 10,0 metri per circa un giorno e mezzo prima di iniziare la discesa.

Questo modello di pressione può essere legato alla presenza di due differenti fenomeni di infiltrazione:

- La rapida infiltrazione attraverso i depositi morenici, con velocità comprese tra i 10^{-4} m/s ed i 10^{-3} m/s, compatibili con un terreno ghiaioso-sabbioso
- Al termine dell'evento piovoso la falda scorreva parallelamente alla parte superiore del substrato roccioso (flysch di Belluno), probabilmente lungo percorsi meno permeabili, richiedendo così un tempo più lungo per scaricare il grande volume di acqua accumulata nella salita.

Dall'inizio dell'evento meteorico, la velocità di spostamento è gradualmente aumentata per circa 3 giorni, sia in funzione della persistenza delle precipitazioni, nonché dal fatto che l'altezza di pressione è rimasta sopra 10,0 m. L'accelerazione massima raggiunta è stata pari a $2,23 \cdot 10^{-5}$ cm/h² = 0,11 mm/giorno². Al termine della precipitazione l'altezza di pressione ha cominciato a ridursi di conseguenza, e l'accelerazione è diminuita, con un valore massimo che si è verificato 82 ore dopo il picco piovoso.

Nel secondo periodo (Figura 4.10b), si sono registrati quattro eventi di precipitazione considerati di intensità medio-alta, all'interno di un breve lasso di tempo, con intervalli di picco di 97, 98 e 156 ore. Questi quattro eventi ravvicinati possono quindi essere considerati come un unico episodio piovoso.

Le precipitazioni totali durante i quattro eventi è stata di 82 mm in 36 ore, 80 mm in 24 ore, 78 mm in 40 ore, e 149 mm in 45 ore; l'intensità massima variava tra 10 e 13 mm/h. L'altezza di pressione massima a PPT1 è stata raggiunta durante il 3° evento, anche se non corrisponde alla massima intensità, probabilmente perché ha iniziato quando la tavola d'acqua era ancora elevata.

Ad ogni modo, con l'eccezione di alcune lievi oscillazioni, l'altezza di pressione è rimasta stabile a circa 9,7 m per circa 11 giorni (da 27/10 a 7/11) e la velocità di spostamento, di conseguenza, è aumentata raggiungendo un valore massimo di 20 cm/anno.

Durante l'ultimo intervallo di precipitazione (cioè quello del 11/11/2012), il tasso di spostamento è rapidamente aumentato raggiungendo lo stesso valore di quello osservato nei tre eventi precedenti. Durante i 20 giorni in cui il tasso è stato in aumento, il tasso medio di accelerazione era $0,02 \text{ mm/giorno}^2$ ed il valore massimo è stato di circa $0,04 \text{ mm/giorno}^2$, che è circa $1/3$ del valore massimo rilevato durante il periodo compreso tra il 24 novembre ed il 17 dicembre 2012.

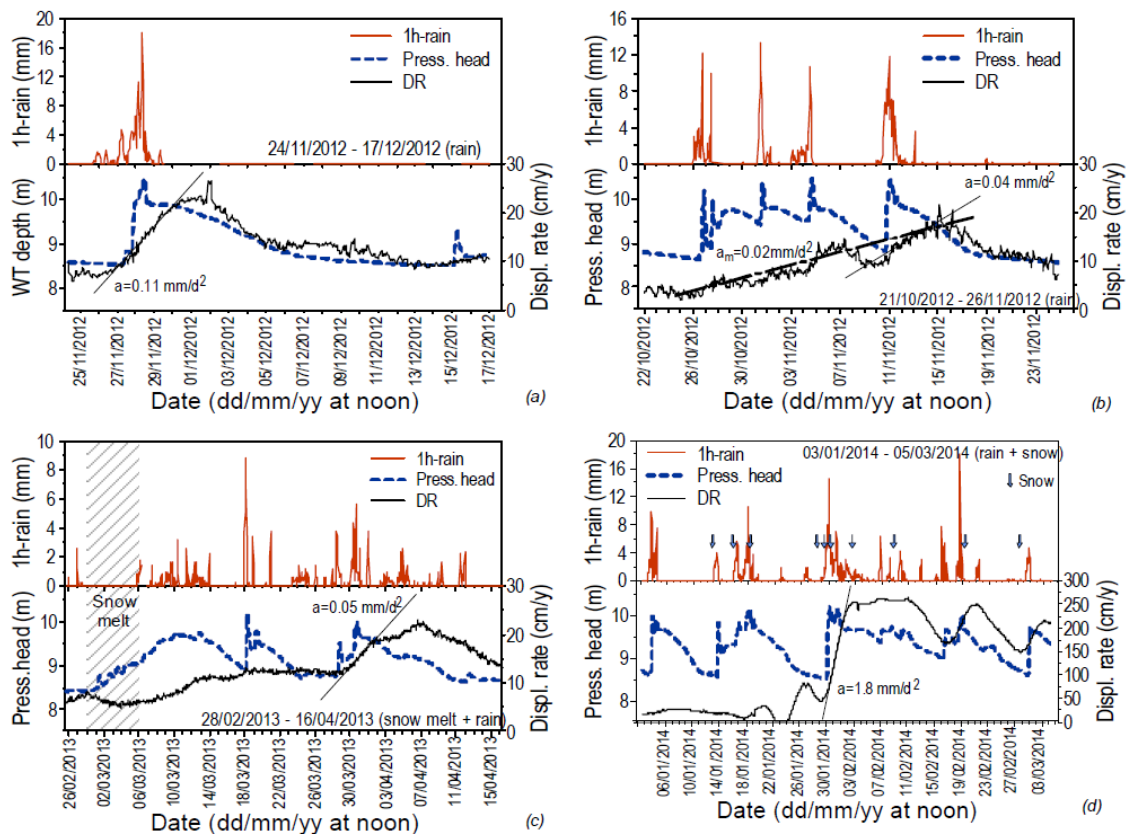


Figura 4.10 - Dettagli di Figura 4.7 per quattro periodi selezionati: a) un evento singolo di pioggia tra il 24/11/2012 e il 17/12/2012; b) quattro eventi piovosi tra il 21/10/2012 e il 26/11/2012; c) scioglimento della neve e evento piovoso a inizio primavera 2013; d) piogge prolungate all'inizio del 2014.

Il terzo periodo (Figura 4.10c) è coinciso con l'inizio di una primavera precoce. Il versante era ancora ricoperto dalla neve e nella prima decade di marzo a causa del rialzo termico dell'aria, lo scioglimento nevoso ha causato un aumento della

pressione interstiziale. Tale condizione si è verificata in assenza di precipitazioni. In quei giorni, il tasso di spostamento è apparso quasi costante e solo quando l'altezza di pressione ha superato i 9,6 m è aumentato.

Il quarto periodo (Figura 4.10d) è stato scelto a causa di una intensa pioggia di lunga durata, ma anche per un paio di precipitazioni nevose (le date sono indicate sul grafico da piccole frecce). L'effetto della neve è evidente nel modello di velocità: la neve caduta nelle notti del 28, 29 e 30 gennaio, hanno probabilmente sovraccaricato il versante contribuendo al repentino cambiamento delle velocità. Inoltre l'altezza di pressione è rimasta molto elevata per diversi giorni sia prima che dopo l'evento nevoso.

Questo ha causato uno spostamento di 25 cm per due settimane, ed ha portato ad un parziale collasso del pendio.

Successivamente la sonda IPI1 a causa dell'improvvisa accelerazione del versante, ha raggiunto il limite di misurazione e non ha più prodotto ulteriori dati.

4.6. Il modello cinematico del settore di Pian de Cice

Osservando lo schema di spostamento del settore di Pian de Cice, questo sembra essere in una fase di accelerazione, tuttavia la fase di creep è troppo breve per provocare il collasso del pendio e, di conseguenza, come l'altezza di pressione decresce (in PPT1), diminuisce anche il tasso di spostamento.

Come precedentemente visto per altri movimenti franosi, anche in questo caso si può supporre un comportamento del suolo di tipo attritivo-viscoso.

Per un pendio con una resistenza al taglio descritta in accordo con il criterio di Mohr-Coulomb, il bilancio dei momenti può essere definito come:

$$\tau - \tau_r - \tau_v = ma \quad (4.1)$$

dove:

- τ sono le sollecitazioni al taglio mobilitate = $\gamma \sin \alpha \cos \alpha$

- τ_r è la resistenza al taglio lungo la superficie di scorrimento = $c' + (\gamma - \gamma_{wh}) \cdot \cos^2 \alpha \tan \phi'$
- τ_v è la sollecitazione di taglio viscoso legato alla velocità di deformazione lungo la superficie di taglio
- γ è il peso del terreno
- α è l'angolo di inclinazione del pendio
- l è la profondità della superficie di scorrimento
- h è il livello piezometrico sulla superficie di scorrimento
- c' e ϕ' sono i parametri di resistenza di Coulomb
- m è la massa di una colonna di terreno di base 1m x 1m = $\gamma l/g$
- a è il gradiente = dv/dt .

Il modello di Bingham afferma la proporzionalità tra lo sforzo di taglio e la velocità, come di seguito descritto:

$$v = z_b \tau_v / \eta = \tau_v / \eta_d \quad (4.2)$$

dove $\eta_d = \eta / z_b$ è il coefficiente di viscosità dinamico, definito come il rapporto tra la viscosità η e lo spessore della banda di taglio.

L'equazione Vulliet-Hutter introduce una relazione di potenza tra le stesse grandezze quali:

$$v = \tau_v^b / \eta_o \quad (4.3)$$

che richiede due costanti del materiale η_o e b , che sono rispettivamente la viscosità intrinseca ed un esponente di potenza.

Introducendo l'equazione 4.3 nell'equazione del bilancio dei momenti si ha:

$$\gamma \sin \alpha \cos \alpha - c' + \gamma \cos^2 \alpha \tan \phi - \gamma_w h \cos^2 \alpha \tan \phi - (\eta \sigma v)^{1/b} = \gamma a / g \quad (4.4)$$

Il secondo termine dell'equazione 4.1 è solitamente trascurabile. Ad esempio per quanto riguarda il settore di Pian de Cice, l'aumento dell'accelerazione media è di circa $10^{-14} \div 10^{-13} \text{ m/s}^2$ ed il termine $ma = \gamma a / g$ risulta essere pari a $10^{-13} \div 10^{-12} \text{ kPa}$. L'equazione del bilancio dei momenti può essere quindi espressa come:

$$v = \eta \alpha (\gamma \sin \alpha \cos \alpha - c' + \gamma \cos^2 \alpha \tan \phi - \gamma_w h \cos^2 \alpha \tan \phi)^b \quad (4.5)$$

Poiché nel secondo termine dell'equazione 4.5, la sola quantità variabile è h , questa equazione esprime una relazione diretta tra la velocità ed il livello piezometrico alla superficie di scorrimento, che può essere calibrato sulla base dei risultati delle prove di laboratorio o misurazioni in situ.

Prima di iniziare l'analisi del rapporto tra la velocità di spostamento e la pressione interstiziale dell'acqua relativa al settore di Pian de Cice, vanno fatte alcune osservazioni preliminari.

