

ALMA MATER STUDIORUM
UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI BOLOGNA

Facoltà di Scienze Matematiche, Fisiche e Naturali
Dipartimento di Scienze della Terra e Geologico-Ambientali

DOTTORATO DI RICERCA IN
MODELLISTICA FISICA PER LA PROTEZIONE AMBIENTALE
-
XX CICLO

Settore Scientifico Disciplinare: GEO/05

CONTRIBUTO DELLA MODELLISTICA
IDROLOGICA ALL'ANALISI DI
SUSCETTIVITÀ ALLE FRANE
SUPERFICIALI IN ARGILLA

TESI PRESENTATA DA EROS LEONI

Coordinatore del dottorato:
Ezio Todini

Relatore:
Ezio Todini

Esame finale anno 2008

Parole chiave: Frana, Suscettività, Argilla, Modellistica, Idrologia

Indice

Sommario	1
1 Introduzione	3
1.1 Il problema delle frane in Emilia-Romagna	3
1.2 Scopo del lavoro	4
1.3 Fasi di lavoro	4
2 Le spalle dei giganti	7
2.1 Modellistica fisica per la protezione dell'ambiente	7
2.2 Metodi di analisi di suscettività	8
2.3 Metodi fisicamente basati	9
2.3.1 Il modello SHALSTAB	10
2.3.2 Il modello Topkapi	11
2.3.3 Il modello di Iverson (2000)	12
2.4 Metodi di valutazione dei risultati dei modelli	15
3 Area di studio	19
3.1 Scale di applicazione	19
3.2 Localizzazione geografica	19
3.3 Inquadramento geologico	19
3.3.1 Stratigrafia dell'area	21
3.3.2 Aspetti strutturali e litotecnici delle Argille a Palombini	23
3.4 Caratteristiche fisico-meccaniche	24
3.5 Caratteristiche idrologiche del terreno	26
3.6 Piovosità	28
3.6.1 Impulsi di pioggia	30
3.7 Misure di pressione neutra	31
3.8 Tipi di frane rilevate nell'area di studio	32
3.8.1 Innesco ed evoluzione tipici delle frane	35
3.9 Rilievo delle aree instabili	35
3.10 Caratteristiche morfologiche dell'area di studio	37

4	Divisione in unità elementari	41
4.1	Motivi per la suddivisione	41
4.2	Tipologie possibili di suddivisione	42
4.3	Scelta operata per l'area di studio	42
4.4	Parametri delle UIE	43
4.4.1	Formalizzazione del criterio 1	44
4.4.2	Formalizzazione del criterio 2	44
4.4.3	Formalizzazione del criterio 3	46
4.4.4	Determinazione dei parametri	47
5	Applicazione di modelli statistici	49
5.1	Scala di studio e tipo di metodo	49
5.2	La mappa di suscettività alle frane della RER	49
5.2.1	Costruzione della banca dati	50
5.2.2	Scelta delle variabili indipendenti	51
5.2.3	Calibrazione e validazione della regressione logistica	52
5.2.4	Il modello <i>Frequency Ratio</i>	54
5.2.5	Risultati e confronto tra i modelli mono e multi-variati	55
5.2.6	Influenza dei dati di calibrazione	56
5.3	Applicazione di modelli statistici all'area di studio	58
5.3.1	Applicazione all'area di studio suddivisa in unità elementari	60
6	Applicazione di modelli fisicamente basati	61
6.1	Applicazione del Pendio Infinito sull'area di studio	61
6.1.1	Scelta della pressione interstiziale	61
6.1.2	Parametri geo-meccanici	62
6.1.3	Interdipendenza dei parametri	63
6.1.4	Risultati dell'applicazione	64
6.2	Applicazione di SHALSTAB sull'area di studio	68
6.3	Applicazione di modelli transitori all'analisi di suscettività	69
6.4	Applicazione del modello TOPKAPI	69
6.4.1	Prolungamento di una simulazione tramite bilancio idrologico	70
6.4.2	Risultati dell'applicazione	73
6.5	Applicazione del modello di Iverson	75
6.5.1	Considerazioni preliminari	75
6.6	Un modello idrologico alternativo	77
6.6.1	Modifiche al modello Topkapi	81
6.6.2	Applicazione del modello	81
6.7	Conclusioni	82

7	Informazioni temporali nell'analisi di suscettività	83
7.1	Metodi per integrare le informazioni temporali	83
7.2	Persistenza delle condizioni critiche	84
7.3	Memoria delle condizioni critiche	84
7.4	Applicazione dei criteri di persistenza all'analisi di suscettività	87
7.4.1	Modello TOPKAPI con criterio di rottura TAT	87
7.4.2	Modello TOPKAPI con criterio di rottura τ_ω	90
7.4.3	Modello di Iverson con criteri di rottura TAT e τ_ω	90
7.5	Conclusioni	91
7.6	Suscettività e pericolosità	92
8	Influenza delle instabilità passate su quelle future	97
8.1	Le leggi della nonna	97
8.2	Modellazione dei fenomeni di retrogressione	98
8.2.1	Estensione al caso bidimensionale	100
8.2.2	Applicazione e validazione	101
8.3	Variazione della permeabilità verticale	102
9	Conclusioni	107
	Ringraziamenti	111
	Bibliografia	113

Sommario

L'Appennino Emiliano è tra le zone più franose al mondo: oltre il 20% del territorio collinare e montano dell'Emilia-Romagna è occupato da corpi di frana di cui circa un terzo attivi o riattivatisi negli ultimi 20 anni. Il tipo di frana più frequente è classificabile come scivolamento superficiale che si evolve in colata di terra. Questi sono fenomeni abbastanza lenti e quindi mai catastrofici ma, vista la loro diffusione, molto dannosi per le infrastrutture. Alla luce di questo diventa cruciale un lavoro di analisi del rischio legato a queste frane che possa supportare la pianificazione e la manutenzione delle urbanizzazioni e delle infrastrutture.

La ricerca della pericolosità associata alle frane si può distinguere in due grandi categorie: la previsione spaziale e la previsione temporale; la prima, detta anche *suscettività*, è il tema del presente lavoro. La suscettività è volta alla localizzazione sul territorio delle aree più propense al dissesto e alla realizzazione di carte di pericolosità relativa, indipendenti dal tempo. Dall'inizio degli anni '90 sono disponibili in letteratura diversi modelli per rispondere a questa esigenza, i quali sono generalmente costituiti da una componente geo-meccanica (di solito il modello del Pendio Infinito) e una idrologica. La relativa semplicità nell'applicazione di questi modelli può facilmente indurre le pubbliche amministrazioni con mansioni nel campo della pianificazione territoriale, ad usarli in maniera generalizzata su ampie aree del territorio e basare sulle loro previsioni le scelte inerenti la pianificazione stessa. La complessità dei processi naturali suggerisce invece di fare un passo indietro per approfondire il reale comportamento dei versanti e valutare limiti e potenzialità nell'applicazione di tali modelli al contesto geologico esaminato. Il presente lavoro, in particolare, si concentra sulla componente idrologica: quella che, nei diversi modelli utilizzati in letteratura, presenta la maggiore varietà, e cerca di capire quale sia il contributo che questa componente può dare all'analisi di suscettività in un'area argillosa.

Per valutare il contributo della componente idrologica all'analisi di suscettività alle frane in argilla, sono stati applicati ad un'area di studio rappresentativa, diversi modelli fisicamente basati noti in letteratura o creati appositamente. Essendo la componente idrologica quella dove i modelli si differenziano maggiormente, sono state esaminate diverse soluzioni basate su diverse assunzioni: il modello SHALSTAB, allo stato stazionario, che assume

un flusso idrologico diretto parallelamente al pendio; il modello TOPKAPI, con assunzioni di direzione di flusso simili a quelle di Shalstab, ma allo stato transitorio; il modello di Iverson, allo stato transitorio, che assume un flusso nel breve termine diretto perpendicolarmente alla superficie e un modello costruito ad hoc che combina alcune caratteristiche del Topkapi e dell'Iverson. Le informazioni dinamiche dei modelli transitori sono state integrate nel tempo secondo diversi metodi che tengono conto della permanenza delle condizioni critiche nel versante.

I risultati dell'analisi suggeriscono che, nell'area di studio, e presumibilmente nelle aree a prevalenza argillosa in genere, per la determinazione della suscettività alle frane, il contributo di un modello fisicamente basato, completo di componente geo-meccanica e componente idrologica accoppiate, è assolutamente trascurabile rispetto ad un semplice modello geo-meccanico basato sulla sola pendenza come quello del Pendio Infinito. La variabile pendenza contiene quindi quasi tutta l'informazione disponibile, come confermato dalla calibrazione di alcuni modelli statistici sull'area di studio. Questa informazione permette una affidabilità dell'analisi di suscettività piuttosto bassa se applicata alle singole celle raster; i risultati diventano invece molto più soddisfacenti se integrati su unità spaziali costruite in modo da essere il più possibile uniformi rispetto alla stabilità.

Le osservazioni sul campo indicano inequivocabilmente che, oltre la pendenza, un altro fattore determinante per la suscettività è la storia del versante: sono i movimenti franosi stessi a provocare scarichi tensionali e formazione di fratture locali che creano uno stato sfavorevole sia dal punto di vista geo-meccanico che da quello idrologico. Sono stati proposti alcuni modelli che tentano di formalizzare l'influenza dei dissesti passati sulla stabilità del versante: i risultati sono difficili da validare perché nell'area di studio, gli eventi rilevati non sono localizzati nel tempo, quindi è impossibile dividere il dataset in un passato (causa) e un futuro (effetto); l'input e l'output desiderato tendono a confondersi. L'applicazione dei modelli su un'area ridotta ha mostrato comunque che le conseguenze dei dissesti esistenti sono implementate correttamente e portano a risultati concordi con quelli dell'interpretazione dell'esperto.

In conclusione il contributo della modellistica idrologica all'analisi di suscettività alle frane superficiali su argilla è risultato trascurabile. Le indicazioni provenienti da un modello completo possono essere ridondanti o addirittura fuorvianti se questo non è adatto alle caratteristiche dell'area in studio e ben calibrato. Le variabili fondamentali per determinare la suscettività alle frane superficiali su argilla sono la pendenza e la storia dell'area. Particolare importanza assumono allora le mappe di inventario del dissesto.

Capitolo 1

Introduzione

1.1 Il problema delle frane in Emilia-Romagna

L'appenino emiliano è tra le zone più franose al mondo. Oltre il 20% del territorio collinare e montano dell'Emilia-Romagna è occupato da corpi di frana di cui circa un terzo attivi o riattivatisi negli ultimi 20 anni. Tale caratteristica condiziona inevitabilmente lo sviluppo urbano e infrastrutturale delle comunità locali, causando diffusi danni ma fortunatamente poche vittime, grazie alla cinematica generalmente lenta dei fenomeni franosi presenti nel territorio regionale [22]. Questa caratteristica è dovuta al tipo di frana più frequente sul territorio, a sua volta legato al tipo di suolo, prevalentemente argilloso ad assetto caotico. Su questi tipi di suolo i fenomeni franosi sono solitamente scivolamenti superficiali che si evolvono in colate di terra.

Nonostante il carattere non catastrofico delle frane emiliane, i danni economici sono invece elevati, data l'intensa urbanizzazione delle colline. Molti sono infatti gli abitati minacciati dal dissesto dei versanti, ma soprattutto le frane interessano circa 3200 km di strade con un costo di manutenzione straordinaria molto alto.

Alla luce di questo diventa cruciale un lavoro di analisi del rischio legato alle frane che possa supportare la pianificazione e la manutenzione delle urbanizzazioni e delle infrastrutture.

Il rischio si definisce come

$$R = P_I \cdot E \cdot V \quad (1.1)$$

dove P_I è la *probabilità* che avvenga un evento di intensità I in una determinata zona, E è l'*esposizione*, cioè il valore esposto dalla zona, V è la *vulnerabilità*, cioè l'inverso dell'attitudine di una determinata zona a sopportare un evento di intensità I .

La valutazione delle componenti E e V del rischio sono solitamente all'appannaggio degli enti locali che gestiscono il territorio; il principale contributo della ricerca e della modellistica è nel componente P_I , detto anche *pericolosità*.

La ricerca della pericolosità associata alle frane si può distinguere in due grandi categorie: la previsione spaziale e la previsione temporale. La prima, detta anche *suscettività*, è volta alla localizzazione sul territorio delle aree più propense al dissesto e alla realizzazione di carte di pericolosità relativa, con ripercussioni ed applicazioni nel campo della pianificazione territoriale; la seconda cerca di determinare le soglie di innesco, legate ai tempi di ritorno delle precipitazioni, superate le quali aumentano fortemente le probabilità che si verifichino dei dissesti, per questi motivi il principale campo di applicazione è quello relativo agli interventi di Protezione Civile.

1.2 Scopo del lavoro

Il contributo della modellistica fisica si esplicita nel termine P_I dell'equazione 1.1. I modelli per l'analisi di pericolosità delle frane nascono nei primi anni '90 e sono costituiti in genere da una componente geo-meccanica e una idrologica accoppiate. Nel **capitolo 2**, si analizzano i modelli più usati per queste analisi.

La disponibilità di questi modelli, ed in particolare di quelli di tipo stazionario, legata al forte sviluppo di applicativi e metodologie GIS, può facilmente indurre le pubbliche amministrazioni con mansioni nel campo della pianificazione territoriale, ad applicare tali modelli in maniera generalizzata su ampie aree del territorio e basare sulle loro previsioni le scelte inerenti la pianificazione stessa. La complessità dei processi naturali, le differenti tendenze evolutive dei versanti e le differenti caratteristiche geologiche e idrologiche dei materiali coinvolti nei dissesti invitano comunque ad una certa prudenza. Allo stato attuale della ricerca, infatti, una buona conoscenza della circolazione sub-superficiale di versante, può essere raggiunta soltanto affiancando modelli teorici e dati sperimentali, che tengano conto delle caratteristiche del suolo e del substrato alla scala reale e della loro variabilità naturale. Tali caratteristiche suggeriscono di fare un passo indietro per approfondire il reale comportamento dei versanti e valutare limiti e potenzialità nell'applicazione di tali modelli al contesto geologico esaminato.

Il presente lavoro, in particolare, si concentra sulla componente idrologica, quella che presenta nei diversi modelli utilizzati in letteratura, la maggiore varietà.

1.3 Fasi di lavoro

La comunità scientifica è divisa sulla risposta alla domanda sottintesa nel titolo della presente tesi: i modelli idrologici possono dare un contributo all'analisi di suscettività alle frane? In quali casi? Su quali ipotesi devono essere basati?

I primi studi sull'argomento [36] suggeriscono l'esistenza di questo contributo nel caso di suoli a permeabilità medio-alta dove sia possibile individuare un substrato a permeabilità molto minore, che permetta la formazione di un flusso parallelo al pendio. Nella prima parte del **capitolo 6** si valuterà l'applicazione di modelli basati su queste ipotesi all'area di studio descritta nel **capitolo 3** situata nell'appenino emiliano, nel bacino del Reno. Come si vedrà nel capitolo ad essa dedicato, le caratteristiche di questa area rendono difficile ridurla allo schema sopra proposto; il **capitolo 6** discuterà delle conseguenze di questo e prenderà in esame modelli idrologici basati su ipotesi più adatte creandone anche uno *ad hoc* nel paragrafo 6.6.

Un altro interrogativo a cui il presente lavoro vuole rispondere è se la dinamica dei processi idrologici nel versante abbia un peso nella suscettività, cioè nella propensione dell'area, al dissesto. Per analizzare questo punto, nel **capitolo 7** saranno proposti diversi metodi per integrare le informazioni dinamiche dei modelli idrologici transitori in una mappa di suscettività statica, per capire se la loro applicazione porti un contributo rispetto ai più semplici modelli stazionari [43]. Una caratteristica dei terreni prevalenti nell'area di studio è infatti quella di avere dinamiche di rottura dipendenti non solo dallo stato tensionale istantaneo, ma anche dal tempo [38].

La modellistica fisica non è l'unica alternativa allo studio di pericolosità delle frane: sono anzi molto più numerose le applicazioni di modelli statistici. I motivi e le conseguenze legate a questa scelta saranno discusse nel paragrafo 2.2, mentre nel **capitolo 5** saranno applicati all'area di studio e alla intera regione Emilia-Romagna (per dimensioni più adatta a questi metodi).

Alla luce dei risultati ottenuti, nel **capitolo 8** si analizzano le proprietà geo-meccaniche e idrauliche di un'area e come queste potrebbero variare in conseguenza della storia del versante.

Capitolo 2

Le spalle dei giganti

2.1 Modellistica fisica per la protezione dell'ambiente

Un modello è un sistema che *simula* la realtà. Con *realtà* si può anche intendere un'altro modello di livello più o meno equivalente a quello in esame. Lo scopo di un modello fisico-matematico è quello di riprodurre alcune osservazioni (o meglio, alcune grandezze osservabili) che la realtà ha mostrato in passato, o mostra abitualmente, in risposta ad alcuni stimoli.

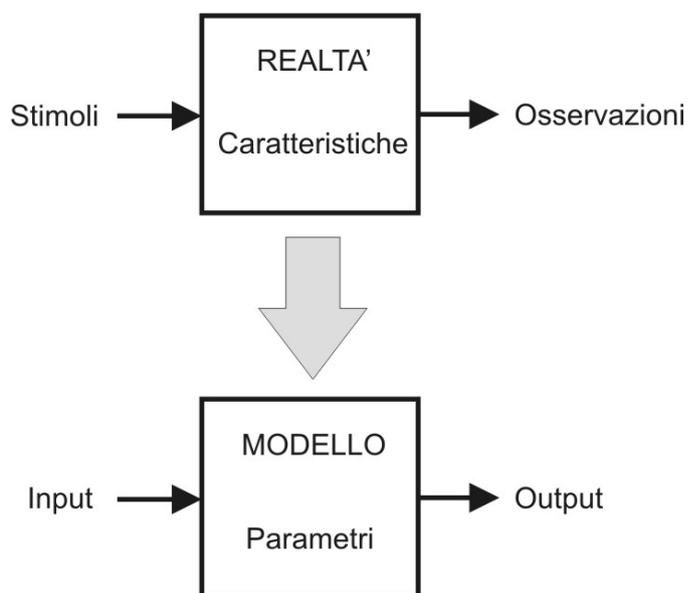


Figura 2.1: *Relazione tra modello e realtà*

In particolare, per l'analisi di suscettività alle frane, gli attori dello schema di figura 2.1 sono:

- **Stimoli-Input:** Eventi meteorici e climatici, cioè precipitazioni e temperatura.
- **Caratteristiche-Parametri:** Parametri fisicamente basati legati al suolo, come ad esempio la permeabilità, la pendenza, la coesione, ecc.
- **Osservazioni-Output:** Instabilità (quantitativa o categorica binaria).

L'analisi di suscettività è di tipo esclusivamente spaziale e relativo, il risultato è una mappa statica con l'indicazione di quali aree sono potenzialmente più soggette all'evento in esame rispetto alle altre, cioè la funzione (si definisca S_x) che descrive l'Output nello spazio. Questi risultati possono essere espressi in forma binaria (stabile-instabile), categorica (classi di stabilità) o continua (valore di un indicatore di (in)stabilità).

L'analisi di pericolosità è invece un'analisi che lega in modo assoluto l'andamento degli stimoli e delle osservazioni nel tempo. I risultati sono solitamente espressi in termini di probabilità, in questo caso probabilità di avere instabilità dato un certo stimolo. Si definisca F l'osservazione della instabilità e r lo stimolo condizionante, allora la pericolosità è $P_x(F|r)$. In rapporto alla pericolosità, la suscettività è la probabilità marginale, non condizionata dagli stimoli, di avere instabilità in quella data area. Questo argomento sarà ripreso nel capitolo 7.

2.2 Metodi di analisi di suscettività

I metodi per analizzare la suscettività alle frane si possono suddividere in tre categorie:

1. **Statistici:** Fanno parte di questa categoria le regressioni mono o multi-variate, le reti neurali e l'indicizzazione delle cause. Tutti questi metodi si basano su una banca dati di calibrazione dove si conoscono i valori delle variabili indipendenti (input e parametri) e la corrispondente variabile dipendente (output). Gli algoritmi contenuti in questi metodi ricercano le relazioni e i coefficienti ottimali che legano le variabili indipendenti a quella dipendente. Sono questi i metodi più adatti all'analisi in aree molto vaste. Nel presente lavoro saranno utilizzate regressioni multi-variate nel capitolo 5.
2. **Fisicamente basati:** I modelli fisicamente basati per l'analisi di suscettività da frana sono solitamente composti da un modulo geo-meccanico e uno idrologico accoppiati. I modelli usati nel presente lavoro saranno descritti nel prossimo paragrafo.
3. **Empirici:** Una mappa di suscettività empirica si basa su rilievi di campagna e/o fotointerpretazione i cui risultati sono poi interpretati

da un'esperto che indica le zone maggiormente suscettive secondo i criteri dettati dall'esperienza, elaborando i dati (variabili indipendenti) in modi non formalizzabili. Questo metodo ha il difetto di essere soggettivo e fortemente legato alla presenza e alla qualità (non scontate) di dati di campagna; d'altra parte può prendere in considerazione particolarità e disomogeneità difficilmente modellabili.

2.3 Metodi fisicamente basati

I modelli per l'analisi di suscettività da frana sono solitamente composti da un modulo geo-meccanico e uno idrologico accoppiati.

La componente geo-meccanica degli studi di stabilità è quasi sempre una analisi all'equilibrio limite. In questa analisi si valuta il rapporto tra le condizioni instabilizzanti, o agenti, e quelle stabilizzanti, o resistenti nel versante in esame. Si definisce cioè

$$FS = \frac{\tau_r}{\tau_a} \quad (2.1)$$

dove FS è il fattore di sicurezza, τ_r e τ_a sono gli sforzi di taglio, lungo l'ipotetica superficie di rottura, rispettivamente resistente e agente. Quando il valore di FS raggiunge 1, il versante raggiunge l'equilibrio limite e, teoricamente, si rompe.

Le espressioni di FS sono diverse a seconda delle approssimazioni che si fanno per rendere il problema determinato [37] [16]. Nel caso di studio, le caratteristiche dei fenomeni descritte nel paragrafo 3.8, permettono di adottare una delle forme più semplici di analisi all'equilibrio limite: il Pendio Infinito. In questa approssimazione, valida in quei fenomeni dove la lunghezza del corpo di frana è molto maggiore della sua profondità, si trascurano le forze che si esercitano tra un concio e l'altro, la superficie di scorrimento è ipotizzata parallela al piano campagna e l'espressione di FS diventa

$$FS = \frac{c + (H\gamma_s \cos^2(\alpha) - u) \tan(\phi)}{H\gamma_s \sin(\alpha) \cos(\alpha)} \quad (2.2)$$

dove c =coesione efficace, H =profondità dell'ipotetico piano di scorrimento, γ_s =peso specifico del suolo, α =pendenza del versante, u =pressione neutra, ϕ =angolo di attrito interno efficace.

L'accoppiamento tra la componente geo-meccanica e quella idrologica si effettua tramite l'aggiornamento della pressione neutra u . Questo valore può essere fisso nel tempo in caso di modelli stazionari, o variabile nel caso di modelli transitori. Nel presente lavoro si applicheranno tre diversi modelli da letteratura: SHALSTAB, Topkapi e Iverson (2000).

2.3.1 Il modello SHALSTAB

Il modello SHALSTAB (SHALlow STABility) nasce nei primi anni '90 ad opera di David R. Montgomery e William E. Dietrich [36]. E' un modello stazionario che presuppone il flusso sub-superficiale orientato prevalentemente in direzione parallela al pendio che si esercita esclusivamente nella porzione satura del suolo. Il suolo è ipotizzato composto da uno strato di altezza H e permeabilità satura K_s indipendente dalla profondità; al di sotto di questo strato giace un *bedrock* impermeabile.

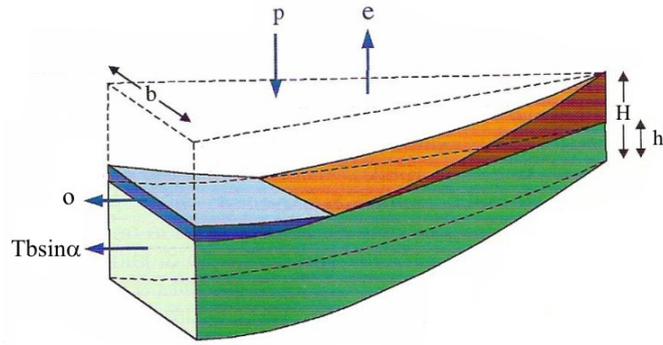


Figura 2.2: Schematizzazione del modello SHALSTAB

Il modello geo-meccanico del pendio infinito, in condizioni di flusso parallelo assume la forma

$$FS = \frac{c + H\gamma_s \cos^2(\alpha) \left(1 - \frac{\gamma_w h_w}{\gamma_s H}\right) \tan(\phi)}{H\gamma_s \sin(\alpha) \cos(\alpha)} \quad (2.3)$$

dove γ_w =peso specifico dell'acqua e h_w =altezza della tavola d'acqua misurata in verticale dal bedrock verso l'alto. Infatti in questo caso $u = \gamma_w h_w \cos^2(\alpha)$.

La componente idrologica del modello SHALSTAB è una semplificazione del modello idrologico TOPMODEL [7], formalizzata come

$$\frac{h_w}{H} = \frac{q}{T} \frac{a}{b \sin(\alpha)} \quad (2.4)$$

dove $q = p - e - o$ (secondo la terminologia di figura 2.2) rappresenta la precipitazione stazionaria efficace, T è la trasmissività del suolo a saturazione, cioè $T = \int_h K_s = hK_s$ con l'assunzione di $K_s(h)$ costante, a è l'area contribuente della cella in esame e b è la larghezza della sua sezione di uscita.

Inserendo la forma della tavola d'acqua definita dalla 2.4 nel pendio infinito 2.3, si ottiene un indicatore di stabilità (FS) distribuito nello spazio, cioè una mappa di suscettività alle frane. In realtà la versione originale

di SHALSTAB esprime gli output come $\frac{q}{T}$ necessario per instabilizzare la cella (cioè portare FS a 1); la restituzione della mappa in termini di FS è una caratteristica di un altro modello, SINMAP, che è una evoluzione di SHALSTAB.

2.3.2 Il modello Topkapi

Il modello idrologico Topkapi nasce nella seconda metà degli anni 90', ad opera di Ezio Todini [46]. E' un modello idrologico molto completo, composto da un modulo per la evapotraspirazione, uno per le precipitazioni nevose e il successivo scioglimento, oltre ai moduli centrali di flusso superficiale, sub-superficiale, e nella rete drenante. Nato specificamente per la previsione delle piene, nel presente lavoro si utilizzano i valori calcolati nel modulo *suolo* del modello.

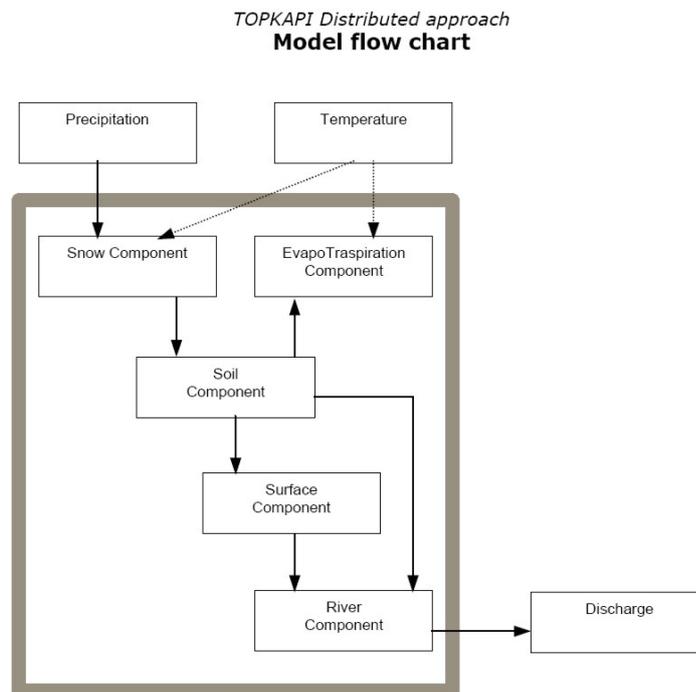


Figura 2.3: Grafico di flusso del modello Topkapi

Le assunzioni principali su cui si basa Topkapi sono:

1. La pendenza della tavola d'acqua coincide con la pendenza topografica
2. La conduttività idraulica a saturazione è costante con la profondità
3. Tutta la precipitazione si infiltra nel suolo fino alla completa saturazione secondo il meccanismo di Dunne [17]

Il flusso sub-superficiale è quindi assunto parallelo al pendio.

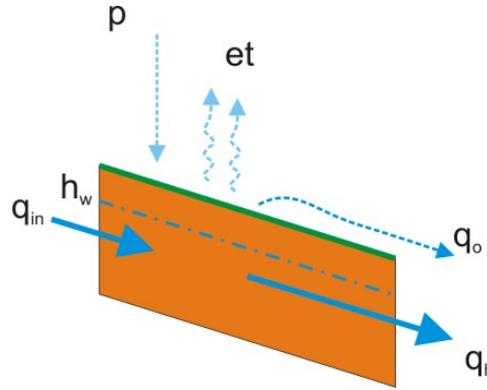


Figura 2.4: Schematizzazione di una cella di suolo nel modello Topkapi

Il modello Topkapi è un modello transitorio che descrive la dinamica del contenuto d'acqua nel suolo tramite una equazione differenziale dello stesso tipo di quella di un serbatoio non lineare.

$$\frac{d\theta}{dt} = a - b\theta^c \quad (2.5)$$

Dalla soluzione di questa equazione si ricava quindi $\theta(t)$, da cui $h_w(t)$

$$\frac{h_w(t)}{H} = \frac{\theta(t) - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (2.6)$$

dove θ_s e θ_r sono il contenuto d'acqua rispettivamente a saturazione e residuo; il loro significato e i valori tipici sono descritti nel capitolo 3.

L'espressione 2.6, sostituita nella 2.3, restituisce un indicatore di instabilità dipendente dal tempo $FS(t)$. I metodi per trasformare l'informazione dinamica $FS(t)$ in una mappa statica di suscettività saranno oggetto del capitolo 7.

2.3.3 Il modello di Iverson (2000)

Il modello idrologico di Iverson nasce nel 2000 in un articolo pubblicato da Richard M. Iverson [29]. Nel suo lavoro, Iverson inizia la descrizione partendo dall'equazione completa di Richards [41]. Su questa opera alcune semplificazioni che portano a forme diverse nel lungo o nel breve termine: nel lungo termine riottiene le equazioni che, in opportune condizioni, riconducono al modello TOPMODEL [7], nel breve termine resta invece una equazione convettivo-diffusiva. Alcune assunzioni sulle condizioni iniziali del suolo permettono di fare ulteriori semplificazioni: se il terreno è inizialmente secco, allora domina la parte convettiva dell'equazione e l'autore ricava

le equazioni cinematiche che governano il modello di Green-Ampt [23], se invece il terreno è quasi saturo, condizione più interessante nello studio dei franamenti, la componente diffusiva dell'equazione risulta dominante e Iverson riprende una soluzione analitica di questa dagli studi sulla diffusione del calore [11]. Quest'ultima parte è quella normalmente conosciuta come *modello di Iverson*, dalla quale USGS ha tratto il modello TRIGRS [3].

Iverson 2000: descrizione modello

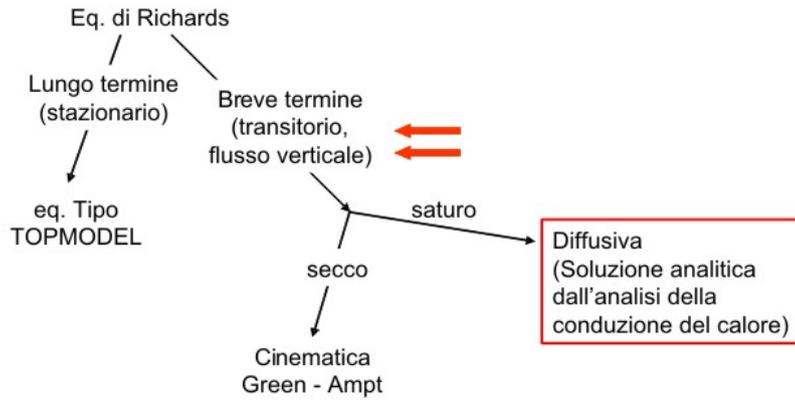


Figura 2.5: Rappresentazione schematica del lavoro di Iverson (2000)

Il modello di Iverson è un modello transitorio e, nel breve termine, suppone che il flusso sub-superficiale abbia direzione prevalentemente verticale. L'equazione che governa la pressione neutra è

$$\frac{\psi}{H}(H, t \leq T) = \beta(1 - h_w/H) + \frac{I_Z}{K_Z}[R(t^*)] \quad (2.7)$$

$$\frac{\psi}{H}(H, t > T) = \beta(1 - h_w/H) + \frac{I_Z}{K_Z}[R(t^*) - R(t^* - T^*)] \quad (2.8)$$

dove ψ è l'altezza piezometrica $\psi = u\gamma_w$, t è il tempo, T è la durata dell'impulso di precipitazione, β è una costante legata alla direzione del flusso sub-superficiale a lungo termine, h_w è la profondità della tavola d'acqua stazionaria misurata verticalmente dal piano campagna verso il basso, H è la profondità alla quale si misura la pressione (la profondità dell'ipotetica superficie di rottura), $\frac{I_Z}{K_Z}$ è l'intensità dell'impulso rispetto alla permeabilità verticale del mezzo (le intensità maggiori di K_Z vengono tagliate supponendo un deflusso superficiale hortoniano [26]).

Il primo addendo delle 2.7 e 2.8 rappresenta il profilo di pressione stazionaria, il secondo addendo è invece la componente transitoria del modello.

La funzione R proviene dalla soluzione della diffusione del calore e vale

$$R(t^*) = \sqrt{t^*/\pi} \exp(-1/t^*) - \operatorname{erfc}(1/\sqrt{t^*}) \quad (2.9)$$

Le 2.7, 2.8 e 2.9 sono espresse in funzione di tempi normalizzati che valgono

$$t^* = \frac{t}{H^2/\hat{D}}$$

e

$$T^* = \frac{T}{H^2/\hat{D}}$$

dove $\hat{D} = 4D_0\cos^2(\alpha)$ è la diffusività effettiva del suolo, i cui valori tipici sono definiti nel capitolo 3.

Le variazioni transitorie di pressione si sviluppano e si diffondono quindi nello spazio tra il profilo di pressione stazionario e il profilo di pressioni massime rappresentato dalla pressione idrostatica $\psi(h) = h$.