La prima riguarda il rapido aumento dell'altezza di pressione in corrispondenza della sonda PPT1 durante l'evento piovoso osservato (Figura 4.10a). La pressione di falda ha raggiunto il suo livello minimo 3-6 ore dopo la massima intensità della pioggia, ma le variazioni di velocità durante quel breve intervallo di tempo erano trascurabili. Inoltre durante ogni evento precipitazione intensa, la pressione dei pori presentato due successive oscillazioni. Il primo avviene durante la precipitazione, ed è caratterizzato da un'elevata variazione di pressione che ha permesso di raggiungere un'altezza di pressione di 8.2-8.4 metri. La seconda inizia alla fine dell'evento meteorico ed è caratterizzata da una minore variazione di pressione, che ha portato al raggiungimento di un'altezza di pressione di circa 7.75 metri.

Questo particolare comportamento può essere spiegato in considerazione del fatto che, la rapida variazione del livello dell'acqua all'interno del tubo piezometrico, è influenzata principalmente dall'infiltrazione locale all'interno del tubo durante la

percolazione. Di conseguenza l'improvviso aumento della pressione non è legato ad un vero transito delle acque sotterranee, per cui non ha contribuito all'aumento del tasso di spostamento. Tale considerazione deve essere presa certamente in considerazione in quanto può influire sull'interpretazione dei dati. E' stata quindi fatto un filtro automatico che ha permesso di correggere i dati, come evidenziato dalla Figura 4.11

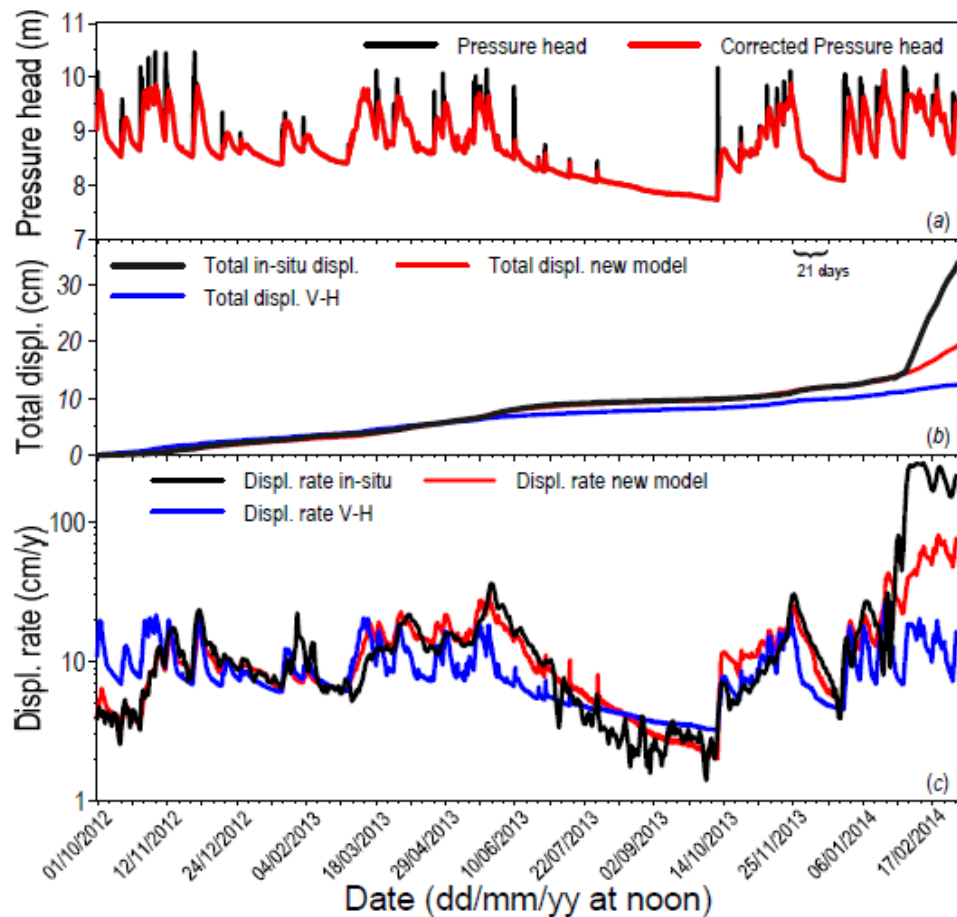


Figura 4.11 - Evoluzione nel tempo della altezza di pressione misurata e corretta (a), dello spostamento cumulato alla sonda IPII e calcolato con il modello di Vulleit-Hutter o con quello proposto (b), della velocità di spostamento determinata dalle misure o calcolata con il modello di Vulleit-Hutter o con quello proposto (c).

La seconda osservazione riguarda la selezione del modello di interpretazione più adatto. L'equazione 4.5 non si applica rigorosamente a slittamenti traslazionali planari, ma, in considerazione della sua semplice forma matematica, molti ricercatori lo hanno applicato anche a condizioni non planari. Ad ogni modo, come osserva Van Asch et al. (2007), vi possono essere delle discrepanze sui risultati dovuta alle supposizioni iniziali del modello geologico ed idrogeologico.

Inoltre bisogna dire che per quanto concerne il settore di Pian de Cice, il monitoraggio delle acque sotterranee viene eseguito da una sola sonda, per cui risulta difficile valutare l'effettiva planarità dell'infiltrazione idrica rispetto al pendio.

In più da come si evince dal profilo schematico di Figura 4.7, l'ipotesi di un scivolamento planare è alquanto forzata.

Nonostante le supposizioni poc'anzi fatte, è stato proposto un modello black-box per descrivere le relazioni tra l'altezza di pressione e la velocità di spostamento (Cola et al. 2015).

E' stato realizzato un grafico a scala doppio logaritmica dove in ascissa è stata posizionata l'altezza di pressione (h) determinata durante le fasi di salita e discesa della tavola d'acqua, ed in ordinata lo spostamento (v). I dati utilizzati sono stati scelti in modo tale da dare una precisa un'idea di come il sistema risponde in condizioni diverse.

In un grafico doppio logaritmico, i dati per soddisfare una relazione come quella dell'equazione 4.5 si dovrebbero giacere su una linea. Se tale condizione fosse verificata, significherebbe che il movimento franoso si comporterebbe come descritto dal modello di Vulliet-Hutter, confermando l'applicabilità di un modello viscoso del materiale al rapporto $v-h$.

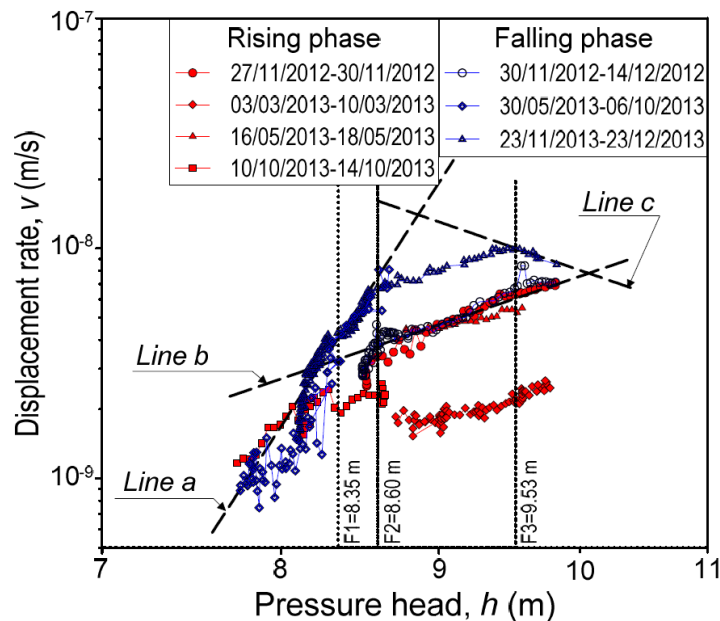


Figura 4.12 - Velocità di spostamento in relazione all'altezza di pressione in alcune fasi di salita e discesa della falda.

Nel caso in esame, i dati non si adattano a questa condizione, probabilmente a causa della discrepanza tra la morfologia della frana, il corrispondente comportamento idrogeologico e l'assunzione di una superficie di rottura planare, come spiegato precedentemente.

Tuttavia in Figura 4.12 si possono riconoscere alcuni tratti singolari. Possiamo, in particolare, individuare tre orientamenti specifici, etichettati in figura con linee di tipo a, b, c.

Il tratto di dati da un segmento ad un altro, che si sviluppa in continuità, seguendo la fase di caduta nel periodo 23/11/2013 - 23/12/2013, può essere preso come esempio per verificare che i dati si allineano paralleli alle linee c, b ed a, in sequenza.

Il passaggio da un segmento a quello successivo avviene quando l'altezza di pressione scende al di sotto di due soglie specifiche:

- Soglia F3: individua il passaggio dalla linea c alla linea b
- Soglia F2: individua il passaggio dalla linea b alla linea a

Per la fase di salita (ovvero i dati che si riferiscono all'intervallo 10/10/2013-14/10/2013), i punti di misurazione sono situati su due segmenti separati dalla soglia F1: se h è inferiore F1, il segmento è orientato come linea a, altrimenti il segmento è parallela alla linea b.

È importante notare che l'orientamento del segmento è fisso mentre i segmenti cambiano posizione secondo la storia precedente di accelerazione della frana: infatti, i dati relativi alle fasi crescenti corrispondenti ai vari eventi, si trovano su differenti segmenti paralleli.

Inoltre, a differenza da quanto dimostrato da Van Asch et al. (2007) la velocità in fase caduta della tavola d'acqua è generalmente superiore a quella corrispondente alla sua risalita. Questo effetto può essere collegato alla morfologia del substrato roccioso flyschoidale, che forma una depressione isolata nella parte superiore del pendio in cui la falda si accumula e ristagna durante l'evento piovoso, poi lentamente drena verso la parte inferiore.

Ciò può giustificare la quantità di tempo che l'altezza di pressione impiega per tornare ai valori minimi dopo il termine dell'evento piovoso, e l'esistenza di un periodo caratterizzato da un contemporaneo aumento nel tasso di spostamento e della caduta dell'altezza pressione.

Un'attenta analisi dei dati indica che, se l'altezza di pressione non ha precedentemente superato la soglia F3 ($h < F3$) nelle fasi caduta, la velocità ripercorre lo stesso segmento di tipo b seguita nella fase di salita. Altrimenti, segue un segmento di tipo c fino a raggiungere la soglia F3, con una vera e propria accelerazione della frana.

Infatti, quando l'altezza di pressione scende al di sotto della soglia F3, la velocità segue un nuovo segmento di tipo b, parallela a quella seguita nella fase di salita, ma situato al di sopra di esso, con una risposta isteretica. Inoltre se l'altezza di pressione scende superando la soglia F2, ancora una volta il tasso di movimento segue un segmento di tipo a, parallelo e situato al di sopra del segmento di tipo a durante la fase di risalita.