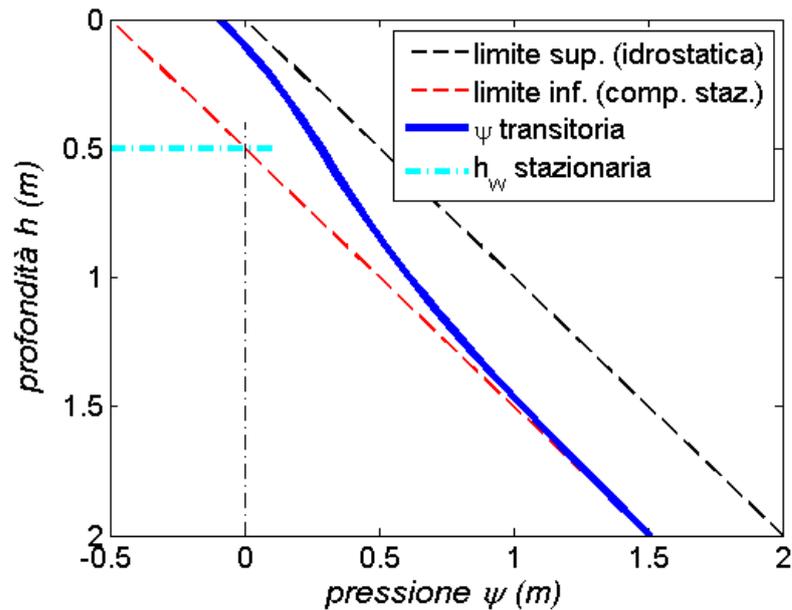


Figura 2.6: Profilo di pressione secondo il modello di Iverson con componente stazionaria idrostatica

Il parametro β definisce l'inclinazione della retta che rappresenta il profilo di pressione stazionario (in rosso nella figura 2.6). Se si suppongono condizioni idrostatiche, allora $\beta = 1$, in condizioni di flusso stazionario parallelo al pendio $\beta = \cos^2(\alpha)$, in condizioni di flusso stazionario verticale verso il basso $\beta = 0$ (il profilo di pressione stazionaria è nullo per ogni profondità). Nel paragrafo 3.7 si analizzerà la direzione prevalente dei flussi stazionari nell'area di studio.

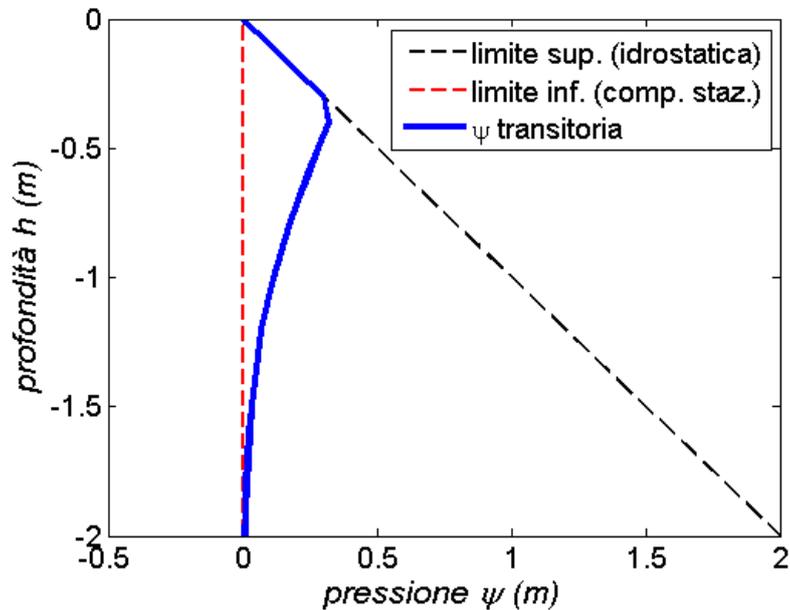


Figura 2.7: Profilo di pressione secondo il modello di Iverson con flusso stazionario verticale

2.4 Metodi di valutazione dei risultati dei modelli

I risultati di un modello devono essere confrontati con una *realtà*, che può essere una interpretazione di dati sperimentali o i risultati di un'altro modello. Si definisca *Previsione* il risultato del modello (il termine implica una valutazione temporale, ma si può applicare anche all'analisi di suscettività, che ha come risultato l'indicazione delle aree soggette alle future frane) e *Osservazione* la mappa della realtà con cui si vuole confrontare il modello: il rapporto tra *Previsione* e *Osservazione* può essere analizzato con una *tabella di contingenza*.

Le tabelle di contingenza sono tabelle utilizzate in statistica per rappresentare e analizzare le relazioni tra due o più variabili. In esse si riportano le numerosità congiunte delle variabili. Il caso più semplice è quello delle tabelle tetracoriche, in cui ciascuna delle due variabili assume solo due possibili valori. Nel caso in esame le due variabili sono *Previsione* e *Osservazione* e i due valori che ognuna di queste può assumere sono *Stabile* e *Instabile*.

Sulla base della tabella di contingenza di figura 2.8, si definiscono *Hit Rate* $HR = h/e$ e *False Rate* $FR = f/e'$, entrambi variabili tra 0 e 1. Molta letteratura (soprattutto in relazione alle curve ROC) riporta i termini *Sensitività* per HR e *Specificità* per $1 - FR$.

Vale la pena sottolineare l'importanza di considerare entrambi i valori HR e FR (o loro sostituti) per avere un quadro comprensibile del funziona-

		Osservato		
		Evento (e)	No evento (e')	Totale
Previsto	Allarme (w)	h	f	w
	No allarme (w')	m	c	w'
	Totale	e	e'	N

Figura 2.8: Tabella di contingenza Previsto-Osservato. h (hit) = numero di celle (o area) previsto instabile e effettivamente osservato instabile, f (false alarm) = numero di celle (o area) previsto instabile ma osservato stabile, ecc.

mento del modello: non ha senso dire “il modello prevede l’80% delle frane” senza specificare quanti sono i casi in cui la previsione non è corretta, sia HR che FR dipendono dalla scelta dei parametri del modello e solo la loro analisi congiunta permette di valutare i risultati.

Nel presente studio sono stati adottati due sistemi di valutazione: lo *Skill Score*, definito come la differenza tra *Hit Rate* e *False Rate* ($SS = HR - FR$), e l’area sottesa dalla curva ROC (AUC o *ROC area*), la curva ottenuta graficando HR in relazione a FR al variare dei valori dei parametri del modello. Lo Skill Score varia tra -1 e 1, dove $SS = 1$ è lo score della previsione perfetta, $SS = -1$ è quello della previsione completamente sbagliata, e $SS = 0$ è quello della previsione casuale. Analogamente la AUC varia tra 0 e 1, con $AUC = 0.5$ per la previsione casuale. Molti analisti concordano nel dare ad AUC il significato di *probabilità che una nuova entità sia classificata correttamente dal modello* [25] [33].

Le differenze tra i due sistemi di valutazione stanno principalmente nelle possibilità di lettura dei grafici risultanti: lo Skill Score è un valore unico che riassume le prestazioni del modello, è quindi semplice visualizzare il suo andamento al variare di un singolo parametro così da analizzare la sua influenza sul comportamento del modello; la curva ROC permette invece di visualizzare le prestazioni del modello al variare di più parametri contemporaneamente nello stesso grafico.

Il valore AUC è un indicatore integrale, quindi rappresenta la potenzialità del modello indipendentemente dal valore dei parametri, perché valuta il suo comportamento in tutto il loro dominio; lo Skill Score, invece, è un indicatore puntuale, variabile al variare dei parametri: come rappresentante dello Score del modello, si sceglie solitamente il massimo (SS_{max}), corrispondente a quei valori dei parametri che si dicono, in questo caso, *ottimizzati*.

Nei casi più comuni (come quelli incontrati nel presente lavoro), la forma delle curve ROC è abbastanza regolare. E’ allora possibile trovare una

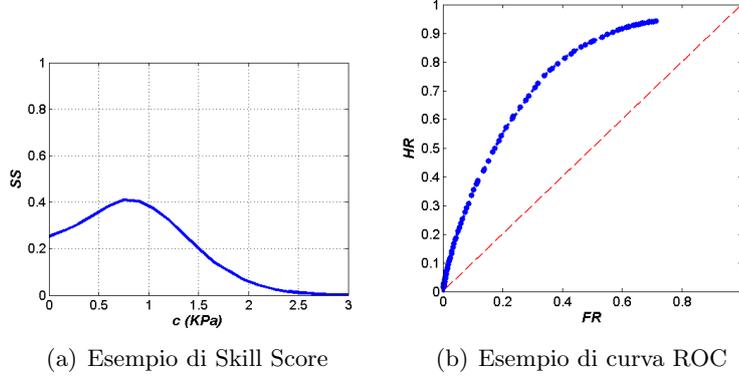


Figura 2.9: Esempi di grafici per la valutazione delle prestazioni del modello

relazione numerica tra i due indicatori SS_{max} e AUC . Supponendo una approssimazione triangolare per la curva ROC, è facile dalla figura 2.10 vedere che

$$AUC = 0.5 + \frac{SS_{max} \sin(45^\circ) \sqrt{2}}{2} = 0.5 + \frac{SS_{max}}{2}$$

e di conseguenza

$$SS_{max} = 2AUC - 1$$

Una approssimazione migliore è quella iperbolica [19], secondo la quale una curva ROC regolare è ben approssimata da una iperbole della famiglia

$$HR = \frac{(k+1)FR}{k+FR} \quad (2.10)$$

dove $k = 0$ rappresenta la ROC della previsione perfetta $HR = 1$, invece con $k \rightarrow \infty$, la 2.10 si riduce alla retta diagonale $HR = FR$ che rappresenta la previsione casuale.

La funzione 2.10, è facilmente integrabile nell'intervallo $[0; 1]$ e restituisce

$$AUC = (k+1) \left(1 - k \log \frac{k+1}{k} \right) \quad (2.11)$$

D'altra parte, $SS_{max} = \max(HR - FR)$, cioè SS calcolato nel punto in cui

$$\frac{d(HR - FR)}{d(HR)} = 0$$

da cui, derivando

$$SS_{max} = (k+1) \left(1 - \sqrt{\frac{k}{k+1}} \right) + k \left(1 - \sqrt{\frac{k+1}{k}} \right) \quad (2.12)$$

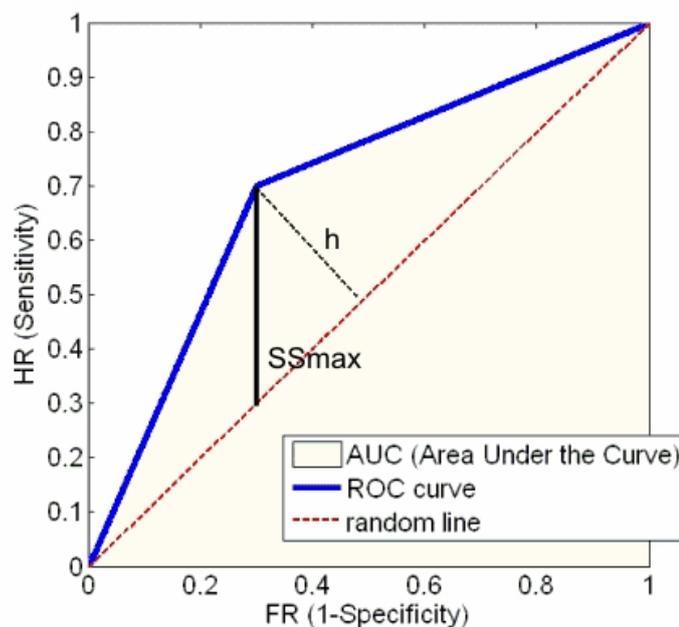


Figura 2.10: Rapporto tra SS_{max} e AUC in un caso di ROC triangolare

Il rapporto tra AUC e SS_{max} come rappresentati rispettivamente nelle 2.11 e 2.12, non è esprimibile semplicemente in forma analitica, ma è approssimabile in maniera abbastanza accurata da una funzione polinomiale.

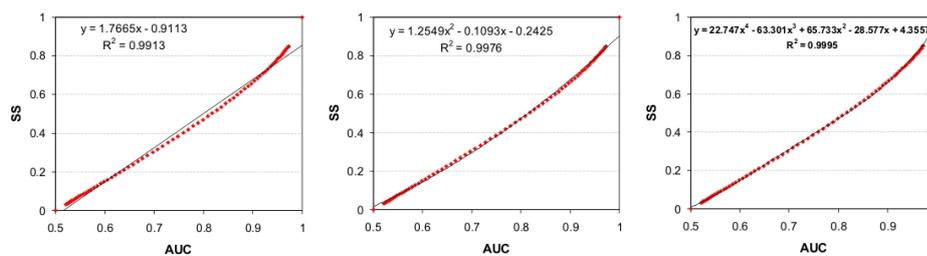


Figura 2.11: Relazioni tra SS_{max} e AUC , in caso di ROC iperbolica, approssimate da polinomi di diverso grado

Capitolo 3

Area di studio

3.1 Scale di applicazione

La suscettività alle frane può essere studiata su diverse scale areali, che solitamente sono di competenza di diversi approcci modellistici. Come visto nel capitolo 2, aree molto estese, dell'ordine delle migliaia di chilometri quadrati, sono studiabili, con i mezzi attuali, solo utilizzando un modello statistico. I modelli fisicamente basati, infatti, necessitano di algoritmi troppo onerosi per essere applicati ad un'area così grande con la risoluzione richiesta dal problema (difficile pensare di studiare le frane con maglie superiori ai 10x10 m).

Nel presente lavoro, la suscettività da frana è stata analizzata a scala regionale, tramite modelli esclusivamente statistici, e a scala più piccola, in un'area, chiamata in seguito *area studio*, di pochi chilometri quadrati, utilizzando sia modelli statistici, che modelli fisicamente basati.

3.2 Localizzazione geografica

L'area studio è situata nell'Appennino bolognese, lungo l'alta valle del fiume Reno nei pressi di Vergato, nel territorio comunale di Grizzana Morandi.

L'area riportata nelle figure 3.1 e 3.2 occupa una superficie di 5.6 km^2 ed è situata immediatamente ad Est di Vergato: è limitata ad Ovest dal fiume Reno, ad Est dalla strada provinciale 24 Vergato-Grizzana Morandi, a Sud dal Rio Campellero e a Nord si chiude nei pressi dell'abitato di Cà di Ferro.

3.3 Inquadramento geologico

L'Appennino settentrionale è una catena orogenica strutturalmente complessa, formatasi a partire dal Cretaceo superiore in seguito alla chiusura dell'Oceano Ligure-piemontese e alla successiva collisione della placca europea (*Corso-Sarda*) con quella adriatica (*Adria, Insubria*).

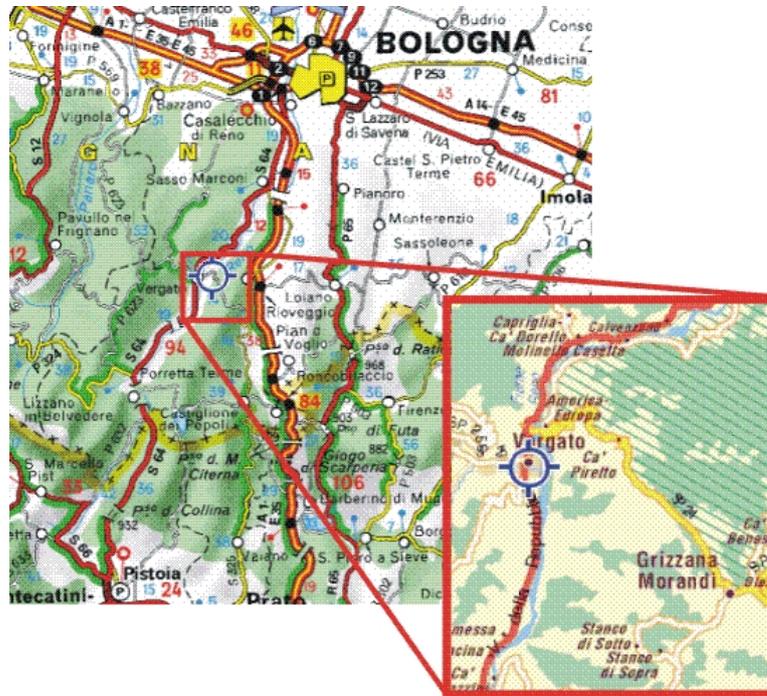


Figura 3.1: Localizzazione geografica dell'area di studio

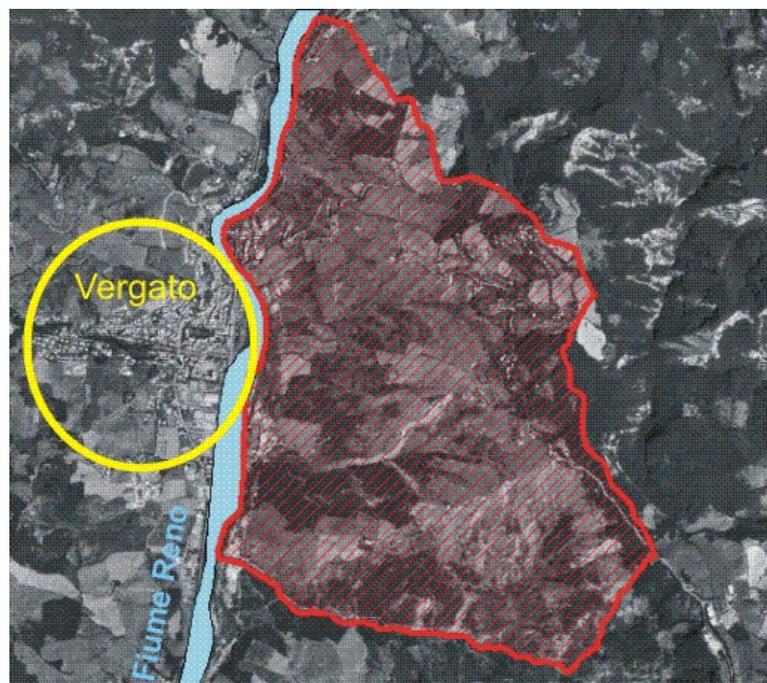


Figura 3.2: Localizzazione geografica dell'area di studio

In questa complessa storia tettonica si possono distinguere due fasi: una oceanica ed una intracontinentale. La fase oceanica inizia al limite tra il Cretaceo inferiore e il Cretaceo superiore, e termina nell'Eocene medio con la completa chiusura dell'Oceano Ligure-piemontese. Durante questa fase si forma un prisma d'accrezione costituito dall'impilamento per sottoscorrimento verso Ovest delle coperture oceaniche e di parte del loro basamento (Unità Liguri). Successivamente, nell'Eocene medio-superiore, la collisione tra il margine continentale europeo (Corso-Sardo) e quello adriatico, dà inizio alla fase intracontinentale dell'orogenesi appenninica; in questa fase si ha lo sviluppo di una tettonica a thrust e falde con sottoscorrimento verso Ovest delle unità continentali sotto le unità precedentemente impilate; in seguito, fenomeni gravitativi e di retroscorrimento hanno portato in superficie questa strutturazione crostale.

L'area oggetto di questo lavoro, è situata nell'Appennino bolognese e si colloca nel dominio Ligure costituito in prevalenza dalle sequenze sedimentarie depositatesi nell'oceano Ligure-piemontese tra la fine del Giurassico e l'inizio dell'Eocene. Le Liguridi sono state suddivise in una moltitudine di differenti sequenze, unità tettoniche o tettono-stratigrafiche corrispondenti ai distinti domini paleogeografici [52]. Tuttavia, ognuna di queste sequenze, è generalmente composta da un complesso basale cretaceo, costituito da unità rocciose argillose multi strato di mare profondo che corrugandosi hanno permesso lo sviluppo di vari bacini minori, entro i quali si depongono sequenze ricche di detriti silicoclastici, coevi con quelli dei più esterni domini continentali (Successioni Epiliguri).

3.3.1 Stratigrafia dell'area

Nell'area di studio affiorano diversi materiali. Per gli scopi del presente lavoro è però sufficiente raggrupparli in due categorie principali: le argille e le arenarie.

L'area argillosa è composta in maggior parte da *Argille a Palombini* (*APP* e *APP_a* nella Carta Geologica della Regione Emilia Romagna) e, in quantità minore, da *Argille Variegata di Grizzana Morandi* (*AVT*) e *Argilliti di Masinara* (*CAM*). Questi materiali costituiscono i *Complessi di Base* (Bettelli e Panini, 1989) o *Complessi Caotici*.

Le Argille a Palombini rappresentano un deposito di piana sottomarina sottoalimentata posta al di sotto del livello di compensazione dei carbonati. Durante la deposizione, le elevatissime pressioni originatesi in seguito al progressivo accumulo e seppellimento del materiale, hanno causato un'elevata compattazione delle particelle di sedimento, con formazione di piani di fissilità caratterizzati dall'iso-orientamento in direzione orizzontale delle particelle argillose. La formazione è quindi costituita dall'alternanza irregolare di argille ed argilliti nerastre, fissili, e di strati di calcilutiti grigie, risedimentate, in strati di spessore variabile da 20 cm a oltre il metro. Nelle argilliti,

che a luoghi rappresentano il litotipo predominante, si possono rinvenire intercalati strati singoli o pacchi di sottili torbiditi arenaceo-pelitiche a grana da media a finissima. Di frequente compaiono sotto forma di inclusi masse di rocce ofiolitiche e soprattutto breccie poligeniche esclusivamente costituite da clasti ofiolitici, o con clasti di rocce sedimentarie [6].

Le sollecitazioni tettoniche successive alla deposizione, legate alla chiusura dell'Oceano Ligure e alla conseguente orogenesi appenninica, hanno sovrapposto l'attuale struttura a scaglie alla stratificazione e alla fissilità originarie. In tutte le aree dell'Appennino Settentrionale in cui sono presenti le Argille a Palombini, infatti, è molto difficile rinvenire affioramenti in cui la formazione conservi ancora un ordine stratigrafico interno. Quasi ovunque, a causa dell'intensa deformazione subita, l'assetto stratigrafico delle Argille a Palombini è disordinato e caotico. La stratificazione non è quasi mai riconoscibile con sicurezza poiché gli strati calcarei appaiono ridotti a blocchi, deformati in modo fragile con forme, in sezione, da squadrate a lenticolari. La pelite, che solo nelle porzioni poco deformate è costituita da argilliti con una pronunciata fissilità parallela alla stratificazione, assume di norma una spiccata struttura scagliosa con carattere penetrativo (clivaggio scaglioso) [6]. I sistemi di scaglie lenticolari e lenticolari-prismatiche, piatte ed allungate, di dimensioni centimetriche o millimetriche, consentono l'interdigitazione a scala metrica o centimetrica di porzioni di argille, argille marnose di diverso tipo.

I piani di taglio mostrano all'osservazione diretta e alla lente da campagna superfici interessate da intense lucidature e da tipiche striature meccaniche da movimento. Inoltre, laddove la composizione delle scaglie è più marnosa, lungo i piani di taglio si sviluppano sottili veli e vene di calcite fibrosa; la calcite mostra di essersi sviluppata contestualmente al movimento, come indicato dallo sviluppo di fibre [39]. Alla stratificazione originaria si sostituisce così una struttura planare mesoscopica di origine strutturale, una stratificazione tettonica, che ha una persistenza ed una continuità di tipo cartografabile [6]. Il complesso caotico delle Argille a Palombini, può quindi essere considerato come una tettonite, ossia un'unità la cui tessitura è caratterizzata dallo sviluppo di strutture tettoniche.

Le Argille Variegate di Grizzana Morandi sono una unità poco diffusa arealmente e che sistematicamente accompagna gli affioramenti di Argille a Palombini. Le Argille Variegate sono costituite da argille ed argilliti grigie, verdastre ed azzurrognole e solo eccezionalmente rossastre, cui si intercalano strati da sottili a medi di calcilutiti grigio-verdi con patine di alterazioni marroni e di arenarie grigie o di siltiti con patine magnesifere. Anche questa unità lito-stratigrafica, analogamente alla Argille a Palombini, costituisce una tipica formazione priva di ordine stratigrafico interno ed in cui la stratificazione è riconoscibile soltanto per estensioni areali ridottissime. Originari rapporti stratigrafici con le Argille a Palombini sono pertanto ipotizzabili esclusivamente per la stretta associazione tra le due unità e per il fatto che i

litotipi dell'una sfumano in quella dell'altra senza soluzione di continuità [6].

Entrambe le formazioni appartengono a quelle che un tempo veniva definito *Complesso Caotico* [1]. Tale termine, a sua volta, voleva sostituire il termine con significato genetico di formazione delle *Argille Scagliose* [35]. Attualmente tali termini non vengono più usati dal punto di vista stratigrafico poiché, a partire dai primi anni '80 è stato riconosciuto che, con tali termini, erano stati accomunati terreni del tutto diversi per struttura, tessitura, natura, collocazione e significato stratigrafico o strutturale [5] [6].

A Est dell'area di studio affiorano materiali diversi, classificati nel gruppo delle arenarie, di cui fanno parte: *Formazione di Monte Venere (MOV)*, *Brecce Argillose di Pian di Setta (MPS)*, *Membro delle Arenarie di Anconella (ANT₂)*, *Formazione di Antognola (ANT)* e diverse *Formazioni di Bismantova (ABI)*. Questi materiali sono più competenti e meno interessanti per il presente studio perché molto meno suscettivi alle frane rispetto le argille.

3.3.2 Aspetti strutturali e litotecnici delle Argille a Palombini

Dal punto di vista macro-strutturale, le Argille a Palombini ed in generale i Complessi di Base, vengono anche definiti come *melanges*, per indicare l'insieme disordinato della matrice argillosa e dei blocchi lapidei inglobati. Il grado di tettonizzazione è molto spinto e le superfici di taglio sono evidenti a tutte le scale di osservazione tanto che alcuni autori [12] descrivono questi materiali anche col termine di tettoniti o tettonosomi. In seguito all'alterazione chimico-fisica prodotta dagli agenti esogeni, cui questi materiali sono particolarmente predisposti, lungo i versanti si trova pressoché ovunque (tranne che nei calanchi e nelle nicchie di frana), una copertura detritica di natura eluvio-colluviale, proveniente dall'alterazione in posto del substrato o trasportata per brevi distanze ed accumulata dalle acque di erosione superficiale (oltre naturalmente ai numerosi corpi di frana).

La stratigrafia che si può ritrovare pressoché in tutti i fori di sondaggio è composta da:

1. un **suolo** limo-argilloso, con una certa componente organica, di spessore di qualche decina di centimetri
2. una **coltre di alterazione** limo-argillosa di colore nocciola, completamente priva di struttura, in cui occasionalmente si trovano patine di ossidazione e/o calcinelli biancastri
3. una fascia di spessore variabile in cui il colore passa, più o meno gradualmente, dal nocciola al grigio medio, con la presenza di plaghe o lenti all'interno delle quali è possibile riconoscere la struttura a scagliette millimetriche (corrispondente al **substrato alterato**)

4. un **substrato inalterato** di argilla di colore grigio o grigio-scuro, solitamente compatta, con struttura a scaglie prismatiche o lenticolari, a superfici lucide e dimensioni millimetriche

La profondità a cui è possibile rinvenire il substrato è variabile in funzione della posizione lungo il versante, dell'inclinazione, della morfologia e dei processi di versante e non è facilmente prevedibile su base esclusivamente teorica.

Dal punto di vista della qualità dell'ammasso, le unità di questo gruppo sono definibili come rocce deboli [8]; le Argille a Palombini in particolare, secondo la classificazione di Esu [18] relativa alla complessità litologica e strutturale, rientrano nel gruppo B3 che comprende livelli scompaginati di rocce competenti ed argilliti caratterizzate da fratture, fessure e piani di taglio, il tutto a struttura caotica.

Il termine *argillite* sottintende la presenza di fenomeni di metamorfismo. Le Argille a Palombini, almeno in quest'area, non hanno subito tali fenomeni, tuttavia hanno subito una forte sovra-consolidazione dovuta sia al seppellimento sia alle spinte tettoniche che vi hanno provocato la tipica struttura interna. L'attuale suddivisione in scaglie con apertura delle fratture e dei joints, è resa possibile soprattutto dagli scarichi tensionali subiti dal materiale. L'apertura di tali discontinuità secondarie è una concausa della relativa rapidità nell'assorbimento d'acqua e nella velocità dei processi di alterazione superficiale.

3.4 Caratteristiche fisico-meccaniche

Il comportamento meccanico della roccia è determinato esclusivamente dalla matrice argillosa, nonostante il numero di blocchi possa superare il 15% del volume dell'ammasso. Lo stesso vale per le caratteristiche idrauliche di permeabilità che presentano ovunque i valori tipici delle argille ed aumentano solo in corrispondenza di fratture nella matrice stessa.

Negli ultimi anni sono state svolte numerose prove geotecniche da parte di Università ed enti locali preposti alla Difesa del Suolo, in particolare a carico delle coltri detritiche o di frana; molto meno numerose sono le prove sui materiali del substrato, soprattutto a causa delle difficoltà operative nel prelievo e nella preparazione di campioni indisturbati, nella forte anisotropia alla scala del campione e, di conseguenza, della scarsa rappresentatività dei risultati delle prove alla scala del dissesto. Si ricordi inoltre che, in seguito all'alterazione ed all'assorbimento d'acqua, le caratteristiche della roccia originale vengono gradualmente perse per dare origine ad una coltre argillosa tendenzialmente più omogenea ed isotropa ed è questa che più frequentemente viene coinvolta nei movimenti di massa. Prassi comune è, pertanto, quella di svolgere le prove su campioni rimaneggiati e ricostituiti. Dal confronto fra numerose prove di laboratorio è stato notato che le resistenze

al taglio di picco su campione rimaneggiato, corrispondono con buona approssimazione alle resistenze di stato critico del materiale naturale [13] e come le resistenze mobilizzate durante gli inneschi, o meglio, reinneschi dei movimenti franosi presenti nell'area, valutati tramite back analysis, corrispondano generalmente a valori intermedi fra i parametri di stato critico e quelli residui.

A causa del forte grado di incertezza in merito alle caratteristiche meccaniche di questi materiali, risulta molto utile analizzare il maggior numero di dati possibile e valutare la loro variabilità in relazione alle tecniche di campionamento ed al tipo e grado di disgregazione del campione; la presenza di scagliette non disgregate può infatti influenzare notevolmente i risultati della prova di taglio. La base dati utilizzata per la determinazione dei valori geo-meccanici utilizzati nel presente lavoro, contiene i dati delle prove fisico-meccaniche eseguite su oltre 100 campioni di Argille a Palombini.

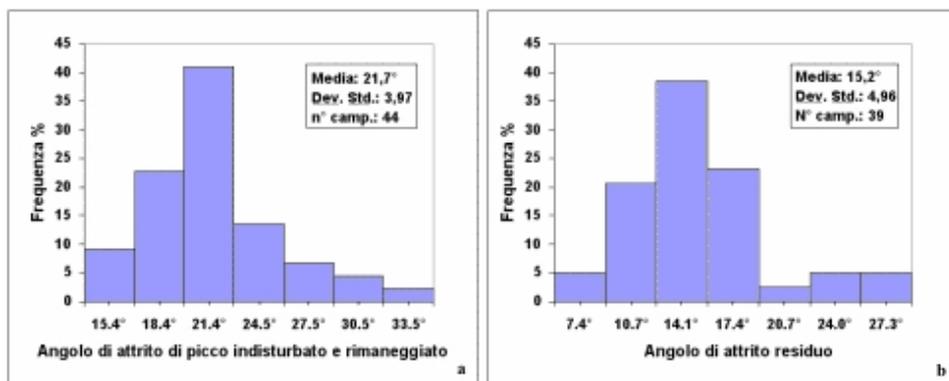


Figura 3.3: Risultati delle prove per la determinazione dell'angolo di attrito interno

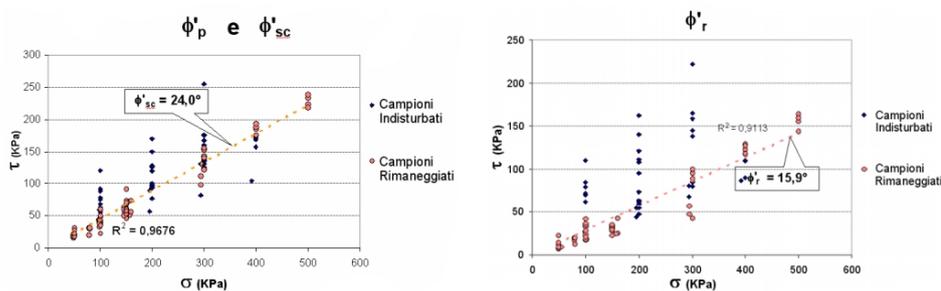


Figura 3.4: Risultati delle prove per la determinazione dell'angolo di attrito interno e della coesione

I valori del parametro angolo di attrito interno che si ricava dalle prove vanno da 14 – 15° del valore residuo, a 22° del valore di picco.

Trattandosi di colture di alterazione, il parametro di coesione dovrebbe valere 0, come confermato dalle analisi visualizzate nella figura 3.4. In alcuni casi si può considerare un valore di coesione non nullo dovuto agli apparati radicali nello strato superficiale del suolo, ad alcune condizioni particolari di pressione negativa o alla non completa alterazione meteorica. Un range di coesioni realistico per la coltura argillosa è [0 ; 3] kPa.

3.5 Caratteristiche idrologiche del terreno

Il suolo è composto da uno scheletro solido, formato dai granuli. Gli spazi vuoti fra i granuli (*interstizi*) giocano un ruolo fondamentale per le caratteristiche idrauliche e fisiche del mezzo e dalle loro caratteristiche derivano diversi parametri che intervengono nei modelli fisicamente basati che saranno applicati nell'area di studio.

Gli spazi interstiziali, il cui volume si indica con V_v , possono essere riempiti con aria, acqua o una miscela tra i due, determinando l'indice di saturazione del mezzo. Definendo con V il volume totale del campione di suolo e con V_w il volume occupato dall'acqua, si definisce come *contenuto d'acqua*

$$\theta = \frac{V_w}{V} \quad (3.1)$$

e come *grado di saturazione*

$$S = \frac{V_w}{V_v} \quad (3.2)$$

La grandezza che influenza direttamente la stabilità dei versanti è la pressione dell'acqua negli interstizi (*pressione interstiziale* o *pressione neutra* o *pressione nei pori*). Questa è legata al contenuto d'acqua con una relazione fortemente non lineare, diversa per i vari tipi di suolo e dotata di fenomeni di isteresi. In figura 3.5 è riportata una tipica relazione tra pressione nei pori e contenuto d'acqua per un suolo argilloso. Il *contenuto d'acqua residuo* è dovuto a piccole quantità d'acqua che circondano i grani e sono ad essi legati tramite forti legami elettro-chimici; questa quantità d'acqua non può essere estratta dal mezzo se non fornendo altissime quantità di energia (ad esempio altissime pressioni o temperature).

Le grandezze di *contenuto d'acqua residuo* (θ_r) e *contenuto d'acqua a saturazione* (θ_s) intervengono nel modello Topkapi che sarà applicato in seguito, quindi il loro valore deve essere determinato sperimentalmente. A questo scopo sono stati usati dati provenienti da siti monitorati che, seppur non compresi nell'area di studio, si trovano in zone dalle caratteristiche molto simili.

I risultati sono raccolti nella figura 3.6 e indicano come θ_s un valore attorno a 0.35. Il valore di θ_r è molto meno affidabile (ma anche meno influente) e si può stimare attorno a 0.05.