Per riprodurre questo comportamento molto complesso, è stato proposto un algoritmo basato su tre relazioni fondamentali $v-h$:

$$1) \text{ Linea tipo a: } v_a = \eta_a h^{b_a} \quad (5.6)$$

$$2) \text{ Linea tipo b: } v_b = \eta_b h^{b_b} \quad (5.7)$$

$$3) \text{ Linea tipo c: } v_c = \eta_c h^{b_c} \quad (5.8)$$

Con gli esponenti b_a , b_b e b_c ottenuti mediante la calibrazione dei dati, mentre i valori η_a , η_b , η_c devono essere assegnati in relazione all'altezza di pressione (h_i) e le condizioni di salita e discesa dell'altezza di pressione.

Il modello black-box sviluppato, consiste in sette parametri: gli esponenti b_a , b_b e b_c le soglie F1, F2 ed F3 e l'iniziale tasso di spostamento v_o . Una buona descrizione del modello di velocità è stato trovato con i seguenti valori:

- $b_a = 20.7$, $b_b = 4.6$ e $b_c = -4.6$;
- F1 = 8.35 m, F2 = 8.60 m e F3 = 9.53 m;

assumendo v_o come valore iniziale di v all'inizio della simulazione.

Come si può vedere in figura 4.11c il modello di velocità determinata dal modello proposto viene confrontato con la misura in situ. La corrispondenza dei valori sembrava essere molto buono, dal momento che il modello riproduce fedelmente i valori massimi di v dei principali eventi di pioggia e prende in considerazione l'aumento di v nelle fasi di disidratazione

Il modello prevede inoltre il graduale aumento di velocità che è stato osservato nel corso delle osservazioni, nonché i periodi di accelerazione finale, anche se il tasso di spostamento durante quest'ultima fase, cioè avvicinandosi al crollo parziale, non corrisponde esattamente alle misurazioni.

Ad ogni modo il modello non descrive molto bene gli effetti dovuti alla presenza di neve e del suo scioglimento.

La figura 4.11b mostra una corrispondenza molto soddisfacente anche tra gli spostamenti totali misurati con la sonda IPI1 ed il modello elaborato.

Inoltre, al fine di esaminare ulteriormente le differenze tra questo modello ed il classico modello a comportamento viscoso, sono stati selezionati una serie di brevi

intervalli, in cui i valori di v ed h sono quasi costanti, e sono stati calcolati i loro valori medi durante ogni intervallo.

I dati medi sono quindi descritti in grafico a scala doppio logaritmica (spostamento/altezza di pressione) (figura 4.13), suddivisa in 5 gruppi:

- 1) i dati relativi alla crescita di pressione per gli eventi che si verificano dopo il novembre 2012;
- 2) gli intervalli di caduta molto lunghi che si verificano dopo il novembre 2012;
- 3) i dati di una situazione intermedia, ossia a metà tra l'iniziale fase di risalita e quella di discesa verificati solo nella primavera del 2013;
- 4) i dati per il periodo da scioglimento della neve che si è verificato nella primavera del 2013;
- 5) i dati riferiti ai primi 2 mesi durante i quali sono state registrate le misure (prima del novembre 2012)

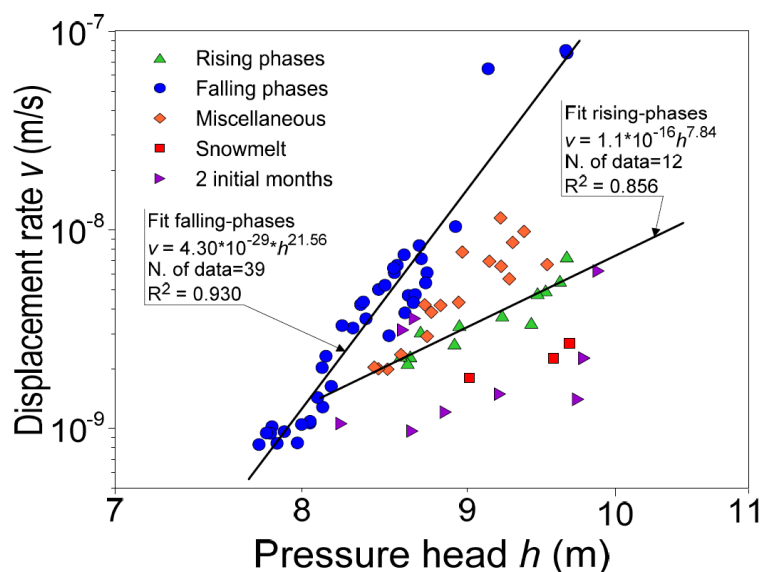


Figura 4.13 - Velocità di spostamento in relazione all'altezza di pressione in PPT1 mediate in alcuni intervalli selezionati

Tale suddivisione è stata utilizzata con l'intento di esaminare se il rapporto $v - h$ è influenzato da fattori significativi, in particolare l'effetto dello scioglimento delle nevi o se il tasso di movimento era eccessivamente basso durante il periodo

immediatamente dopo la messa in posa dell'inclinometro, in quanto l'aderenza tra il casing ed il foro non era perfetta.

È evidente che una linea di regressione unica non poteva interpolare tutti i dati e solo due serie di dati (quelle relative alla salita e discesa della tavola d'acqua) sembrano essere ben rappresentato dalle seguenti equazioni:

$$\begin{aligned}
 - \text{fitting per la fase di risalita: } v_a &= 1.1 \cdot 10^{-1} h^{7.8} \\
 & (r^2=0.856) \qquad (4.9)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 - \text{fitting per la fase di discesa: } v_a &= 4.3 \cdot 10^{-29} h^{21.56} \\
 & (r^2=0.930) \qquad (4.10)
 \end{aligned}$$

Il tasso di spostamento previsto tramite l'equazione 4.9 e gli spostamenti cumulativi relativi sono, rispettivamente, illustrati in Figura 4.11b e 4.11c e confrontati con i dati sperimentali e la previsione del nuovo modello proposto. È evidente che i tassi prevedibili con l'equazione 4.9 sono all'interno della gamma dei dati misurati, ma variano entro due valori limite che rimangono costanti durante tutto il periodo di monitorato, o conseguentemente a più eventi di pioggia, poiché le equazioni 4.9 e 4.10 sono basati su un rapporto oggettivo tra v e h . La velocità è quindi leggermente sovrastimata nel primo periodo e notevolmente sottovalutata nell'ultimo. È inoltre evidente che è quasi impossibile riprodurre contemporaneamente i rami di salita e di discesa.

D'altra parte, l'equazione 4.10, sovrastima notevolmente la velocità durante l'intero periodo monitorato: la curva relativa non è rappresentata in Figura 4.11c perché non rientra nella gamma per lunghi intervalli. Di conseguenza, lo spostamento totale calcolato usando l'equazione 4.10 risulta circa 5 volte superiore a quello misurato, ed un modello basato su questa equazione è assolutamente inadeguato per riprodurre il comportamento temporale del settore di Pian de Cice.

4.7. Conclusioni

La frana del Tessina è una frana complessa, che è attiva da oltre 50 anni. La sua evoluzione è tipica delle formazioni flyschoidi, largamente diffuse nell'area dell'Alpago, e caratterizzata da scivolamenti roto-traslazionali medio-grandi.

Con l'installazione di un nuovo e più sofisticato sistema di monitoraggio, capace di registrare i dati in continuo, è stato possibile misurare la pressione della falda freatica e dello spostamento localizzato nel settore di Pian de Cice.

I dati finora raccolti però risultano particolarmente difficili da interpretare in quanto non sembra esserci alcuna chiara relazione tra le tre variabili fondamentali: precipitazioni, variazione di pressione delle acque sotterranee, e la velocità di spostamento. Ciò può essere dovuto a vari fattori, tra i quali la variabilità delle acque sotterranee durante le varie fasi di precipitazione.

Il risultato principale è che la frana del fianco laterale è in continuo movimento ad una velocità variabile che raggiunge un valore minimo di 2 cm/anno nella stagione secca, ma può aumentare di 10-100 volte a seguito di precipitazioni.

I dati sono stati provvisoriamente interpretati con l'ausilio di un modello black-box, ed i risultati sono stati confrontati con quelli ottenuti utilizzando l'equazione di Vulliet-Hutter per il comportamento viscoso del suolo. Sono stati selezionati tre importanti valori di soglia per il livello della falda, separando differenti risposte idro-meccaniche che si verificano con l'aumentare ed il diminuire della pressione dei pori del suolo, dopo un periodo di pioggia.

L'approccio è tutt'altro che semplice, ma, escludendo l'influenza del carico nevoso che annualmente può gravare sulla frana, il modello sembra essere in grado di descrivere la risposta asincrona del tasso di spostamento rispetto all'aumento/diminuzione della pressione della falda freatica, e la graduale accelerazione della massa di terreno osservata durante i periodo piovosi prolungati o intensi.

5. Relazione tra la velocità di spostamento e variazione di falda per la frana di Alverà

5.1. Premessa

Come ultima analisi è stato effettuato un primo tentativo di correlare l'altezza della tavola d'acqua con la velocità di spostamento per la frana di Alverà.

L'assetto geologico e geomorfologico della frana è già stato introdotto nel Capitolo 3.5.1, così come il sistema di monitoraggio utilizzato.

Lo scopo della presente analisi è quello di verificare la possibile correlazione che intercorre tra le fluttuazioni della tavola d'acqua (e di conseguenza della pressione dei pori) con il tasso di spostamento della frana.

5.2. Il set di dati

Le misurazioni sono state effettuate presso il foro di sondaggio denominato S5 (Figura 3.3a), posizionato poco a nord del nucleo abitativo di Alverà, ove sono stati installati un inclinometro, un estensimetro a filo ed un piezometro.

La scelta di questo foro di sondaggio è dipesa principalmente dalla bontà dei dati registrati, in quanto la risposta degli estensimetri durante il periodo di gelo porta ad errori di misura. In quanto in corrispondenza del periodo fra febbraio e marzo la parte superficiale del terreno ghiaccia. Infatti le infiltrazioni d'acqua derivanti dallo scioglimento della neve, oltre ad alimentare la falda freatica, arricchiscono il contenuto d'acqua dello strato superficiale che gela a causa della temperatura ancora rigida, soprattutto nelle ore notturne. Questo comporta un rigonfiamento di questo strato al quale è ancorata la puleggia ed il dispositivo di misurazione, con conseguente registrazione di una trazione del filo e misura di un valore di deformazione positivo. Terminata la fase di scioglimento della neve e grazie alla temperatura più mitigata del periodo successivo, entro aprile, la situazione ritorna nelle condizioni iniziali con conseguente misurazione di un valore di deformazione relativa negativa da parte dello strumento. Tale comportamento è visibile per tutti i sondaggi.

Ai fini dello studio, per le motivazioni esposte in precedenza, si ritengono quindi affidabili i dati del sondaggio S5, la cui affidabilità è confermata da misurazioni di lunga data (Figura 5.1).

Inoltre, per completezza, sono stati registrati i parametri climatici tramite una centralina posta a poca distanza dall'area di frana (Figura 5.1).

I dati si riferiscono ad un periodo temporale che va dal 01/01/1994 al 01/06/1996, con un'interruzione della registrazione tra il 18/07/1994 ed il 02/08/1994 e tra il 05/08/1994 ed il 13/09/1994. L'acquisizione del sistema automatico è effettuata ogni 12h, mentre i dati forniti sono il risultato della media giornaliera.

5.3. La velocità di spostamento rispetto alla variazione della tavola d'acqua

Prima di tutto bisogna dire che non è stato effettuato nessun filtraggio dei dati di partenza.

Successivamente sono state calcolate le velocità giornaliere, attraverso la lettura dei dati dell'estensimetro, correggendo a zero le eventuali velocità negative (Figura 5.2)

Le velocità negative sono dovute dal fatto che con particolari configurazioni della superficie di rottura e cinematismi del corpo in frana, può verificarsi che il tratto di filo in trazione risulti inferiore nel tempo, evidenziando una deformazione all'apparenza negativa, ma in realtà, data la continuità e l'entità dei valori misurati, indice di un lento ma costante movimento.

Inoltre sono stati eliminati alcuni valori di velocità relativi alle date del 16/09/1994 e 16/09/1994 in quanto non rappresentativi della reale velocità giornaliera. Infatti il valore calcolato era riferito a tutto il periodo in cui le misurazioni erano state interrotte, quindi una velocità cumulata e non alla velocità giornaliera.

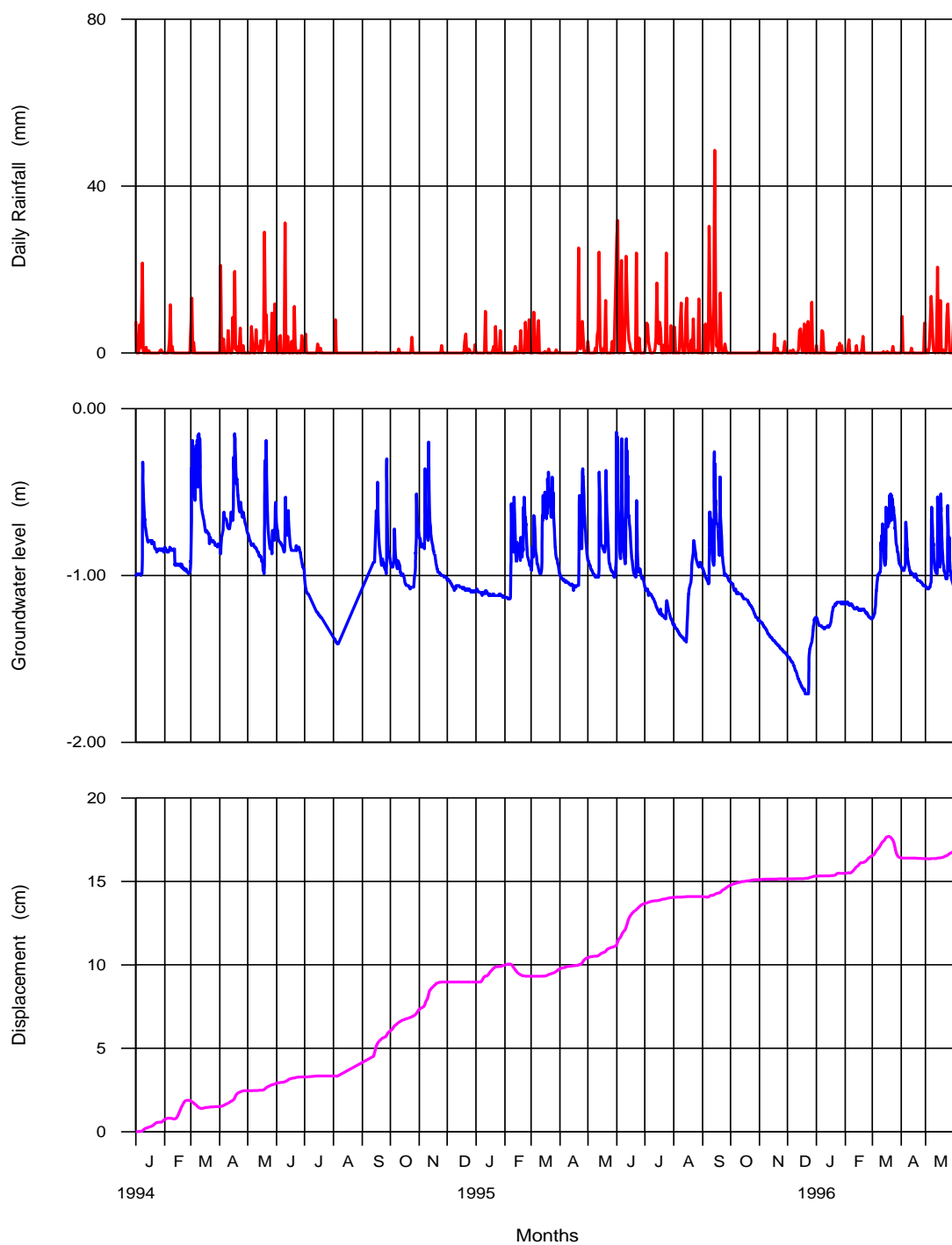


Figura 5.1 - Piovosità giornaliera, livello di falda e deformazione durante il periodo gennaio 1994 - maggio 1996 (sondaggio S5).

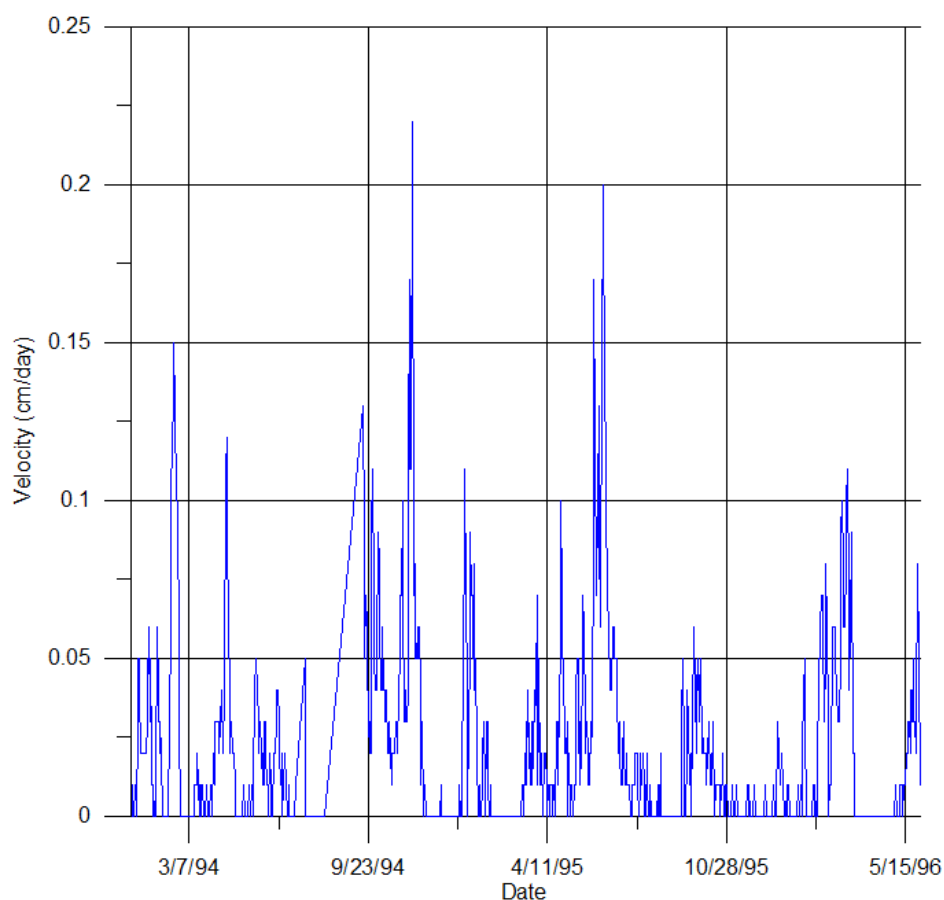


Figura 5.2 – velocità registrata nel sondaggio S5 durante il periodo gennaio 1994 - maggio 1996.

Sono stati presi in considerazione 4 periodi in cui vi sono stati degli eventi piovosi significativi, i quali hanno prodotto un innalzamento della tavola d'acqua ed un conseguente aumento della velocità del corpo di frana.

- a) 14 aprile 1994 – 22 aprile 1994
- b) 23 aprile 1995 – 01 maggio 1995
- c) 09 giugno 1995 – 20 giugno 1995
- d) 26 maggio 1996 – 01 giugno 1996

Tutti i periodi sono stati scelti in concomitanza con i mesi primaverili inoltrati. Questa scelta è dipesa dal fatto che nei mesi invernali e inizio primaverili è in atto lo scioglimento delle nevi che alimentano in modo sporadico la falda sottostante, e di conseguenza un tasso di spostamento pulsante e non continuo, rendendo di difficile interpretazione i dati.

Il primo periodo è caratterizzato da un evento piovoso che si è protratto per 5 giorni consecutivi, con un'intensità massima giornaliera di 19,6 mm (Tabella 5.1). L'evento ha causato un rapido innalzamento della tavola d'acqua, per poi ridiscendere. La velocità massima è stata registrata il giorno dopo l'evento del picco piovoso.

Il secondo periodo di nove giorni (Tabella 5.2), vede quattro giorni consecutivi di precipitazioni, in cui l'innalzamento della falda non è repentino ma graduale, per poi ridiscendere in modo altrettanto graduale. La velocità massima è stata registrata il giorno successivo al massimo evento piovoso.

Nel terzo periodo i giorni piovosi consecutivi sono stati 9, con un valore massimo di 23,2 mm ed una quantità totale di precipitazione di 59 mm (Tabella 5.3). Anche in questo caso c'è stato un repentino aumento della tavola d'acqua con una conseguente discesa più blanda, e la velocità massima registrata il giorno seguente il picco piovoso.