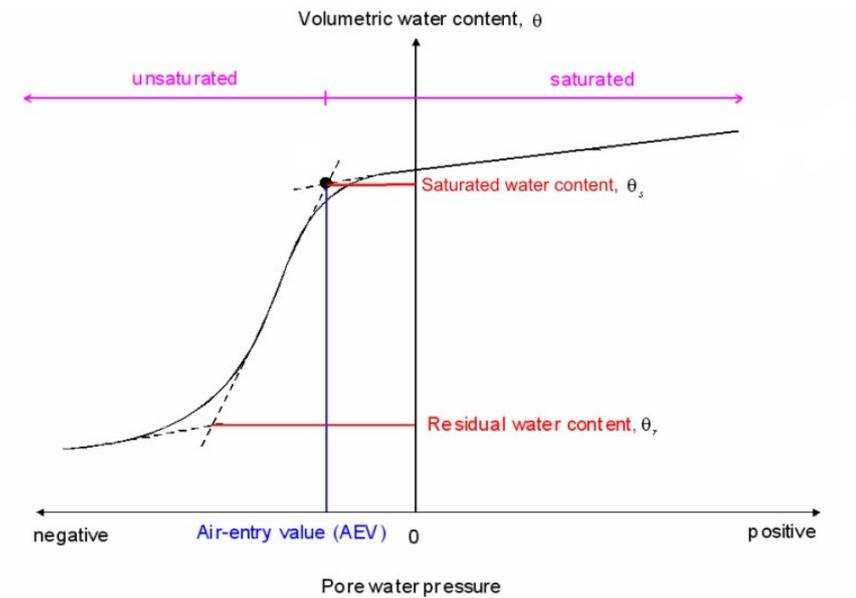


Figura 3.5: Relazione tra pressione nei pori e contenuto d'acqua per un suolo argilloso

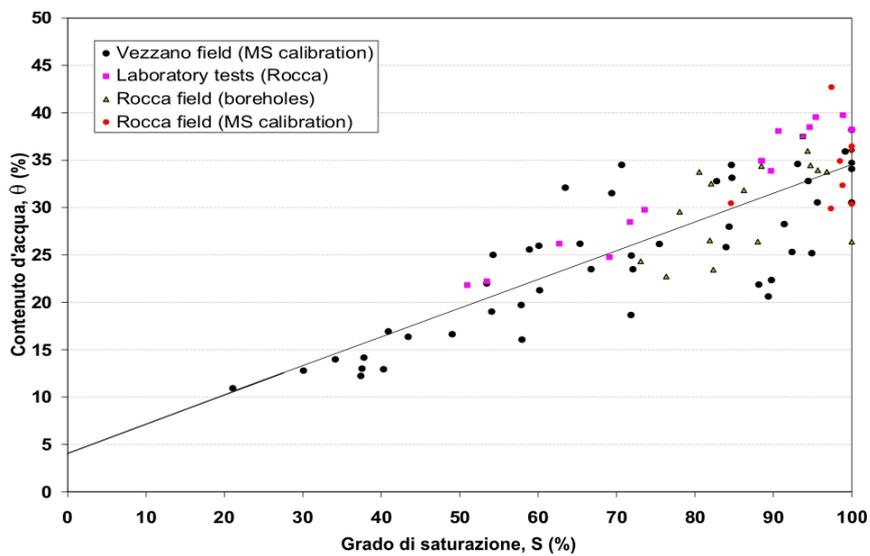


Figura 3.6: Misure di contenuto d'acqua e saturazione per i siti di Rocca Pitigliana e Vezzano

La derivata della curva di figura 3.5, rappresenta la variazione del contenuto d'acqua al variare della pressione interstiziale

$$C(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi} \quad (3.3)$$

In condizioni di saturazione, la curva diventa una retta, quindi $C(\psi)$ raggiunge il suo minimo e diventa costante. Si chiami C_0 questo valore.

Il parametro C_0 , legato alla compressibilità del mezzo, interviene nel modello idrologico di Iverson, per cui è necessaria una stima del suo valore nei terreni argillosi. Questa stima può essere ricavata con diversi metodi:

- dalla misura dell'immagazzinamento specifico (Specific Storage), cioè il volume di acqua che può essere immagazzinata o rilasciata per unità di variazione di carico idraulico
- dalla misura dei coefficienti di compressibilità tramite prove edometriche
- dalla analisi diretta delle curve $\theta(\psi)$ generate da software di analisi agli elementi finito come Seep-W.

Tramite questi metodi, si ottiene una stima di C_0 tra 10^{-2} e 10^{-3} $1/m$ per i terreni argillosi. Il modello di Iverson usa questo parametro in rapporto alla permeabilità del mezzo, (vedi capitolo 2), di solito indicata come K , o K_s se valutata in condizioni di saturazione. La diffusività a saturazione D_0 vale infatti

$$D_0 = \frac{K_s}{C_0}$$

Lo stesso K_s compare anche in altri modelli utilizzati nel presente lavoro. La stima di questo parametro si ricava da test empirici. Per determinarla si sono usati i risultati di circa 50 prove. Il valore medio per i terreni di coltre di alterazione argillosa è dell'ordine di $10^{-7} m/s$. Per il substrato si ricavano valori inferiori di un'ordine di grandezza, anche se in questo caso le stime sono meno affidabili vista la maggiore difficoltà tecnica e la maggiore disomogeneità del mezzo.

3.6 Piovosità

Le condizioni climatiche del territorio sono principalmente commesse alla circolazione generale nella Pianura Padana mentre a Sud dell'area di studio, in prossimità del crinale appenninico, si avvertono maggiormente le influenze delle circolazioni del versante tirrenico e degli effetti meteorologici dovuti al sollevamento orografico delle masse d'aria provenienti da Sud-Ovest. In accordo con le relazioni esistenti tra temperatura dell'aria ed altitudine, si può dire che il clima dell'area di studio è temperato-fresco, tipico dell'alta

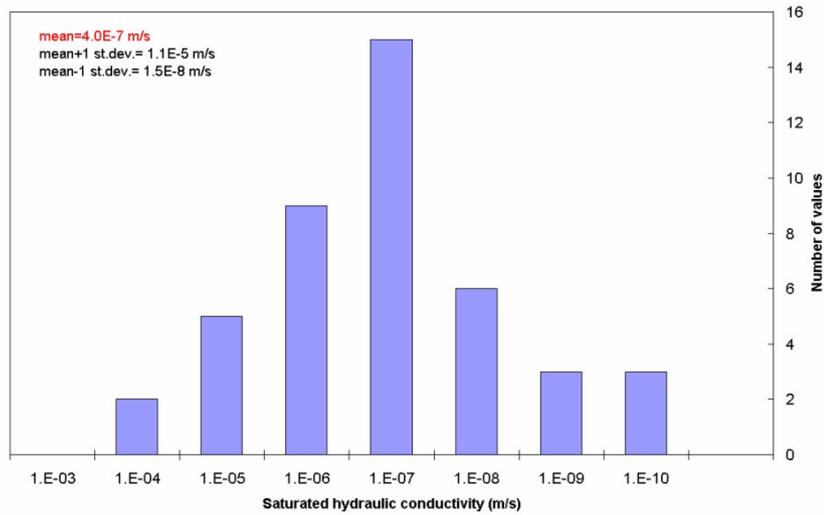


Figura 3.7: Misure di permeabilità idraulica a saturazione per coltre di alterazione argillosa

Parametro	Simbolo	Valore
Coesione	c	[0 ; 3] kPa
Angolo di attrito interno	ϕ	[10 ; 20] °
Contenuto d'acqua a saturazione	θ_s	[0.33 ; 0.38]
Contenuto d'acqua residuo	θ_r	[0.04 ; 0.07]
Permeabilità a saturazione	K_s	$10^{-7} m/s$
Diffusività	D_0	$10^{-5} m/s^2$

Tabella 3.1: Parametri fisici usati per le argille nella applicazione dei modelli

collina e della media montagna [21]. Le temperature medie annuali nella fascia tra i 500 e i 800/1000 m s.l.m. oscillano tra 9° e $12^{\circ}C$ mentre sotto ai 500 m non scendono sotto ai $12^{\circ}C$ [51] con un'escursione termica di circa $20^{\circ}C$.

Quota (m slm)	Piuvosità (mm/anno)
200-300	870
300-400	920
400-500	1070
500-600	1130
600-700	1290
700-800	1530
800-900	1380
900-1000	1620
1000-1100	1760

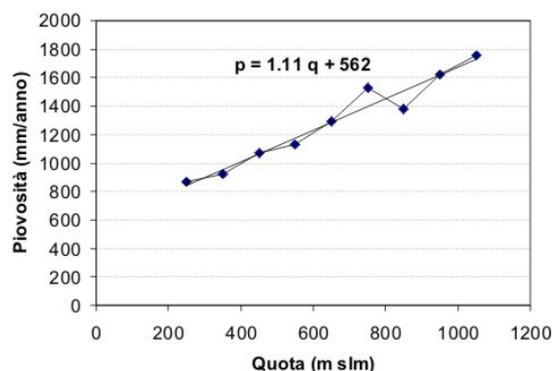


Figura 3.8: Valori delle precipitazioni annuali per fasce altimetriche [42]. Il pluviometro di Vergato, situato nella valle, all'interno dell'area di studio a 192 m slm, ha misurato, negli ultimi 50 anni, una media di 877 mm/anno, pienamente compatibile con i dati riportati in tabella.

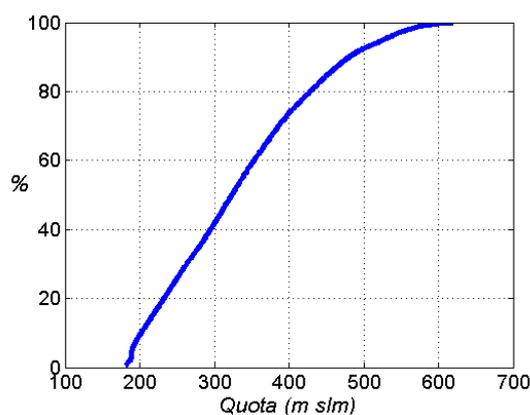


Figura 3.9: Frequenza cumulata della quota nell'area di studio. La quota è distribuita abbastanza regolarmente tra 200 e 600 m slm.

3.6.1 Impulsi di pioggia

Per i modelli fisicamente basati che saranno applicati all'area di studio, la pioggia è l'input principale. In particolare per il modello di Iverson (vedi paragrafo 2.3.3), sono molto importanti le durate degli impulsi piovosi T e

l'intensità di questi in rapporto alla permeabilità verticale del suolo I_Z/K_Z . A partire dalle piogge orarie registrate negli ultimi 15 anni nell'area di studio, si è costruita la funzione di probabilità che un evento di intensità $I_Z \geq K_Z$ duri almeno un periodo continuato T , dove per periodo continuato si intende un periodo con meno di 12 ore di interruzione della precipitazione.

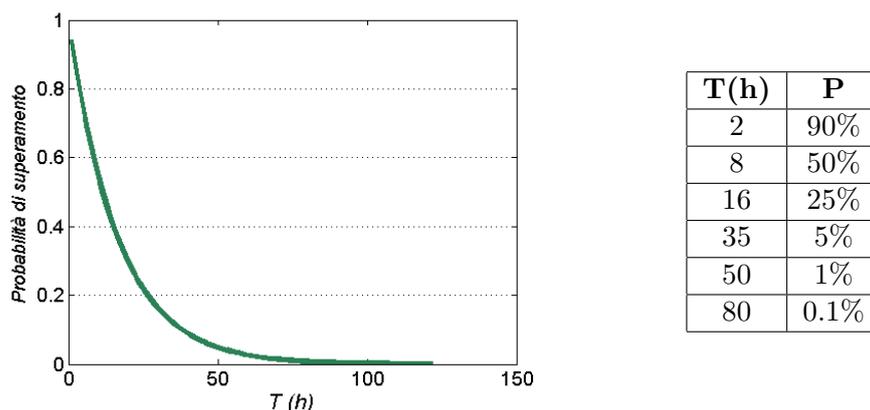


Figura 3.10: Probabilità di superamento $P(T' > T)$ della durata T da parte di un impulso piovoso con $I_Z \geq K_Z$

3.7 Misure di pressione neutra

Le misure di pressione neutra effettuate nell'area di studio, in diversi siti di monitoraggio, permettono di trarre alcune conclusioni generiche:

1. I valori di pressione, anche a pari profondità, possono variare di molto nella dinamica e nelle grandezze, da un punto all'altro, anche a pochi metri di distanza planare. Questo è dovuto naturalmente alla forte disomogeneità del mezzo e alla sensibilità della pressione neutra a queste disomogeneità: una frattura del mezzo permette all'impulso piovoso di portare le sue conseguenze a profondità più alte e con maggiore intensità di quello che sarebbe per un mezzo omogeneo; al contrario un blocco di materiale più compatto può fungere da *ombrello* su tutto lo strato sottostante. Per questi motivi è molto difficile replicare le misure di pressione con modelli di idrologici che suppongono il mezzo omogeneo.
2. I picchi di pressione si presentano prima nei sensori più superficiali, poi via via in quelli più profondi con ritardi crescenti con la profondità, a indicare come, di solito, il fronte di pressione proceda dall'alto verso il basso, e non segua un meccanismo Durniano di crescita della tavola d'acqua dal basso.

3. Le altezze idrauliche totali (altezza geometrica + altezza di pressione) mostrano una decrescita rapida con la profondità che determina la presenza di un gradiente idraulico caratterizzato da dominante componente verticale diretta verso il basso.
4. Le risposte sono qualitativamente simili tra loro entro lo strato di coltre di alterazione, dove la dipendenza dei tempi di risposta e delle intensità con le profondità sembra indicare un comportamento diffusivo del mezzo. Le risposte dei sensori sepolti nel substrato inalterato mostrano invece un comportamento molto più ritardato e attenuato che indicano il cambiamento delle proprietà fisiche del mezzo.

Bisogna puntualizzare che le misure di pressione sono registrate di solito in zone a monte di una frana o nel corpo di una frana attiva perché è in quelle zone che un monitoraggio delle condizioni innescanti è necessario; le conclusioni riportate sopra potrebbero quindi essere legate alla situazione anomala che si sta verificando nel versante e non essere valide se portate su tutta l'area di studio. Ad esempio la direzione e l'intensità dei flussi idrologici all'interno di un corpo di frana attiva sono fortemente condizionati dalla dinamica del corpo stesso. I dati registrati a monte delle nicchie sono sicuramente più affidabili riferendosi comunque a materiale in sito. Bisogna però ricordare che queste zone sono spesso localizzate vicino al crinale, nella zona di ricarica del versante, dove quindi la presenza di un flusso verticale può non essere indicativo di un comportamento valido per tutto il versante [40].

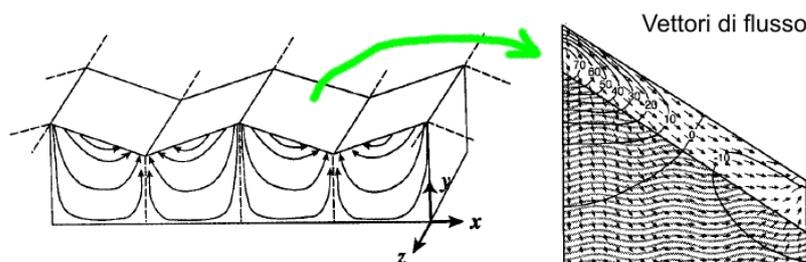


Figura 3.11: Schematizzazione dei flussi sub-superficiali in un versante [40]

3.8 Tipi di frane rilevate nell'area di studio

Una prima ed importante considerazione da fare sulle frane della Regione è che la quasi totalità degli eventi attuali (la RER parla di oltre il 95%) è costituita da riattivazioni, parziali o totali e da ampliamenti di movimenti franosi preesistenti. Gran parte di questi corpi di frana, in particolar modo quelli di

grandi dimensioni, si ritiene possano essersi originariamente generati in occasione di fasi ed eventi climatici (e forse tettonici) estremi, verificatisi migliaia di anni fa, in seguito all'ultima deglaciazione [4] mentre gli eventi attuali costituirebbero essenzialmente l'evoluzione di tali corpi e delle morfologie da essi generate. Di seguito verrà pertanto utilizzato il termine *fenomeno franoso* o semplicemente *frana* per definire l'oggetto frana dal punto di vista solamente spaziale, ed il termine *evento franoso*, o *franamento*, per definire un sotto-insieme spazio-temporale del fenomeno nel suo complesso, vale a dire tutto ciò che avviene durante le fasi di un movimento compreso fra due stati di quiescenza o di attività molto meno intensa.

Di seguito le caratteristiche cinematiche e morfo-evolutive delle frane indagate verranno descritte mediante i parametri descrittivi fondamentali [48], [10], [15].

- Il **tipo di dissesti** più frequente (stimato attorno all'80%) nell'Appennino Bolognese ed in generale in quello Emiliano, è costituito da frane complesse, costituite da un primo movimento di tipo traslativo o roto-traslativo multiplo, più o meno profondo [22], che in condizioni morfologiche ed idrogeologiche favorevoli può evolvere in colata di terra e detrito (earth flow). Oltre ad essere classificabili secondo la classificazione di Varnes [48] come *complesse*, la maggior parte di queste frane possono essere descritte anche come *composte*, caratterizzate cioè da diversi tipi di movimento in diversi punti del fenomeno. Nell'area di studio, in particolare, le superfici di scivolamento del primo movimento sono spesso planari, trovando vantaggioso svilupparsi all'interno del sottile strato di coltre di alterazione o lungo il confine coltre-substrato. I movimenti sono quindi quasi esclusivamente traslativi e il rapporto tra lunghezza e profondità del corpo interessato è solitamente molto maggiore di 10.

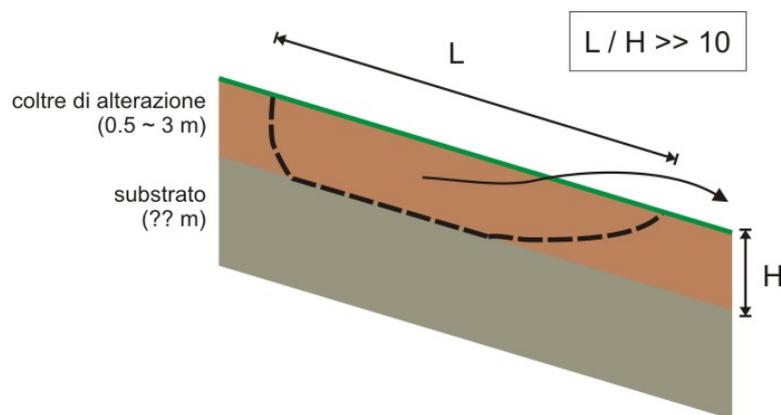


Figura 3.12: Superficie di rottura in una frana tipica dell'area di studio

- La **distribuzione di attività** delle frane nell'area, spesso è classificabile come multidirezionale; costituita in particolare da fenomeni di retrogressione nel tratto di monte ed avanzamento nel tratto medio ed inferiore. Se l'evento è di media o grande estensione, è probabile che le parti mediana ed alta del corpo di frana subiscano importanti variazioni morfologiche. In questo caso si verifica frequentemente che il detensionamento dei terreni prossimali provochi una serie di richiami più limitati, al contorno della frana stessa e quindi fenomeni di allargamento sui fianchi.
- La **superficie ed i volumi** interessati possono variare notevolmente e passare da valori di poche decine di metri cubi fino a decine di milioni di metri cubi.
- Il **materiale coinvolto** nei dissesti più superficiali è costituito da una coltre detritica, a matrice argillosa, costituita da depositi eluvio-colluviali derivante direttamente dall'alterazione del substrato oppure da accumuli di eventi franosi precedenti. Più raramente la superficie di scivolamento arriva ad interessare il substrato inalterato. Gli spessori dei primi movimenti sono spesso contenuti nell'ordine di pochi metri (tipicamente 1-3 m), ma nell'evoluzione del fenomeno gli spessori mobilizzati possono aumentare notevolmente in seguito al meccanismo di riattivazione per carico non drenato [28], [27], mediante il quale vengono rimobilizzati gli accumuli di eventi precedenti, tanto che non è raro incontrare depositi che al piede superano lo spessore di 30m. Nel presente lavoro, l'attenzione sarà focalizzata soprattutto ai primi movimenti, che derivano da retrogressione, allargamento laterale, fenomeni di richiamo, o altro; le riattivazioni dei corpi di frana per effetti di carico non drenato, seppur interessanti, sono collegati a meccanismi fisicamente diversi che richiedono un diverso approccio modellistico.
- La **velocità** di spostamento di queste frane durante la fase parossistica è solitamente *lenta o moderata*, rimanendo nell'ordine di alcuni m/h. Nei casi di colate molto fluide, che solitamente non coinvolgono volumi particolarmente importanti, si possono raggiungere occasionalmente velocità di decine di m/h entrando nel campo delle frane *rapide*. Nella fase di quiescenza si hanno velocità dell'ordine dei centimetri o decimetri all'anno.
- Le carte regionali di riferimento per i dissesti, la Carta Geologica alla scala 1:10.000 e la Carta Inventario del dissesto alla scala 1:25.000, cartografano i soli corpi di frana suddividendoli in base allo **stato di attività** in *attivi e quiescenti*. Secondo la terminologia ufficiale [48], col termine *attivi* vengono definiti quei fenomeni che sono attualmente in movimento o che lo sono stati entro l'ultimo ciclo stagionale mentre col

termine *quiescenti* vengono definiti quei corpi che, pur non riportando i segni di attività molto recenti, presentano condizioni morfo-evolutive tali da ritenere possibile una loro riattivazione. La comunità scientifica è piuttosto dibattuta sui parametri di distinzione fra frane attive e quiescenti. Questa distinzione non implica però particolari differenze di trattamento da parte dei modelli applicati nel presente lavoro.

3.8.1 Innesco ed evoluzione tipici delle frane

La maggior parte delle frane dell'area di studio presenta un innesco ed un'evoluzione piuttosto tipici. I primi movimenti avvengono nell'area di nicchia, solitamente ubicata nelle porzioni medio-alte dei versanti, in aree ad elevata pendenza relativa e/o in aree in cui tendono a raccogliersi le acque superficiali. Trattandosi quasi sempre di riattivazioni, è possibile osservare come il primo movimento avvenga di solito come arretramento od allargamento di una nicchia di frana preesistente; in seguito il corpo tenderà ad evolvere estendendosi verso il basso. Sono tuttavia frequenti propagazioni del dissesto a monte della nicchia non solo fra eventi diversi ma anche all'interno dello stesso evento, a causa dei fenomeni di richiamo.

3.9 Rilievo delle aree instabili

I rilievi delle zone instabili nell'area di studio, sono stati effettuati tramite escursioni in campagna e foto-interpretazione. Il risultato dei rilievi è una mappa delle aree instabili, non localizzate nel tempo, una fotografia aggiornata al 2005 dei movimenti avvenuti presumibilmente negli ultimi 50 anni.

Con il termine di *area instabile* non si è però inteso, come nella maggior parte della letteratura, l'area occupata dai corpi di frana, ma piuttosto l'area della nicchia di distacco e l'area a monte della nicchia e della parte alta dei fianchi della frana. Bisogna infatti ricordare che il presente studio è volto all'analisi dei meccanismi di innesco delle frane superficiali e, come sottolineato in precedenza, non interessato ai fenomeni di riattivazione dei corpi di frana per effetti di carico non drenato. Le condizioni relative alle zone di nicchia e a monte di questa, sono le più rappresentative delle condizioni di primo innesco.

Nella figura 3.14, è chiaro come la sede dei nuovi franamenti superficiali, non sarà nel corpo della colata (soprattutto nella parte più a valle), ma piuttosto a monte delle nicchie o ai lati, fra i rami della colata. La mappa stesa seguendo questi criteri non è propriamente una mappa dei dissesti rilevati, ma piuttosto una mappa di suscettività empirica, interpretata soggettivamente da un esperto.

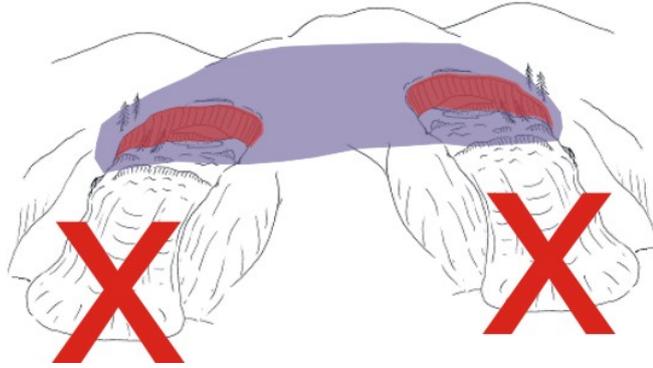


Figura 3.13: Schema delle aree rilevate come instabili nella mappa dei rilievi

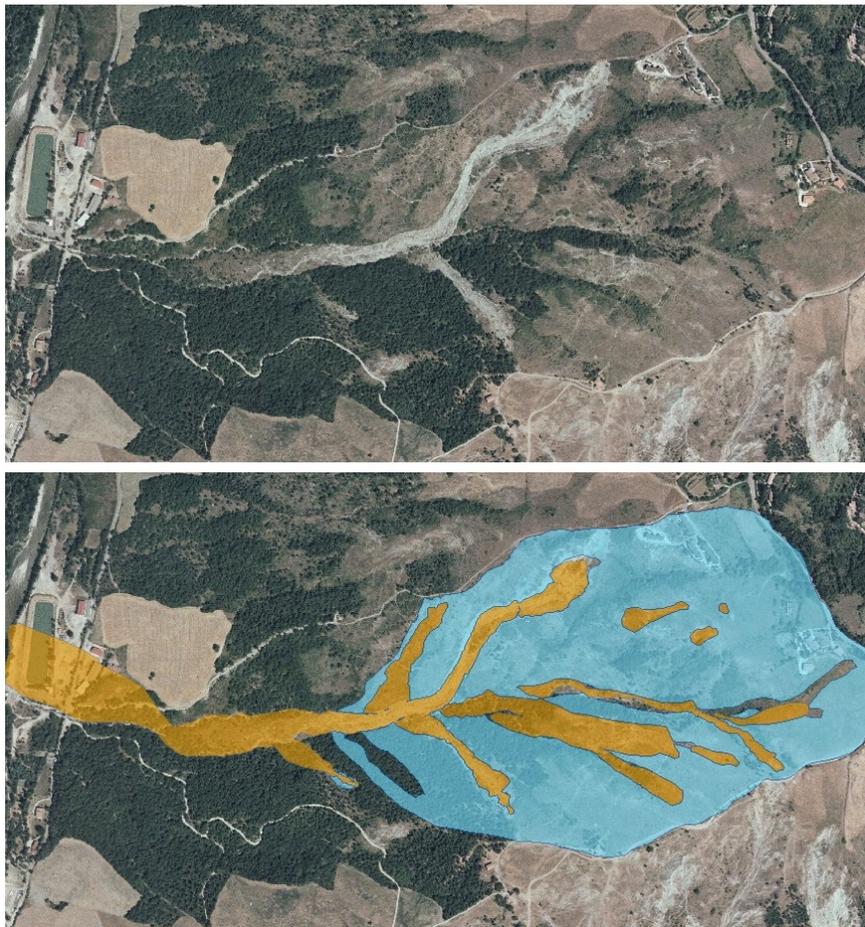


Figura 3.14: Esempio di colata e suddivisione in corpo (marrone) e bacino di alimentazione (azzurro). Solo quest'ultimo è considerato instabile.

area (ha)	Argilla	Arenaria	Totale
Instabile	158.8	9.5	168.3
Stabile	311.0	78.5	389.5
Totale	469.8	88.0	557.8

Tabella 3.2: Distribuzione areale di franosità e litologia

3.10 Caratteristiche morfologiche dell'area di studio

L'area di studio è composta da due gruppi litologici principali, suddivisi come indicato nella tabella 3.2. L'indice di franosità dell'area (rapporto tra area instabile e area totale) è del 30%, quasi tutto localizzato nella zona delle argille (vedi tabella 3.3).

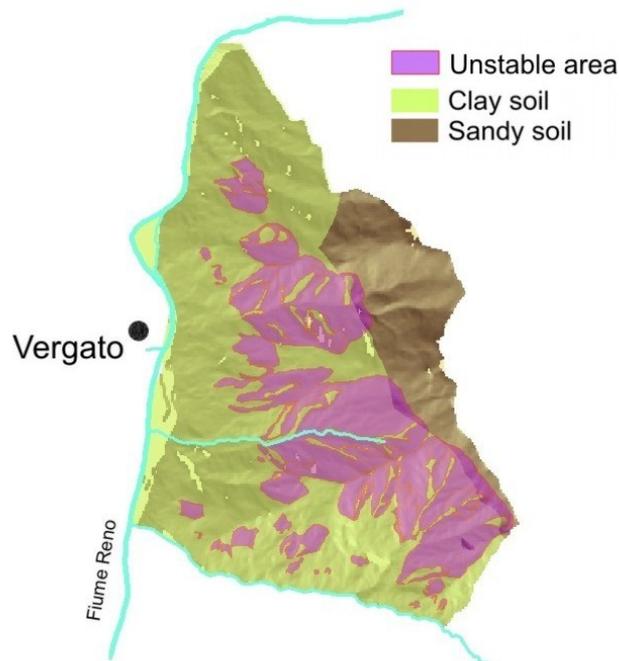


Figura 3.15: Area di studio con le zone instabili evidenziate

Le caratteristiche morfologiche dell'area possono essere analizzate in rapporto all'instabilità per individuare eventuali correlazioni. Una analisi più approfondita sarà oggetto del capitolo 5. Una prima indicazione di correlazione si può ricavare confrontando la distribuzione di una variabile spaziale nella sua versione marginale ($pdf(x)$) con la corrispondente distribu-

	Totale	Argilla	Arenaria
Indice di franosità	30%	34%	11%
Distribuzione delle frane	100%	94%	6%

Tabella 3.3: *Indice di franosità (area in frana su area totale) e distribuzione delle frane per l'area di studio e le sotto-aree litologiche*

zione condizionata al fatto che l'area sia instabile ($pdf(x|F = 1)$) o stabile ($pdf(x|F = 0)$).

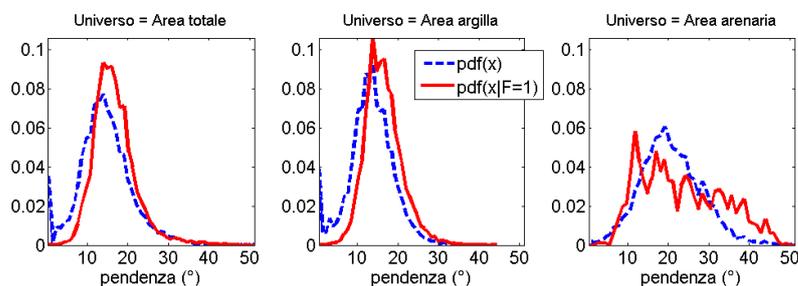


Figura 3.16: *Distribuzioni di probabilità della pendenza condizionata alla frana e marginale Probabilità di frana in funzione della pendenza (in basso)*

Oltre a queste pdf, l'andamento della franosità in funzione di una variabile può essere dedotto dalle funzioni $P(F = 1|x)$, probabilità di trovare l'area in frana dove la variabile vale x .

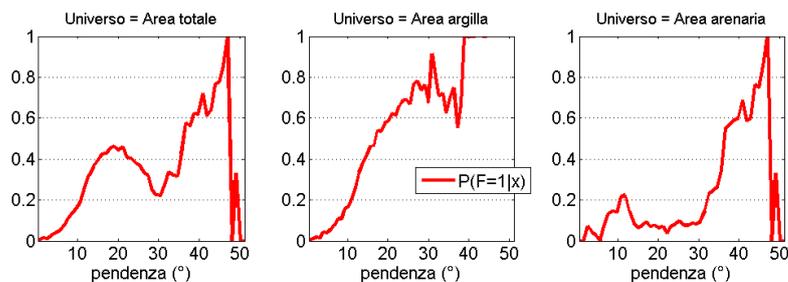


Figura 3.17: *Probabilità di frana in funzione della pendenza*

La figura 3.16 riporta queste funzioni per la pendenza: si nota che la moda della $pdf(x|F = 1)$ è spostata verso valori più alti di pendenza rispetto alla $pdf(x)$ per le argille, indicando una chiara relazione tra la pendenza e la franosità. Per le arenarie la franosità è molto minore in qualsiasi intervallo di pendenze e le pdf sono molto instabili. I grafici delle $P(F|x)$ (nella figura 3.17) evidenziano ancora meglio questa dipendenza, mostrando come, in argilla, oltre i 16° (non a caso poco più dell'angolo di attrito interno residuo di questi materiali) sia addirittura più probabile trovare celle instabili che

celle stabili. Per le arenarie, questo angolo critico sale fino a 35° , ma il basso indice di franosità generale di questa litologia rende i dati poco affidabili.

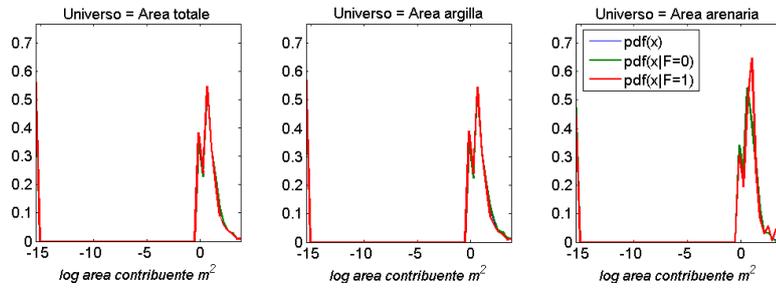


Figura 3.18: Distribuzioni di probabilità dell'area contribuyente

Le stesse *pdf* calcolate per la variabile *area contribuyente*, mostrano come questo parametro sia ininfluenza sulla franosità nell'area di studio, infatti le distribuzioni marginali e condizionate coincidono.

Capitolo 4

Divisione in unità elementari

4.1 Motivi per la suddivisione

I meccanismi di innesco degli eventi rilevati nell'area di studio (vedi paragrafo 3.8) sono solitamente piuttosto lenti e molto spesso, nella loro evoluzione, arrivano a coprire anche un intero sotto-bacino; per come sono rilevate, le aree instabili sono il risultato di molti fenomeni franosi, spesso di piccole dimensioni, collegati tra loro, che rendono instabile tutta l'area. In questo contesto il significato fisico della cella raster si perde ed è plausibile ipotizzare che sia necessaria la diffusione delle instabilità su un'area più grande e dalla forma più fisicamente sensata per giungere ad un franamento.

Come conseguenza si rende necessario identificare delle unità spaziali che siano più rappresentative della instabilità rispetto alle celle raster e che presentino al loro interno caratteristiche di instabilità il più possibile uniformi. I modelli andranno poi applicati usando queste unità come supporto spaziale; i risultati saranno sempre affiancati a quelli ottenuti usando le celle raster, così da poter verificare l'ipotesi di cui sopra.

I dati geomorfologici originali continuano ad essere nella forma di griglie raster; questi, o il risultato delle elaborazioni che li coinvolgono, devono quindi essere aggregati. Si tratta cioè di capire quale operazione di aggregazione fare all'interno delle unità e se questa aggregazione va fatta sulle variabili iniziali o sul risultato finale del modello. L'operazione di aggregazione più plausibile è la media spaziale sull'unità, ma i modelli, in genere (tranne il raro caso dei modelli lineari), non sono permeabili all'operazione di media, cioè $F(E[x]) \neq E[F(x)]$ dove x sono le variabili di input, $E[\cdot]$ è il valore atteso (in questo caso coincidente con la media) e F è il modello.