Il quarto periodo della durata di una settimana, ha visto tre giorni consecutivi di pioggia, con un massimo di 10 mm/giorno, successivamente due giorni secchi ed un evento di 0,2 mm/giorno (Tabella 5.4). L'innalzamento della tavola d'acqua è stato repentino, e la massima velocità di spostamento si è registrata con la massima elevazione della falda (Figura 5.3)

Data	Spostamenti S5 (cm)	GWL S5 (m)	Precipitazioni (mm)	Temperatura (°C)	Velocità (cm/d)
14/04/1994	1,84	-0,65	0	2,87	0,02
15/04/1994	1,88	-0,51	8,6	0,74	0,04
16/04/1994	1,92	-0,28	1,2	1,59	0,04
17/04/1994	2,03	-0,21	19,6	3,22	0,11
18/04/1994	2,15	-0,38	0,8	4,38	0,12
19/04/1994	2,24	-0,44	1,6	2,81	0,09
20/04/1994	2,3	-0,5	0	5	0,06
21/04/1994	2,34	-0,57	0	4,86	0,04
22/04/1994	2,36	-0,61	2	5,29	0,02

Tabella 5.1 – Valori registrati tra il 14/04/1994 ed il 22/04/1994

Data	Spostamenti S5 (cm)	GWL S5 (m)	Precipitazioni (mm)	Temperatura (°C)	Velocità (cm/d)
23/04/1995	10,03	-0,72	1	8,58	0,01
24/04/1995	10,07	-0,66	4,2	5,45	0,04
25/04/1995	10,12	-0,38	7,6	2,26	0,05
26/04/1995	10,22	-0,49	3,8	2,75	0,1
27/04/1995	10,29	-0,64	0	4,29	0,07
28/04/1995	10,34	-0,75	0,4	5,25	0,05
29/04/1995	10,39	-0,81	0	7,16	0,05
30/04/1995	10,41	-0,88	0	7,45	0,02
01/05/1995	10,43	-0,91	2,8	6,8	0,02

Tabella 5.2 – Valori registrati tra il 23/04/1995 ed il 01/05/1995

Data	Spostamenti S5 (cm)	GWL S5 (m)	Precipitazioni (mm)	Temperatura (°C)	Velocità (cm/d)
09/06/1995	12,04	-0,9	0	9,97	0,06
10/06/1995	12,11	-0,54	9,8	7,5	0,07
11/06/1995	12,25	-0,38	23,2	7,82	0,14
12/06/1995	12,45	-0,47	13	5,61	0,2
13/06/1995	12,64	-0,6	6,4	6,3	0,19
14/06/1995	12,78	-0,67	3	6,54	0,14
15/06/1995	12,89	-0,75	2,2	7,75	0,11
16/06/1995	12,99	-0,84	0,6	7,82	0,1
17/06/1995	13,06	-0,91	0,6	9,57	0,07
18/06/1995	13,12	-0,95	0,2	11,25	0,06
19/06/1995	13,18	-0,98	0	13,51	0,06
20/06/1995	13,22	-1	0	15,95	0,04

Tabella 5.3 – Valori registrati tra il 09/06/1995 ed il 20/06/1995

Data	Spostamenti S5 (cm)	GWL S5 (m)	Precipitazioni (mm)	Temperatura (°C)	Velocità (cm/d)
26/05/1996	16,75	-1,04	0,8	11,34	0,02
27/05/1996	16,78	-0,88	7,6	7,99	0,03
28/05/1996	16,86	-0,84	10	7,76	0,08
29/05/1996	16,91	-1	0	9,85	0,05
30/05/1996	16,96	-1,05	0	12,22	0,05
31/05/1996	16,97	-1,09	0,2	15,39	0,01
01/06/1996	16,98	-1,1	0	16,12	0,01

Tabella 5.4 – Valori registrati tra il 26/05/1996 ed il 01/06/1996

Dalla figura 5.3 si può notare come gli andamenti delle quattro fasi siano molto simili tra di loro. Tale andamento è analogo a quello registrato da Matsuura (2008) (Figura 1.9 c1 e Figura 1.16) dove mette in relazione la velocità di spostamento e la pressione dei pori.

E' quindi presumibile pensare che anche nel caso della frana di Alverà questo sia dovuto all'inerzia del corpo in movimento che mantiene la propria velocità di spostamento anche quando la tavola d'acqua, e di conseguenza la pressione dei pori, diminuiscono. Suddetta teoria è supportata dal fatto che vengono registrati degli spostamenti anche quando non vi sono fenomeni di precipitazione per molti giorni consecutivi, anche nei periodi estivi, in cui non vi è scioglimento delle nevi. Si può notare come in Figura 5.4 per un periodo che va dal 20/09/1995 al 31/10/1995, si sono registrati solamente 6 eventi piovosi, con 34 giorni consecutivi senza precipitazioni, in cui la tavola d'acqua è calata gradualmente. Durante questo periodo la frana ha continuato il suo lento spostamento, nonostante l'assenza di precipitazioni, che è andato progressivamente ad esaurirsi.

In accordo con quanto visto da Angeli et. al. (1996) sul comportamento della frana, dove il movimento si arresta solo quando la pressione dei pori raggiunge la soglia inferiore (l.t.).

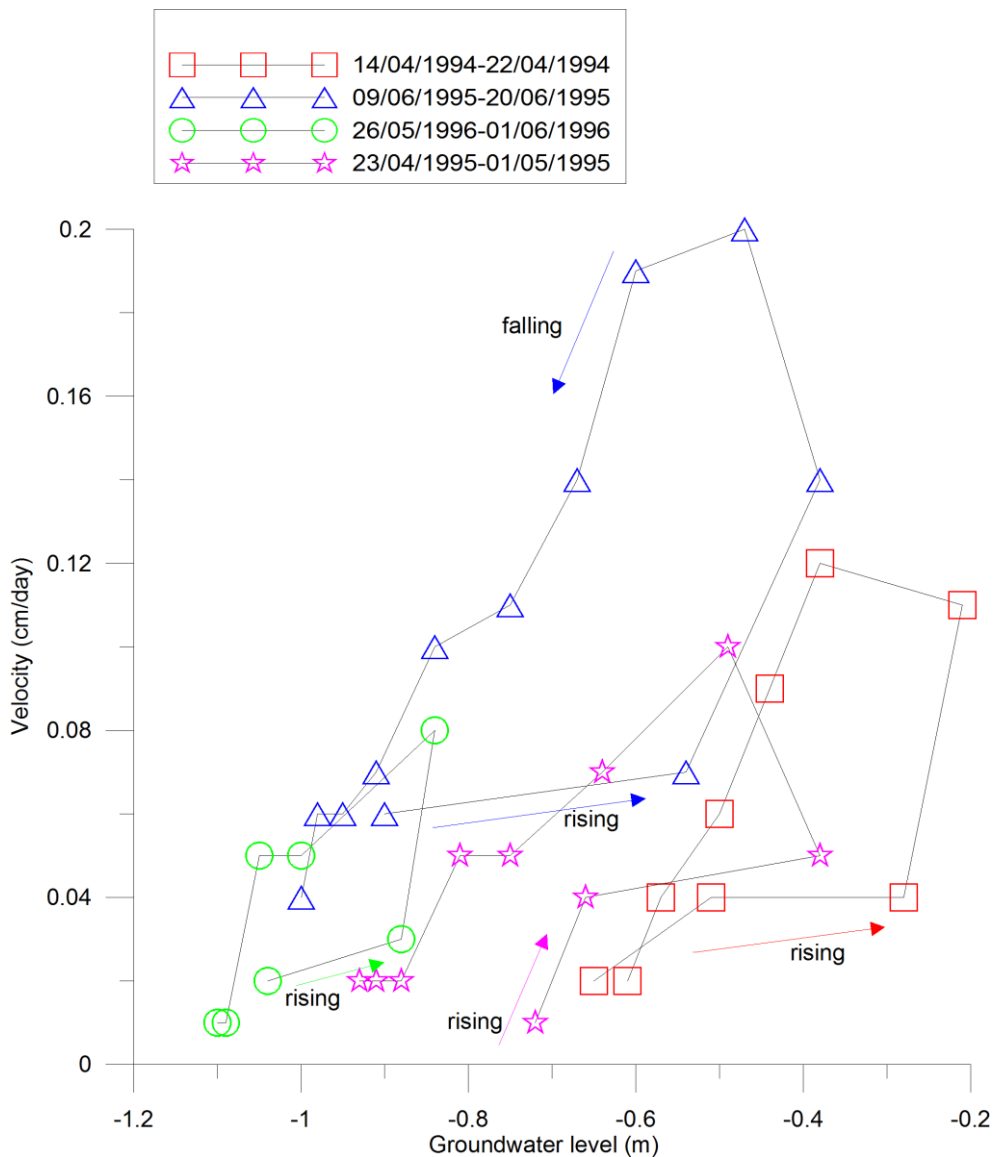


Figura 5.3 – Relazione tra velocità di spostamento e variazione della tavola d'acqua per alcune fasi di salita e discesa della falda

Successivamente si è notato sempre attraverso la Figura 5.3 un allineamento delle fasi di discesa per gli eventi del 09/06/1995-20/06/1995 e 26/05/1996 – 01/06/1996. Si è quindi cercata una possibile relazione che lega le fasi di discesa con la velocità di spostamento.

Per il periodo preso in considerazione (gennaio 1994 –giugno 1996) si sono trovate alcune fasi di discesa che seguivano lo stesso allineamento (Figura 5.5 simboli

vuoti). La correlazione tra questi dati è stata molto alta, con $R^2 = 0,90$. Bisogna precisare che sono state selezionate solo determinate fasi di discesa, considerate le più rappresentative, mentre senza un'opportuna selezione la correlazione non si sarebbe trovata.

Sempre in Figura 5.5 si sono inserite alcune fasi di risalita (simboli pieni), per evidenziare il loro andamento. Per quanto riguarda la risalita non sono stati individuati andamenti caratteristici o correlazioni particolari. Solitamente la risalita è abbastanza repentina dopo un evento meteorico e non sempre una risalita della falda è legata ad un movimento della frana.

5.4. Conclusioni

La frana di Alverà è una delle frane più studiate e con un set di dati di misura di quasi 9 anni. I dati utilizzati nel presente lavoro si riferiscono alla strumentazione alloggiata in corrispondenza del foro di sondaggio S5 e costituita da un inclinometro, un piezometro ed un estensimetro.

E' importante sottolineare che i dati grezzi ottenuti dall'estensimetro presentano, in alcuni periodi, delle velocità di spostamento negative, che fisicamente non hanno nessun significato, in quanto indicherebbero un movimento della frana verso monte. Queste, in realtà, possono essere addotte ad errori di misurazione dello strumento, in particolare in seguito al fenomeno di congelamento e scongelamento del terreno, già discusso nel precedente paragrafo.

Per questo motivo, i dati relativi all'estensimetro sono stati così elaborati: dai valori degli spostamenti giornalieri si sono calcolate le velocità (come differenza tra il valore ad un determinato giorno e quello al giorno precedente); successivamente, le velocità che sono risultate negative sono state poste uguali a zero (supponendo che, quando lo strumento registrava movimenti verso monte, in realtà la frana era stabile).