La forma $E[F(x)]$ è stata preferita sulla $F(E[x])$ perché quello che interessa è la diffusione dell'instabilità, più che delle sue cause; inoltre, per ovvie ragioni computazionali, i modelli idrologici usati sono implementati su celle raster.

4.2 Tipologie possibili di suddivisione

In letteratura esistono molti esempi di suddivisione del territorio in unità elementari; se ne possono individuare 3 diversi tipi:

1. **Sotto-bacini idrografici:** entità fisica delimitata da linee di crinale, dotata di un proprio reticolo di drenaggio e caratterizzata da un proprio funzionamento idrologico e una propria dinamica geomorfologica. Un esempio di questa suddivisione sono le U.I.E. (Unità Idromorfologiche Elementari) disegnate sul territorio di competenza dall'Autorità di Bacino del Reno [49].
2. **Tubi di flusso:** unità risultanti dall'intersezione di linee di flusso con linee equipotenziali. L'esempio più comune di questo metodo è quello che usa come campo scalare il DEM, che riporta la quota (e quindi il potenziale gravitazionale) per ogni punto dello spazio; le linee di flusso sono allora le linee che seguono in ogni punto la direzione di maggior pendenza e le linee equipotenziali sono le curve di livello [34].
3. **Combinazione di proprietà:** le proprietà del territorio importanti per i modelli da applicare sono categorizzate sulla unità minima possibile (il *quanto spaziale*, di solito coincidente al minimo comune multiplo delle celle raster dei dati); le celle caratterizzate da particolari combinazioni delle proprietà sono raggruppate in una unità. Un esempio sono le HRU [20] dove le unità sono costruite raggruppando le celle raster caratterizzate dalla stessa classe di pendenza, uguale uso del suolo, uguale esposizione e uguale tipo di suolo.

4.3 Scelta operata per l'area di studio

Le zone instabili nell'area di studio, come visto nel capitolo 3, coprono generalmente un intero bacino; contano al loro interno molte piccole frane che confluiscono in una unica colata di terra. Per questo motivo la suddivisione più adatta sembra quella per sotto-bacini (indicata con 1 nel paragrafo precedente).

Utilizzando la suddivisione delle UIE dell'Autorità di Bacino del Reno (figura 4.1), si evidenziano alcuni punti pro e contro il loro utilizzo per l'area di studio:

- PRO: La forma delle UIE si adatta bene alle zone rilevate instabili nell'area di studio.
- CONTRO: Le UIE dell'Autorità di Bacino sono troppo grandi per gli scopi del presente lavoro (tutta l'area di studio è coperta da solo una decina di unità): mettono assieme zone di valle e zone di monte, contravvenendo alla richiesta di uniformità rispetto all'instabilità.

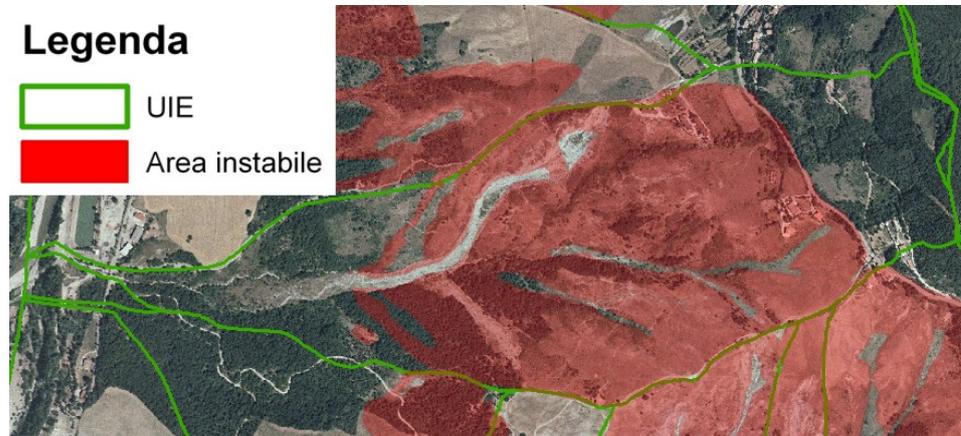


Figura 4.1: Esempio di UIE sovrapposta ad un caso dell'area di studio

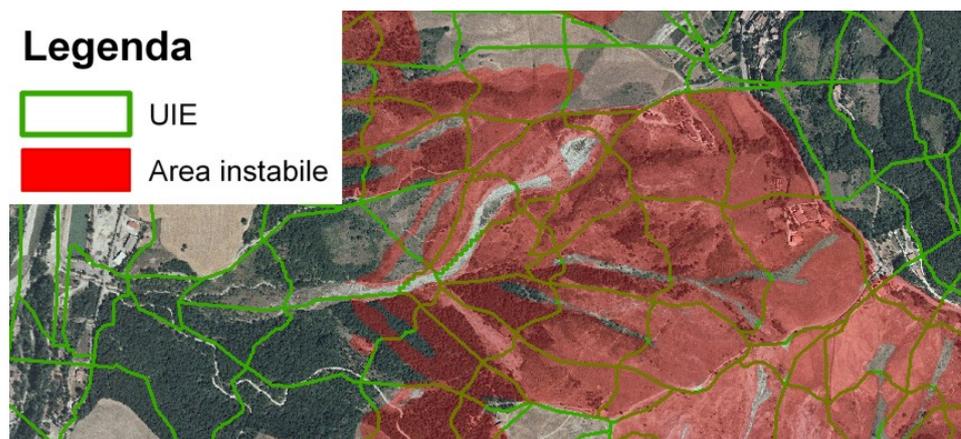


Figura 4.2: Esempio di UIE modificata sovrapposta ad un caso dell'area di studio

Per sopperire ai problemi presentati dall'applicazione delle UIE originali, sono state create delle nuove UIE più piccole (da ora in poi semplicemente UIE), partendo da sotto-bacini di ordine minore e tagliando questi ultimi con linee di livello che dividano le zone di monte da quelle di valle.

4.4 Parametri delle UIE

Definita la tipologia di suddivisione adatta al caso di studio, bisogna individuare i parametri ottimali da cui le UIE dipendono: le dimensioni dei sotto-bacini e la distanza tra le linee di livello. I sotto-bacini sono disegnati tramite una procedura implementata nei più comuni GIS che, impostata una soglia sull'area contribuyente A , disegna prima la rete drenante considerando

	A	d
1	50	25
2	100	25
3	200	25
4	300	50
5	400	50
6	500	50
7	1000	50
8	1500	100
9	2000	100

Tabella 4.1: *Combinazioni $[A ; d]$ che rispettano il criterio 1. Le combinazioni con $A > 2000$ conducono a unità troppo grandi (più delle UIE dell'Autorità di Bacino del Reno; quelle con $A < 50$ sono troppo piccole, vicine alle singole celle raster.*

celle drenanti quelle con area contribuente $\geq A$, poi disegna i sotto-bacini chiusi ai nodi della rete drenante appena calcolata.

Le UIE scelte per suddividere l'area di studio dipendono allora da due parametri: A = soglia per la definizione dei sotto-bacini (misurato in numero di celle 10x10 m) e d = distanza in quota tra due curve di livello (misurato in metri).

Per valorizzare questi parametri si usano tre criteri-guida:

1. La forma delle unità dovrebbe essere abbastanza regolare, non troppo allungate, pseudo-quadrate.
2. Le variabili da cui dipendono i modelli dovrebbero essere più uniformi possibile all'interno delle unità, ma con aree non troppo piccole.
3. Le unità dovrebbero essere il più possibile concordi con le aree rilevate.

4.4.1 Formalizzazione del criterio 1

Le coppie $[A ; d]$ che rispettano il criterio 1, sono state scelte visivamente, disegnandole con un GIS. Come si può vedere dalla tabella 4.1, la relazione che lega A e d è giustamente quadratica: $A \approx d^2$.

4.4.2 Formalizzazione del criterio 2

Il criterio 2 è: *le variabili da cui dipendono i modelli dovrebbero essere più uniformi possibile all'interno delle unità, ma con aree non troppo piccole.*

Le variabili dominanti per i modelli che saranno applicati sono la pendenza α e la litologia l . La funzione

$$u_x = \frac{\sigma_{max} - \sigma[x]}{\sigma_{max} - \sigma_{min}} \in [0; 1] \quad (4.1)$$

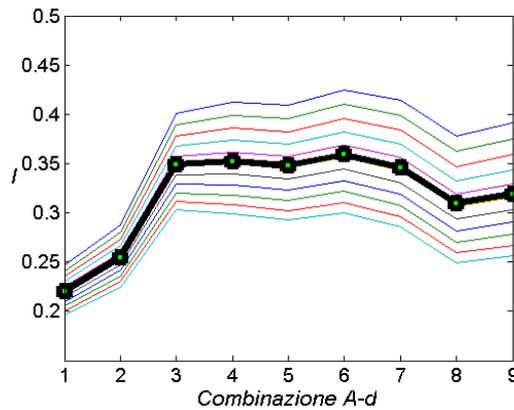


Figura 4.3: Indicatore ricavato dal criterio 2, in neretto la curva media

rappresenta un indicatore di uniformità della variabile spaziale x all'interno di una unità, dove $\sigma[x]$ è la deviazione standard dei valori assunti da x nell'unità spaziale in esame, σ_{max} e σ_{min} sono il massimo e il minimo delle deviazioni standard osservate sull'intera area di studio.

Un'indicatore delle dimensioni della superficie dell'unità, normalizzato tra 0 e 1, è

$$s = \frac{\log_{10}(a/a_{min})}{\log_{10}(a_{max}/a_{min})} \in [0; 1] \quad (4.2)$$

dove a è l'area della unità in esame, a_{max} è l'intera area di studio e a_{min} è l'area di una singola cella raster.

Analizzando logicamente il criterio 2, si vede che i tre criteri atomici che lo compongono devono essere validi contemporaneamente (sono legati da una congiunzione e), quindi l'espressione che rappresenta il criterio 2 deve essere il prodotto dei tre indicatori

$$\iota = s \cdot u_{\alpha} \cdot u_l$$

o meglio

$$\iota = \sqrt[p+q+r]{s^p \cdot u_{\alpha}^q \cdot u_l^r} \quad (4.3)$$

dove p , q e r sono tre pesi che rappresentano l'importanza relativa dei parametri.

L'indicatore ι è legato ad una singola unità; la media di ι su tutte le unità, chiamata I , rappresenta una misura del rispetto del criterio 2 a seconda della particolare coppia $[A ; d]$ scelta.

Non essendo ipotizzabile a priori il peso relativo che i tre indicatori dovrebbero avere nella equazione 4.3, sono state provate diverse combinazioni di pesi (p, q, r) riportate in figura 4.3 assieme alla loro media.

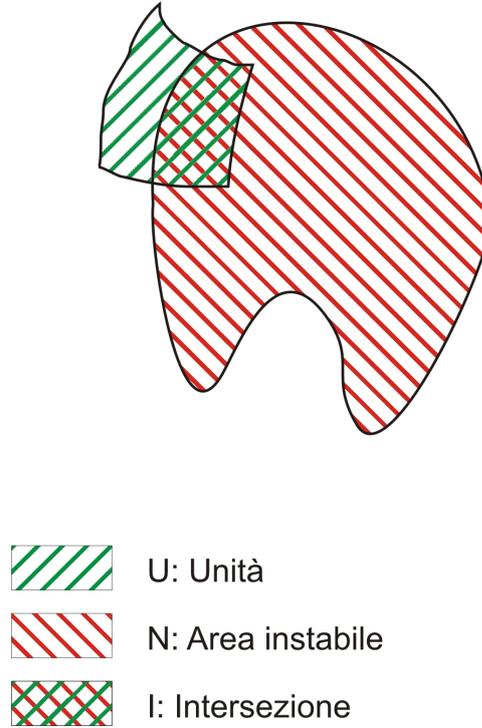


Figura 4.4: *Intersezione tra Unità e Area instabile*

4.4.3 Formalizzazione del criterio 3

Il criterio 3 è: *le unità dovrebbero essere il più possibile concordi con le aree rilevate* che si può scomporre in: *le unità dovrebbero essere non troppo più grandi e non troppo più piccole delle aree instabili che intercettano.*

A differenza dei precedenti, questo è un criterio di validazione, applicabile solo in presenza dei dati empirici.

Alla stregua del criterio 2, si introducono due indicatori, uno per ciascuno dei due criteri atomici che compongono il criterio 3: la *Giustezza* G che indica quanto le unità siano *non troppo grandi* e la *Sufficienza* S che indica quanto siano *non troppo piccole*.

$$G = \left(\frac{\bar{I}}{\bar{U}} \right)$$

$$S = \left(\frac{\bar{I}}{\bar{N}} \right)$$

La formalizzazione del criterio 3 si esprime quindi come

$$V = \sqrt[p+q]{G^p \cdot S^q} \quad (4.4)$$

e il suo andamento in funzione della coppia $[A ; d]$ è visualizzato in figura 4.5.

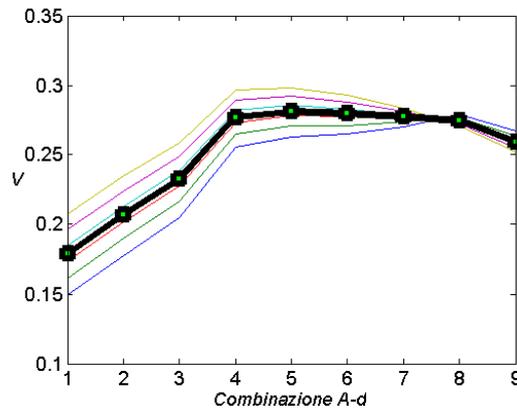


Figura 4.5: Indicatore ricavato dal criterio 3, in neretto la curva media

	I	V	I+V
1	0.2203	0.1788	0.3991
2	0.2547	0.2069	0.4616
3	0.3493	0.2326	0.5820
4	0.3524	0.2770	0.6293
5	0.3477	0.2812	0.6289
6	0.3588	0.2795	0.6382
7	0.3458	0.2775	0.6233
8	0.3090	0.2746	0.5836
9	0.3190	0.2591	0.5781

Tabella 4.2: Somma degli indicatori relativi ai criteri 2 e 3

4.4.4 Determinazione dei parametri

I parametri A e d (soglia sull'Area contribuyente e distanza in quota tra le linee di livello) ottimali si decidono osservando gli indicatori I e V ricavati nei paragrafi precedenti.

La somma degli indicatori mostra che la combinazione 6 ($A=500$; $d=50$) è la migliore tra le candidate (vedi tabella 4.2).

Capitolo 5

Applicazione di modelli statistici

5.1 Scala di studio e tipo di metodo

L'analisi dei processi franosi necessita di una risoluzione spaziale elevata; la dimensione massima delle celle dovrebbe essere 10x10 m. L'area collinare-montana della regione Emilia-Romagna copre circa 13500 km^2 , cioè 135 milioni di celle 10x10. E' evidente che numeri del genere rendono computazionalmente difficile l'applicazione di modelli fisicamente basati completi; sono invece più adatti a questa scala i metodi statistici.

I difetti principali dei metodi statistici sono già stati accennati nel capitolo 2: per la loro applicazione è necessaria la presenza di dati sperimentali e il loro risultato è fortemente dipendente dalla qualità, dalla quantità e dalla varietà di questi ultimi. Non essendoci nessun contributo della fisica dell'evento, i modelli statistici possono imparare solo quello che i dati insegnano loro. Nel prosieguo del capitolo questo concetto sarà messo in luce con un esempio chiarificante.

5.2 La mappa di suscettività alle frane della RER

Nell'ambito di una collaborazione tra Università di Bologna e Regione Emilia-Romagna, è stata sviluppata la mappa di suscettività alle frane della regione Emilia-Romagna. In quest'area è disponibile una banca dati di frane molto corposa, con un buon grado di completezza e affidabilità. Questa banca dati ha permesso di calibrare e validare una regressione logistica per legare a ogni cella della regione un indice di suscettività alle frane.

Il metodo statistico adottato in questo caso, la regressione logistica, ha alcuni vantaggi rispetto agli altri per applicazioni di questo tipo [2] [32]:

1. può gestire come regressori (variabili indipendenti) un mix di varia-

bili continue (pendenza, convessità, ecc.) e categoriche (uso del suolo, litologia, ecc.)

2. è particolarmente indicata per la calibrazione con variabili dipendenti (output) binarie, come in questo caso *frana - non frana*
3. restituisce i dati in forma di indicatore compreso tra 0 e 1
4. può considerare facilmente l'interazione fra diversi regressori

5.2.1 Costruzione della banca dati

La banca dati della Regione Emilia-Romagna è composta da oltre 70000 corpi di frana cartografati a scala 1:10000 dal Servizio Geologico Regionale. I punti compresi all'interno dei corpi di frana non sono però i più rappresentativi delle condizioni di innesco della frana, quindi non sono i più adatti alla calibrazione della regressione; i punti le cui caratteristiche sono più correlate con i franamenti sono quelli subito a monte della nicchia di distacco (vedi paragrafo 3.9, [44]).