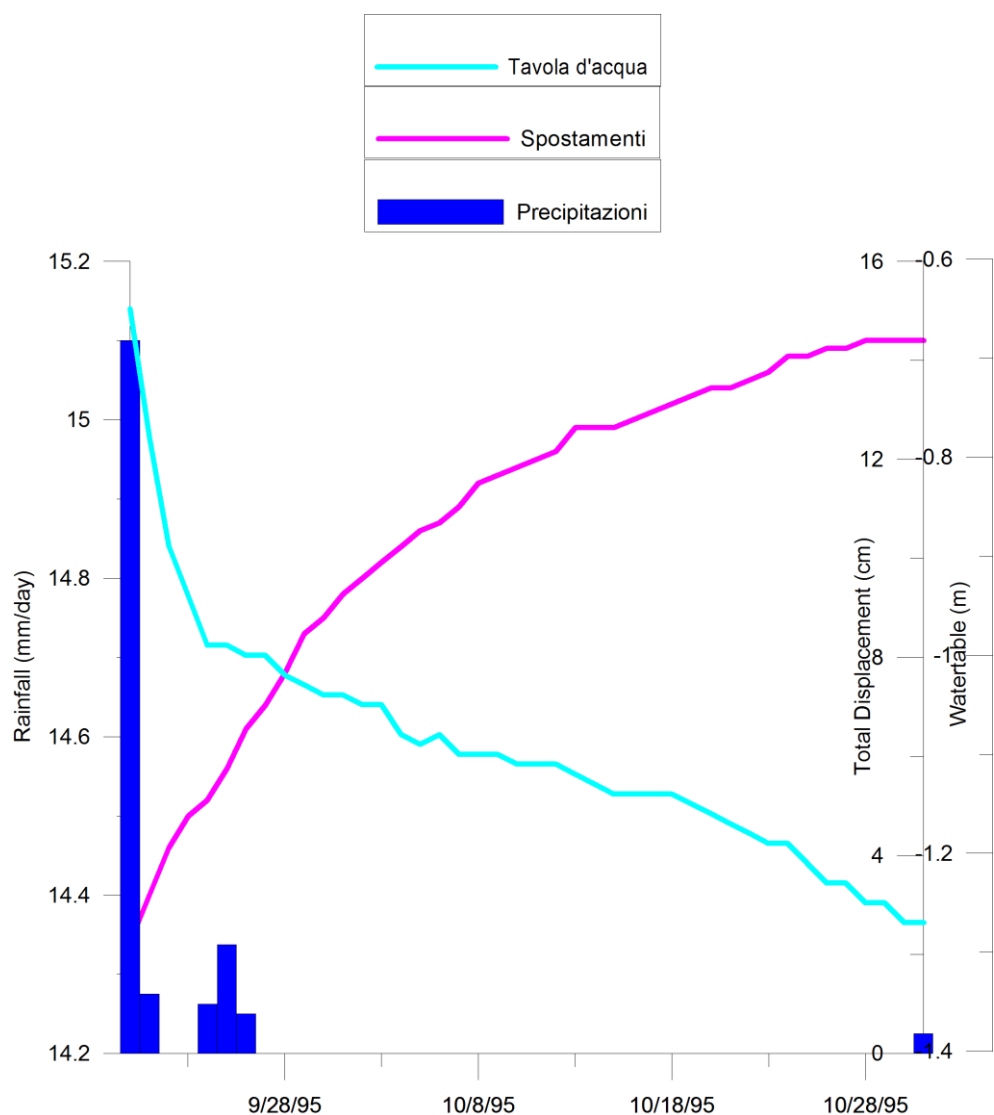


Figura 5.4 – Valori di precipitazione, spostamenti e tavola d’acqua registrati presso il sondaggio S5 nel periodo 20/09/1995-21/10/1995

Si è quindi proceduto a correlare la velocità di spostamento della frana con la variazione del livello di falda, tramite alcune fasi selezionate.

L’andamento delle fasi di risalita e discesa presentano una forma caratteristica, con la parte superiore della curva “rigonfia”, che può essere spiegata come conseguenza dell’inerzia della frana che mantiene la propria velocità di spostamento anche quando la falda si abbassa.

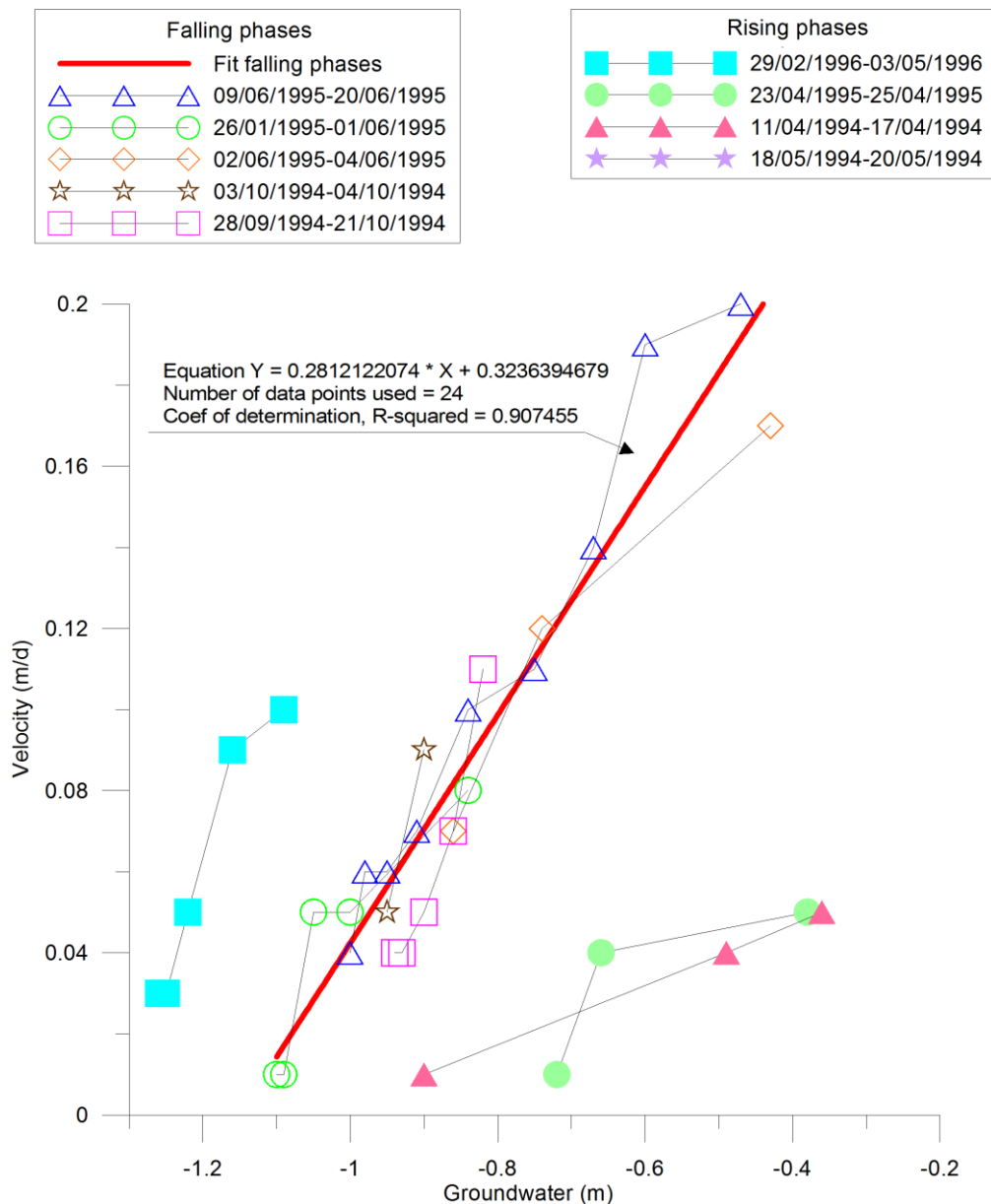


Figura 5.5 – Relazione tra velocità di spostamento e variazione della tavola d'acqua per alcune fasi di salita e relativa retta di interpolazione, e di discesa.

Inoltre si è cercata una possibile correlazione nella fase di discesa, e quella di risalita. Si è vista solamente una possibile correlazione per la fase di discesa, mentre non si è notata nessuna correlazione per la fase di risalita.

Ad ogni modo la correlazione trovata non è molto evidente se messa in relazione a tutto il set di dati, inoltre è stato analizzato un periodo temporale abbastanza ristretto (circa due anni e mezzo).

Per giungere ad un risultato di correlazione più attendibile, bisognerebbe analizzare un periodo temporale più ampio e con un set di dati non affetto da possibili errori di misurazione. Inoltre un confronto tra il comportamento delle variazioni di velocità rispetto all'altezza di falda, nelle diverse posizioni della frana, eseguito nello stesso intervallo di tempo, potrebbe fornire una maggiore comprensione sul comportamento della frana.

6. Conclusioni

L'obiettivo principale di questa tesi è stato quello di studiare la relazione tra il movimento franoso e le sue cause, in particolare quello che lega l'evento meteorico e l'innalzamento della pressione dei pori, nonché alcuni modelli di comportamento cinematico delle frane a movimento lento.

Sono state scelte come esempio alcune frane lente, tra le più famose e studiate dai vari Autori, al fine di fornire una rappresentazione quanto più ampia sia dal punto di vista geologico-geotecnico che climatico. Per lo studio dei movimenti franosi sono stati presentati dei modelli matematici che tengono conto dei vari parametri fondamentali, tra cui le precipitazioni, la variazione della pressione della falda freatica ed il comportamento viscoso del terreno. Si è posta particolare attenzione alla frana del Tessina ed al settore cosiddetto di Pian de Cice, per studiarne la sua possibile evoluzione.

Tra caratteristiche comuni che si sono riscontrate nelle frane lente, oltre alla velocità di spostamento, sono il loro sviluppo in terreni a grana fine. Si muovono su una superficie di scorrimento che si attiva ciclicamente nei periodi di risalita della falda, ed il movimento è in gran parte controllato dalle fluttuazioni delle pressioni dei pori. Si è visto che un evento meteorico costante e prolungato provoca una maggiore variazioni di pressione dei pori rispetto ad un evento breve ed intenso. Si ritiene che le piogge intense siano causa di frane superficiali, mentre quelle prolungate ma poco intense siano causa di frane con superficie di scorrimento profonda.

Dalla letteratura esaminata è emerso che un sistema di monitoraggio automatizzato, ha permesso in genere di fornire una maggior precisione nella raccolta dei dati sia a livello temporale che spaziale, e procedere ad una miglior correlazione tra i dati stessi. Le dinamiche che controllano queste frane sono state studiate combinando molteplici approcci interdisciplinari tra cui la geologia, geomorfologia, geotecnica e geomatica. Senza un tale approccio ai meccanismi che governano il moto di

queste frane, la risoluzione del loro cinematismo non si sarebbe potuta raggiungere con sufficiente precisione.

Dall'osservazione di molti Autori, è stata introdotta la funzione di viscosità per descrivere meglio il comportamento cinematico delle frane lente, assumendo che una volta innescato il movimento, il comportamento del flusso sia di tipo visco-plastico, piuttosto che un semplice per attrito di un corpo rigido-plastico. Una legge di tipo viscoso che lega la velocità di movimento della frana, all'eccesso di tensione tangenziale è senz'altro la legge di Bingham, che presenta una relazione di tipo lineare ed un valore soglia dello sforzo tangenziale. Anche un'equazione di tipo esponenziale come quella di Vulliet-Hutter, che introduce appunto una relazione di potenza tra le stesse grandezze, può descrivere bene il comportamento di queste frane.

Si ritiene generalmente che lo spostamento della frana inizi quando la pressione dei pori superi una certa soglia, chiamata pressione dei pori critica, ed in quel momento il corpo di frana perde il suo equilibrio dinamico. Questa soglia è stata osservata nella frana di Orvieto, mentre per la frana di Alverà sono state riscontrate due soglie critiche, la più alta (u.t.) rappresenta la soglia di riattivazione della frana, mentre la più bassa (l.t.) rappresenta la soglia di arresto del movimento.

E' stata successivamente analizzata con maggior dettaglio la cinematica della frana del Tessina. Per meglio comprendere la possibile evoluzione del settore di Pian de Cice, si è reso necessario un nuovo riposizionamento dei sistemi di monitoraggio e l'installazione di nuove strumentazioni. La possibilità di una lettura in continuo dei dati, ha certamente contribuito a capire come correlare al meglio i vari parametri presi in considerazione per sviluppare un modello cinematico il più possibile aderente con i movimenti reali.

I dati ottenuti sono stati dapprima filtrati e successivamente selezionati quattro periodi per analizzare i rapporti tra la quantità di precipitazioni, la pressione delle acque sotterranee, e le velocità di spostamento. Successivamente per comprendere il cinematismo della frana ci si è basati sull'equazione di Vulliet-Hutter, utilizzando un modello di tipo black-box per descrivere le relazioni tra l'altezza di pressione e la velocità di spostamento. Plottando i dati su un grafico doppio logaritmico si sono

individuati tre orientamenti specifici, e tre soglie per l'altezza di pressione, una per la fase di risalita e due per quella di discesa. Per riprodurre questo comportamento molto complesso, è stato proposto un algoritmo basato su tre relazioni fondamentali $v-h$.

Infine è stato sviluppato il modello black-box, comprendente sette parametri. La corrispondenza di questo modello di previsione con i valori di spostamento reali sembra essere molto buona.

Ad ogni modo vi sono sempre dei problemi nel predire il comportamento delle frane lente. La complessità della geometria del corpo di frana, il modello idrogeologico può risultare di difficile interpretazione a causa di anisotropie ed eterogeneità di piccola o grande scala; la stima dei parametri geotecnici dei materiali coinvolti, eseguiti in laboratorio, a volte non coincidono esattamente con i reali parametri in situ, soprattutto per quanto concerne la viscosità del terreno.

Come ultima analisi si è proceduto alla verifica di una possibile correlazione tra la velocità di spostamento e la variazione della tavola d'acqua per quanto riguarda la frana di Alverà. Tra l'intero set di dati è stato scelto un periodo temporale di circa due anni e mezzo, riferito al sondaggio S5, ove sono installati un piezometro, un inclinometro ed un estensimetro. Tale scelta è stata fatta soprattutto per l'alta affidabilità dei dati registrati. I dati di velocità di spostamento sono stati correlati con le altezze di falda, mettendo a confronto alcuni periodi opportunamente scelti. Si è notata una possibile correlazione tra le fasi di discesa della tavola d'acqua, ma il basso numero di dati confrontati non può portare ad un risultato inequivocabile. Esso però rappresenta un punto di partenza per approfondire questo particolare comportamento della frana. Utilizzando un set di dati più ampio, e non affetto da eventuali errori, il confronto darebbe un risultato più attendibile. Inoltre si potrebbero comparare i vari comportamenti della frana nei vari punti di monitoraggio nello stesso periodo temporale, per verificare se esiste una simile risposta dovuta alle medesime sollecitazioni (eventi meteorici e/o scioglimento delle nevi).

Bibliografia

- Allison. R.J., Brunsten, D. (1990). Some mudslide movement patterns. In: Earth Surface Processes and Landforms 15 (4) pp. 297 - 311.
- Angeli M.G., Buma J., Gasparetto P., Pasuto A. (1998). A combined hillslope hydrology/stability model for low-gradient clay slopes in the Italian Dolomites. Engineering Geology, Elsevier, Vol. 49, pp. 1-13
- Angeli M.G., Gasparetto P., Menotti R.M., Pasuto A., Silvano S. (1996). A viscoplastic model for slope analysis applied to a mudslide in Cortina d'Ampezzo, Italy. Quarterly Journal of Engineering Geology, The Geological Society, Vol. 29, 233-240.
- Angeli M.G., Pasuto A., Silvano S. (1999). Towards the definition of slope instability behaviour in the Alverà mudslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). Geomorphology, Elsevier, Vol. 30, pp. 201-211.
- Angeli, M. G., Gasparetto, P. Menotti, R. M., Pasuto, H., Silvano, S. (1996). A viscoplastic model for slope analysis applied to a mud slide in Cortina d'Ampezzo, Italy. Quarterly Journal of Engineering Geology. Vol. 29. pp. 233 – 240.
- Angeli, M.G. (1992). Observed and predicted critical hydraulic conditions in natural inhomogeneous slopes. In Geomechanics and water engineering in environmental management. Edited by R.N. Chowdhury. Balkema, Rotterdam. pp. 103–167.
- Angeli, M.-G., Gasparetto, P., Silvano, S. • Tonetti, G. (1988). An automatic recording system to detect the critical stability conditions in slopes. Proceedings, of the 5th International Symposium on Landslides, 10-15 July, Lausanne, Switzerland, 1, 375-378.

- Angeli, M.-G., Gasparetto, P., Pasuto, A. & Silvano, S. (1989). Examples of landslides instrumentation (Italy). Proceedings, of the 12th International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, 13-18 August 1989, Rio de Janeiro, Brasil, 3, 1531-1534.
- Augustesen A., Liingaard M., e Lade P. V. (2004). Evaluation of Time- Dependent Behavior of Soils, International Journal of Geomechanics, ASCE, Vol. 4(3), p. 137-156.
- Bates, R.L., and Jackson, J.A., eds., (1987), Glossary of geology (3d ed.): Alexandria, Va., American Geological Institute, 788 p.
- Bertini T., Cugusi F., D'Elia B., Rossi-Doria M. (1986) – Lenti movimenti di versante nell'Abruzzo adriatico: caratteri e criteri di stabilizzazione. Proc. Of the XVI Convegno Nazionale di Geotecnica, Bologna, pp. 91-100.
- Bertini, T., Cugusi, F., D'Elia, B., Rossi-Doria, M. (1984). Climatic conditions and slow movements of colluvial covers in Central Italy. In: Proceedings of the IV International Symposium on landslides, Toronto 1984. Vol 1. pp 367 – 376.
- Bonnard, C., & Glastonbury, J. (2005). Risk assessment for very large natural rock slopes. Landslide Risk Management, Proc. Intl. Conf. on Landslide Risk Management.
- Bora G., (2011). A Relations between pore water pressure, stability and movements in reactivated landslides. A thesis submitted to the graduate school of Natural and Applied Sciences of Middle East Technical University.
- Bracegirdle, A., Vaughn, P. R., Hight, D. W., (1991). Displacement prediction using rate effects on residual strength. In: Landslides, proceedings from the VI International symposium on Landslides. Christchurch, New Zealand. Bell (ed). pp 343 – 347.
- Butterfield R. (2000). A dynamic model of shallow slope motion driven by fluctuating groundwater levels. Proceedings of the 8th International Symposium on Landslides, Thomas Telford, London, Vol. 1, pp. 203-208, Cardiff, UK.

- Caine, N., (1980). The rainfall intensity–duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler* 62A, 23–27.
- Calvello, M., Cascini, L., & Sorbino, G. (2008). A numerical procedure for predicting rainfall- induced movements of active landslides along pre-existing slip surfaces. *Int. J. Numer. Anal. Meth. Geomech.*, 32, 327-351.
- Cartier G, Pouget P. (1988) – Etude du comportement d’un remblai construit sur un versant instable: le remblai de Sallèdes (Puy-de-Dome). Rapport de Recherche LPC, n. 153, Paris.
- Cason Angelini E. (2011) – La frana del Tessina: Laboratorio naturale per la ricerca applicata alla protezione del territorio.
- Castiglioni Giovanni Battista (1998) *Geomorfologia*. Utet 107,108.
- Cestelli Guidi C. (1987). *Geotecnica e tecnica delle fondazioni*. Vol. 1, Hoepli Italia.
- Clarke S. D. (2009). Enhancement of the Brick constitutive model to incorporate viscous soil behavior. Thesis PhD submitted to The University of Sheffield, Department of Civil and Structural Engineering, England .
- Chow, V.T., (1964). *Handbook of Applied Hydrology*. McGraw-Hill, pp. 14–16
- Coe, J.A., Ellis, W.L., Godt, J.W., Savage, W.Z., Savage, J.E., Michael, J.A., Kibler, J.D., Powers, P.S., Lidke, D.J., Debray, S., (2003). Seasonal movement of the Slumgullion landslide determined from Global Positioning System surveys and field instrumentation, July 1998–March 2002. *Engineering Geology* 68, 67–101.
- Cola S., Gabrieli F., Marcato G., Pasuto A., Simonini P. (2013). Evolutionary behaviour of the Tessina Landslide.
- Cornforth, D. H., Vessely, D. A. (1991). Factors of safety during landslide movements. In: *Landslides, proceedings from the VI International symposium on Landslides*. Christchurch, New Zealand. Bell (ed). pp 367 – 374.

- Corominas, J. (2000). Landslide and climate. In: The VIII International Symposium on Landslides. Cardiff, UK. Bromhead, E. N. (ed). Keynote lectures. CD Rom.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., Gili, J. A. (1999). Monitoring of the Vallcebre landslide, Eastern Pyrenees, Spain. In: Proceedings of the International symposium on Slope Stability Engineering. IS-Shikoku' 99. Matsuyama. Japan. Pp 1239 - 1244.
- Corominas, J., Moya, J., Ledesma, A., Lloret, A., Gili, J. A. (2005). Prediction of ground displacements and velocities from groundwater level changes at the Vallcebre landslide (Eastern Pyrenees, Spain). In: Landslides. Vol. 2. pp. 83-96.
- Corsini, A., Pasuto, A., Soldati, M., & Zannoni, A. (2005). Field monitoring of the Corvara landslide (Dolomites, Italy) and its relevance for hazard assessment. *Geomorphology*, 66, 149-165.
- Cruden D.M. & Varnes D.J., (1996). Landslide types and processes. In Turner A.K. and Schuster R.L. eds., *Landslides Investigation and Mitigation*, Transportation Research Board, US National Research Council, Special Report 247, Washington, DC.
- Deganutti A.M., Gasparetto P. (1992). Some aspects of a mud-slide in Cortina, Italy. *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, Balkema, Rotterdam, Vol. 1, pp. 373-378, Christchurch, New Zealand.*
- Deganutti, A. & Gasparetto P. (1991). Some aspects of a mudslide in Cortina, Italy. *Proceedings of the 6th International Symposium on Landslides, 10-14 February 1992, Christchurch, New Zealand, 1, 373-378.*
- Eberhardt E (2008) The role of advanced numerical methods and geotechnical field measurements in understanding complex deep-seated rock slope failure mechanisms. *Can Geotech J* 45(4):484–510.
- Eshraghian, A., Martin, C. D., & Morgenstern, N. R. (2008). Hazard Analysis of an active slide in the Thompson River Valley, Ashcroft, British Columbia, Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, 45, 297-313.

- Federico A., Popescu M., Elia G., Fidelibus C., Iinternò G., Murianni A. (2011): Prediction of time to slope failure: a general framework , Environmental Earth Science (IF: 0.678).
- Fell, R., Hungr, O., Leroueil, S., & Riemer, W. (2000). Geotechnical engineering of the stability of natural slopes, and cuts and fills in soil. Proc. GeoEng2000, Melbourne, Australia.
- Fukuzono T (1985) A new method for predicting the failure time of a slope. In: Proceedings of 4th international conference and field workshop on landslides, Tokyo, pp 145–150.
- Fukuzono T (1996) Creep model of Konto loam and its application to time prediction of landslide. In: Proceedings of 8th international conference and field trip on landslides, Granada, pp 221–233.
- Gasparetto P., Mosselman M., Van Asch T.W.J. (1996). The mobility of the Alverà landslide (Cortina d'Ampezzo, Italy). *Geomorphology*, Elsevier, Vol. 15, pp. 327-335.
- Gasparetto, P., Panizza, M., Pasuto A., Silvano, S. & Soldati, M. (1994). Research in the Cortina d'Ampezzo area. In: CASALE, R., FANTECHI, R. • FLAGEOLLET, J. C. (eds) Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community (Final report). Science Research Development. European Commission Brussels, 741-768.
- Gerald, G., Olivier, J., (1993). Predicting landslides from rainfall in a humid, sub-tropical region. *Geomorphology* 8, 165–173.
- Glastonbury, J., & Fell, R. (2002). Report on the analysis of slow, very slow and extremely slow natural landslides. The University of New South Wales, Australia, School of civil and environmental engineering. Sydney: UNICIV.
- Gonzalez, D. A., Ledesma, A., Corominas, J. (2008). The viscous component in slow moving landslides: A practical case. In: Landslides and engineering slopes. Chen et al. (eds). pp 237 – 242.
- Gottardi G., Butter_eld R. (2001). Modelling ten years of down- hill creep data. Proceedings of the 15th International Conference on Soil Mechanics and

Geotechnical Engineering, Istanbul, Turkey, 27-31 August 2001. Volumes 1-3.

Havel F. (2004). Creep in soft soils. Doctoral thesis for the degree of doktor ingenior, Norwegian University of Science and Technology, Department of Civil and Transport Engineering, Trondheim, Norway.

Hoek E, Bray J (1977) Rock slope engineering. The Institution of Mining and Metallurgy, London.

Hutchinson, J.N. Bhandari, R. K. (1971). Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflows and other mass movements. *Geotechnique*. Vol. 21. No. 4. pp. 353-358.

Hutchinson, J.N., (1988). General report: morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings of the 5th International Symposium of Landslides*. Balkema, pp. 3-35.

Huvaj-Sarihan, N. (2009, February). Movement of reactivated landslides, Ph.D. Thesis. University of Illinois at Urbana-Champaign.

Iverson, R.M., (1985). Dynamics of slow landslides: a theory of time dependent behaviour. In: Abrahams, A. D. (Ed), *Hillslope processes*. Binghampton Symposium in Geomorphology No. 16. pp. 297 – 317.

Janbu, N. (1954): Application of composite slip surface for stability analysis, *Proceedings of the European Conference on the Stability of Earth Slopes*, 3, 43–49.

Kawamura K (1985) Methodology for landslide prediction. In: *Proceedings of 11th international conference on soil mechanics and foundation engineering*, San Francisco, pp 1155–1158.

Kennedy BA, Niermeyer KE (1970) Slope monitoring system used in the prediction of a major slope failure at the Chuquicamata Mine, Chile. In: *Proceedings of symposium on planning open pitmines*, Johannesburg, pp 215–225.

Kennedy BA, Niermeyer KE, Fahm BA (1969) A major slope failure at the Chuquicamata Mine, Chile. *Min Eng AIME* 12(12):60.

- Leroueil, S., Vaunat, J., Picarelli, L., Locat, J., Lee, H., and Faure, R. M.: (1996), Geotechnical characterisation of slope movements, In: K. Senneset (ed.), Proc. of 7th Int. Symp. on Landslides, Balkema, Rotterdam, pp. 53–74.
- Liingaard M., Augustesen A., e Lade P. V. (2004). Characterization of Models for Time-Dependent Behavior of Soils. *International journal of geomechanics*, ASCE, Vol. 4(3), p. 157–177.
- Lupini, J. F., Skinner, A. E., Vaughn, P. R. (1981). The drained residual strength of cohesive soils. In: *Geotechnique*. Vol. 31. No. 2. pp. 181 – 213.
- Malet, J.-P., Van Asch, Th.W.J., Van Beek, R., Maquaire, O., (2005). Forecasting the behaviour of complex landslides with a spatially distributed hydrological model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*.
- Mansour, M. F., Morgenstern, N. R., & Martin, C. D. (2010). Expected damage from displacement of slow-moving slides. *Landslides*.
- Manucci G., Notapietro A., (2005) – Monitoraggio linee guida per il controllo dei fenomeni franosi. Agenzia Regionale per la Protezione dell’Ambiente della Lombardia.
- Marcato G., Mantovani M., Pasuto A., Silvano S., Tagliavini F., Zabuski L. (2009). Assessing the possible future development of the Tessina landslide using numerical modelling. In: Malet, Remaitre, Bogaard (eds.), *Landslide processes: from geomorphological mapping to dynamic modelling*, CERIG editions, Strasburg, France, 327-334.
- Matsuura, S., Asano, S., & Okamoto, T. (2008). Relationship between rain and/or meltwater, pore-pressure and displacement of a reactivated landslide. *Engineering Geology*, 101, 49-59.
- Mitchell J. K., e Soga K. (2005). *Fundamentals of soil behavior*. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken.
- Morgenstern, N. R., and Price, V. E. (1965). The analysis of the stability of general slip surfaces. In: *Geotechnique*. Vol. 15. No. 1. pp. 79 – 93.

- Nakamura, H. (1984). Landslides in silts and sands mainly in Japan. In: Proceedings of the IV International Symposium on landslides, Toronto 1984. Vol 1. pp 155 – 185.
- Nawawitphisit, Sasiwioml (2014) Groundwater and geotechnical controls on landslide mechanisms of coastal cliffs formed in glacial till, Durham theses, Durham University. Available at Durham E-Theses
- Nieuwenhuis, J.D., (1991). Variations in the stability and displacements of a shallow seasonal landslide in varved clays. Balkema, Rotterdam, Thesis Utrecht, 144 pp.
- Noverraz, F., Bonnard, Ch., Dupraz, H., Huguenin, L., (1998). Grands glissements et climat. Rapport final PNR 31. Vdf, Zurich. 314 pp.
- Petley, D.N., Mantovani, F., Bulmer, M.N., Zannoni, A. (2005). The use of surface monitoring data for the interpretation of landslide movement patterns. *Geomorphology*. 66 (1-4) pp. 133-147.
- Picarelli, L. (2007). Considerations about the mechanics of slow active landslides in clay. In: *Progress in landslide science*. Sassa, K., Fukuoka, H. Wang, F., Wang, G. editors. Chapter 3. pp. 27-57.
- Picarelli, L., Urciuoli, G., Russo, C. (2004). Effect of groundwater regime on the behaviour of clayey slopes. In: *Canadian Geotechnical Journal*. Vol 41. pp 467 – 484.
- Ranalli, M., Gottardi, G., Medina-Cetina, Z., Nadim, F. (2009). Uncertainty quantification in the calibration of a dynamic viscoplastic model of slow slope movements. In. *Landslides*. Online first. DOI 10.1007/s10346-009-0185-0.
- Rinaldi G. (2002). *Materiali per l'Ingegneria*. Roma: Ed. Siderea. p. 214-220
- Saito M (1965) Forecasting the time of occurrence of a slope failure. In: *Proceedings of 6th international conference on soil mechanics and foundation engineering*, Montreal, pp 537–541.
- Schuster, R. L., Highland. L. M. (2007). The Third Hans Cloos Lecture. Urban landslides: socioeconomic impacts and overview of mitigative strategies. In: *Bulletin of the Engineering Geology and the Environment*. Volume 66. Number 1, March 2007.

- Skempton A.W. & Hutchinson J.N., (1969). Stability of natural slopes and embankment foundations . State-of-the-Art Report. VII Int. Conf. Soil Mech. & Found Engrg, Mexico.
- Skempton, A. W. (1985). Residual strength of clays in landslide, folded strata and the laboratory. In: *Geotechnique*. Vol. 35. No. 1. pp. 3 – 18.
- Suzuki,M.,Kobashi, S.,1981. The critical rainfall for disasters caused by slope failure. *Journal of the Japan Society of Erosion Control Engineering* 34 (2), 16–26 (in Japanese with English abstract).
- Tavenas F, Leroueil S (1981) Creep and failure of slopes in clays. *Can Geotech J* 18(1):106–120.
- Ter Stepanian, G., (1963). On the long-term stability of slopes. *Norw. Geotech. Inst.* 52, 1–14.
- Terzaghi, K., (1936). The shearing resistance of saturated soils. *Proceedings of the 1st International Conference on Soil Mechanics, Cambridge, MA*, 1, 54-56.
- Terzaghi, K., (1950), *Mechanism of landslides, in Application of Geology to Engineering Practice*, Berkeley Vol., Geological Society of America.
- Tommasi P., Boldini D., Caldarini G., Coli N. (2013): "Influence of infiltration on the periodic re-activation of slow movements in an overconsolidated clay slope". *Canadian Geotechnical Journal*, vol. 50: 54-67.
- Treccani - *Enciclopedia degli idrocarburi* (2008) Vol.5 Cap. 4.3.
- Van Asch, T. J., & Buma, J. T. (1997). Modelling groundwater fluctuations and the frequency of movement of a landslide in the Terres Noires region of Barcelonnette (France). *Earth Surf. Processes Landforms*, 22, 131-141.
- Van Asch, Th. W. J., Van Beek, L. P. H., Bogaard. (2007). Problems in predicting the mobility of slow-moving landslides. In: *Engineering Geology*. Vol 91. pp 46 – 55.
- Van Asch, Th.W.J., (1993). The modelling of massmovements frequency and mobility and strategies for measurements. Temporal occurrences and forecasting of landslides in the European community EPOCH final report Contract 90-0025., part I, 193–205.

- Van Beek, L.P.H., Van Asch, Th.W.J., (1996). The mobility characteristics of the La Valette landslide. In: Senneset (Ed.), *Landslides*. Balkema, Rotterdam, pp. 1417–1421.
- Van Beurden, S., (1997). Hydrology, soil mechanics and kinematics of slow mass movements in the Widenbach catchment, Switzerland. *Netherl. Geograph. Stud.* no 225, KNAG, Utrecht. Thesis Utrecht, 262 pp.
- Van Genuchten, P. M. B., De Rijke, H. (1988). On pore pressure variations causing slide velocities and accelerations in seasonally active landslide. In: *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. 14. Issue 6. pp 577-586.
- Varnes, D.J., (1958), *Landslide types and processes* in Eckel E.B., ed., *Landslides and Engineering Practice*, Highway Research Board Special Report 29, NAS - NRC Publication 544, Washington, D.C., p. 20 — 47.
- Vaunat, J., Leroueil, S., and Faure, R. M.: (1994), Slope movements: A geotechnical perspective, In: R. Oliveira et al. (eds.), *Proc. of 7th Int. Congress Int. Assoc. of Engineering Geology*, Balkema, Rotterdam, pp. 1637–1646.
- Vulliet, L., & Hutter, K. (1988). Viscous-type sliding laws for landslides. *Can. Geotech. J.*, 25(3), 467-477.
- Yamada, M., Yamazaki, T., Yamasaki, T., (2000). Relationship between groundwater flow and landslides. *Journal of the Japan Landslide Society* 36 (4), 22–31 (in Japanese with English abstract).
- Yamaguchi S (1978) Some notices of countermeasure for landslide and slope failure. *Landslides Prev Slope Stab Sogo Doboku Lab* 2:14–24 (In Japanese).
- Yen, B. C. (1969). Stability of slopes undergoing creep deformation. In: *Journal of soil Mechanics and Foundation Engineering*. Vol. 4. pp. 1075 – 1096.