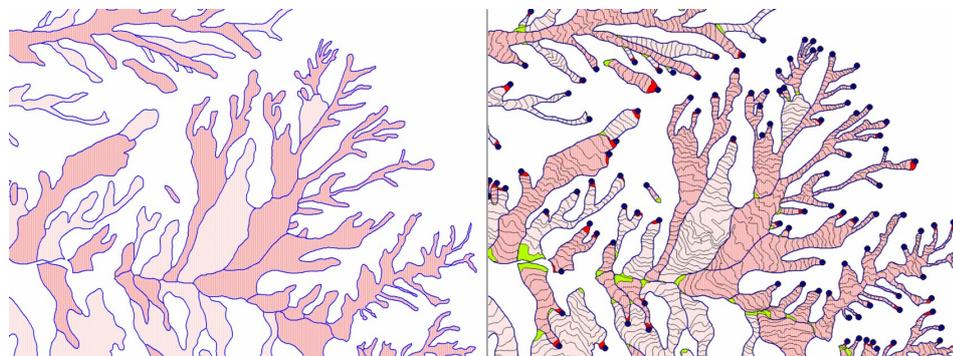


Figura 5.1: Localizzazione dei *Punti Identificativi Frana*

La Regione Emilia-Romagna, seguendo questo criterio, ha identificato un punto rappresentativo per ogni ramo delle frane cartografate (*Punto Identificativo Frana, PIF*), collezionando così oltre 110000 punti identificativi frana. A questi punti sono stati aggiunti circa altrettanti punti da classificarsi *stabili*, scelti casualmente nell'area collinare-montana, fuori dai corpi di frana di almeno 30 m o all'interno degli stessi, ma distanti almeno 20 m dai bordi. Questi sono stati definiti *Punti Fuori Frana (PFF)*. Imporre $PFF \cong PIF$ è una scelta arbitraria e le conseguenze di questa scelta saranno esaminate nei paragrafi successivi.

PIF	110948
PFF	183660
TOT	294608

Tabella 5.1: *Composizione della banca dati per la regressione logistica*

5.2.2 Scelta delle variabili indipendenti

I regressori, le caratteristiche del punto che si vogliono correlare alla (in)stabilità, sono associate ad ognuno dei punti della banca dati. Il processo di scelta dei regressori si è svolto seguendo questi passi:

1. Scelta di un ampio insieme di variabili che, secondo l'esperienza, possono avere una influenza sull'innesco delle frane; in questa fase bisogna evitare di confondere l'essere *causa* con l'essere *conseguenza* di frana; è molto facile commettere questo errore soprattutto per regressori come l'uso del suolo, che hanno questo duplice ruolo.
2. Eliminazione dei regressori correlati tra loro tramite l'analisi della matrice di correlazione e il test VIF (*Variance Inflation Factor*) [9] per la multicollinearità.
3. Eliminazione dei regressori ininfluenti tramite test delle ipotesi

Dopo questi passaggi, l'insieme delle variabili indipendenti contiene:

- **Pendenza**
- **Convergenza** calcolata con Convergence Index Aspect
- **Topographic Wetness Index**: un indice che combina l'ara contribuyente con la pendenza della cella secondo $TWI = \log\left(\frac{a}{\tan(\beta)}\right)$ [7]
- **Densità di drenaggio**: indica l'efficienza del deflusso superficiale dell'area e quindi la capacità di sottrarre acqua all'infiltrazione [50]
- **Radiazione solare**
- **Indice di irregolarità morfologica**: per identificare le aree ondulate, ricche di avvallamenti e dossi (hummock), soggette a creep superficiale e profondo che lasciano supporre condizioni al limite della stabilità e che quindi spesso favoriscono l'innesco delle frane
- **Topographic Position Index**: un indice legato alla posizione del punto nel versante rispetto al crinale e/o alla valle [30].
- **Litologia**: la litologia è stata in verità elaborata intersecandola con i domini geologico-strutturali, raggruppando poi alcune voci

- **Uso del suolo:** per ridurre il rischio di individuare la correlazione come conseguenza di frana è stato utilizzato il dato del 1976, più probabilmente coincidente all'uso del suolo pre-franamento.

Alcune considerazioni emergono dall'analisi dell'influenza delle singole variabili indipendenti: la pendenza, ipotizzabile come variabile dominante, non risulta invece avere più importanza degli altri regressori continui, se considerati singolarmente. La sua importanza diventa evidente invece quando i regressori continui sono analizzati in congiunzione con la variabile categorica *litologia*. L'influenza della pendenza infatti, è diversa da una litologia all'altra, e può addirittura esplicitarsi in senso contrario.

I gruppi litologici delle alternanze, oltre ad essere numericamente ben rappresentati, consentono anche di fare considerazioni piuttosto interessanti, soprattutto nel confronto fra un gruppo e l'altro: in tutti i casi i punti instabili tendono ad essere meno dispersi rispetto a quelli stabili e si nota una distribuzione unimodale con una certa asimmetria positiva delle curve. Ciò che risulta maggiormente interessante è la variazione della forma e della disposizione relativa delle curve passando da Bl a Blp a Bp (vedi figura 5.2): la moda dell'inclinazione dei punti instabili nelle Bl è inferiore alla moda dei punti stabili, questo significa che su questa litologia le frane sono più frequenti su pendenze più basse, contrariamente a quello che si potrebbe pensare; tale differenza diminuisce fin quasi ad annullarsi nelle Blp per poi invertirsi passando alle Bp. Questo trova spiegazione nel fatto che le unità appartenenti al gruppo Bl formano versanti profondamente diversificati sulla base dell'assetto strutturale degli stessi, con aree a franappoggio ad inclinazione solitamente modesta e versanti a reggipoggio con inclinazioni decisamente più accentuate. Questo provoca quindi una forte dispersione delle inclinazioni, ben evidente nelle distribuzioni di frequenza dei punti stabili. La maggior parte delle frane che interessano tali unità, però, sono sui versanti a franappoggio ed è per questo motivo che la moda delle inclinazioni dei punti in frana è più bassa rispetto a quella delle aree stabili (media dei versanti). Questo fa già intuire come, per spiegare la franosità su questo tipo di unità sarebbe molto importante considerare come variabile anche l'assetto strutturale dei versanti (certamente correlato in maniera consistente con la franosità). All'aumentare della frazione pelitica, l'importanza dell'assetto strutturale tende progressivamente a scomparire (Blp), al punto che quando la frazione pelitica diventa decisamente preponderante (Bp) la distribuzione relativa delle curve diventa analoga a quella delle unità totalmente pelitiche (tipo Dol, Dsc, Da).

5.2.3 Calibrazione e validazione della regressione logistica

L'analisi di suscettività tramite un metodo statistico si compone di due fasi principali: la calibrazione e la validazione; queste due operazioni vanno fatte

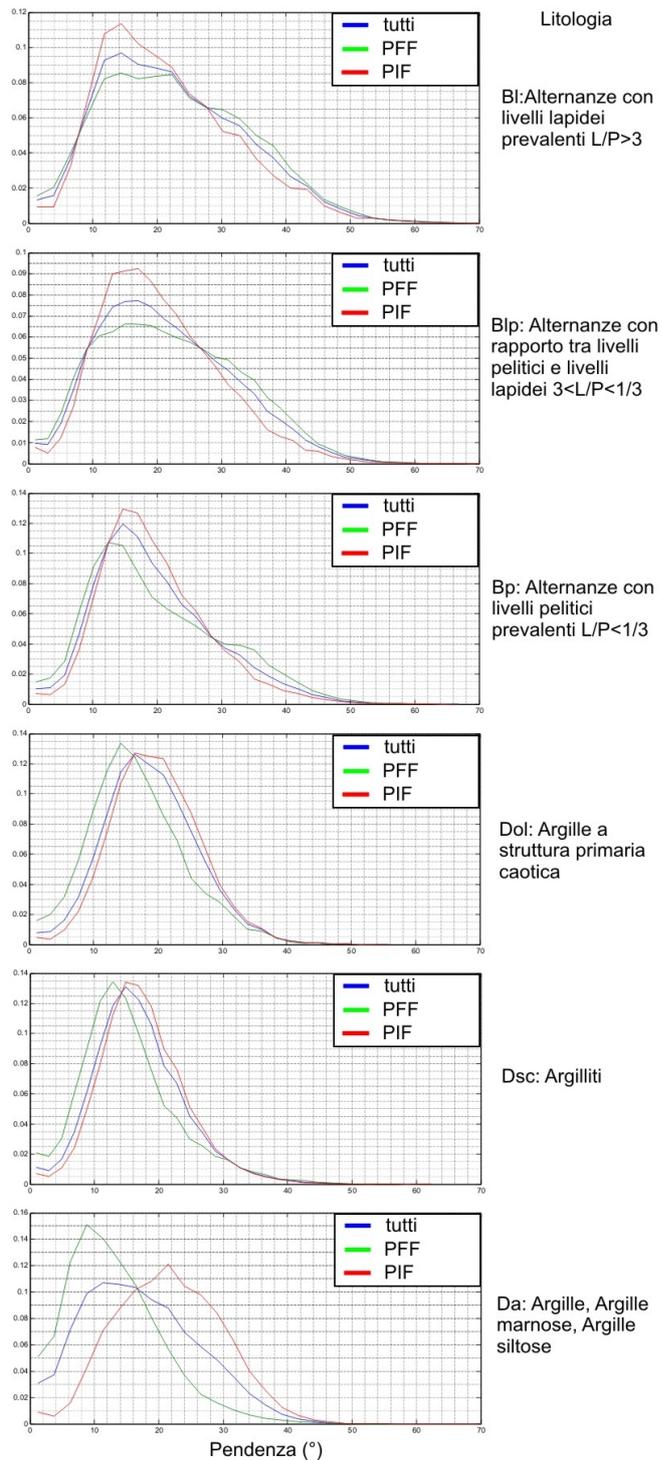


Figura 5.2: Distribuzione di frequenza della variabile Pendenza nelle varie litologie, marginale e condizionata dalla stabilità

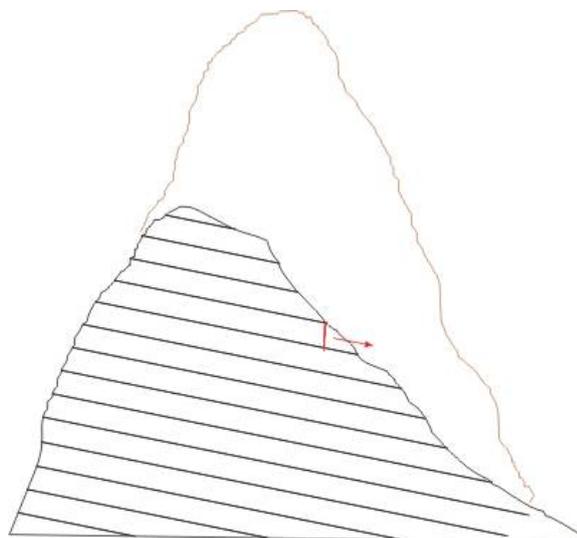


Figura 5.3: Schematizzazione di un rilievo con giaciture; il versante più acclive è anche il più stabile perché ha la giacitura a reggipoggio. I dissesti si concentrano nel versante a franapoggio con l'emergere del rilievo.

su dati diversi. La banca dati di quasi 300000 punti è stata quindi divisa in due parti: un insieme di calibrazione composto dal 80% dei punti scelti casualmente, e un insieme di validazione composto dai punti rimanenti.

Con l'insieme di **calibrazione** si trovano i coefficienti β ottimali nella regressione logistica

$$\pi = \frac{1}{1 + \exp[-(\beta_0 + \beta_1 x_1 + \dots + \beta_n x_n)]} \quad (5.1)$$

dove le x_i sono le variabili indipendenti e π è la stima della variabile dipendente.

Ai regressori dei punti rimanenti è stata applicata la formula 5.1 e i π stimati sono stati confrontati con la variabile dipendente osservata ($y = 1 \rightarrow PIF$ o $y = 0 \rightarrow PFF$) usando come soglia critica $\pi = 0.5$ ($\hat{y} = 1 \rightarrow \pi \leq 0.5$ e $\hat{y} = 0 \rightarrow \pi > 0.5$) per effettuare la **validazione** tramite curva ROC e rispettiva AUC.

Le operazioni descritte in questo paragrafo e nella figura 5.4 sono state ripetute (sin dalla operazione di divisione casuale della banca dati) un numero di volte statisticamente sufficiente a ricavare una media e una deviazione standard affidabili di AUC.

5.2.4 Il modello *Frequency Ratio*

Il modello Frequency Ratio [32] è un modello sostanzialmente mono-variato. Le variabili indipendenti x_i sono tutte categorizzate e per ciascuna di essa

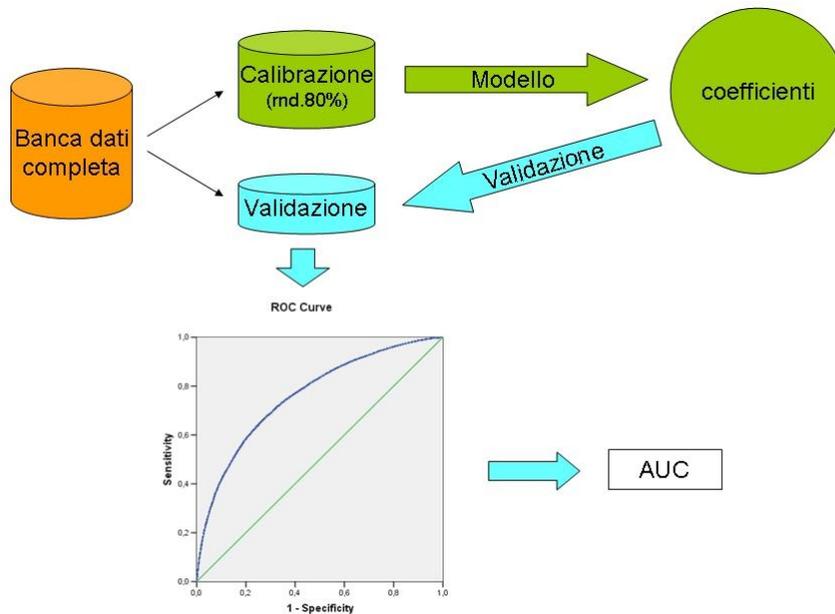


Figura 5.4: Diagramma di flusso delle operazioni legate alla regressione logistica.

si calcola la frequenza dei punti instabili in ciascuna categoria x_{ij}

$$f_{ij} = \frac{\#PIF(x_i \in x_{ij})}{\#TOT(x_i \in x_{ij})} \quad (5.2)$$

L'indicatore di suscettività si calcola come media delle frequenze f_{ij} per il punto in esame.

5.2.5 Risultati e confronto tra i modelli mono e multi-variati

Il miglior sotto-insieme di regressori e di relazioni tra loro, è stato selezionato seguendo un approccio *Best-subset* [14] partendo dall'insieme descritto nel paragrafo 5.2.2. Ogni scelta è stata valutata tramite l'indicatore di *goodness-of-fit* prescelto (AUC).

I risultati migliori si ottengono con l'insieme più completo. Il valore di AUC=77% è in linea con altri studi simili [44] [32] [24]. Il confronto con il modello mono-variato, riportato in figura 5.6, evidenzia come, per le combinazioni più semplici di regressori, non ci sia nessun vantaggio nell'usare un metodo multi-variato, ma all'aumentare dei regressori e delle relazioni tra loro, mentre la regressione logistica assorbe ulteriori informazioni, il modello mono-variato non è più in grado di migliorare la previsione.

C O M P L E X I T Y	Subset		AUC
	1	$Logit(\pi) = \beta_0 + \beta_1 SLP$	0.573 ± 0.004
	2	$Logit(\pi) = \beta_0 + \beta_1 SLP + \sum \beta_j LIT_j$	0.696 ± 0.004
	3	$Logit(\pi) = \beta_0 + \sum \sum \beta_j SLP \cdot LIT_j$	0.708 ± 0.004
	4	$Logit(\pi) = \beta_0 + \sum \beta_j x_i$	0.748 ± 0.004
	5	$Logit(\pi) = \beta_0 + \sum \beta_j x_i + \sum \sum \beta_{ij} x_i LIT_j$	0.769 ± 0.004
	6	$Logit(\pi) = \beta_0 + \sum \sum \beta_{ij} x_i LIT_j + \sum \sum \beta_{ijk} x_i USE_j$	0.773 ± 0.004

Independent variables (x): slope (*SLP*), convergence index aspect, topographic wetness index, drainage density, solar radiation, hummocky, topographic position index, lithomap (*LIT*), land use (*USE*)

Figura 5.5: Insiemi di regressori, relazioni e corrispondente goodness-of-fit

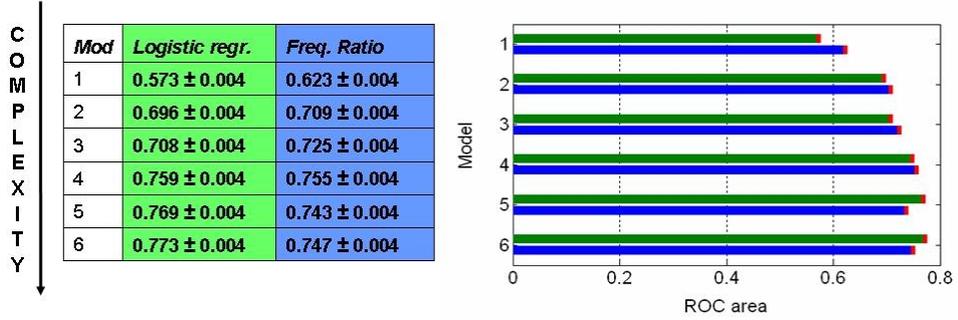


Figura 5.6: Confronto tra i risultati della regressione logistica e del Frequency Ratio

5.2.6 Influenza dei dati di calibrazione

Il numero di *PFF*, o piuttosto il suo rapporto con il numero di *PIF*, come descritto nel paragrafo 5.2.1, è arbitrario. E' interessante analizzare come le previsioni del modello cambiano al cambiare di questo rapporto. Si definisce

$$P_F = \frac{\#PIF}{\#TOT} = \frac{\#PIF}{\#PIF + \#PFF} \quad (5.3)$$

e si analizza come il risultato finale della regressione logistica dipende da P_F .

A questo scopo sono stati creati diversi sotto-insiemi di calibrazione caratterizzati da un diverso valore di P_F ; con ciascuno di questi è stata calibrata la regressione logistica che ha dato la mappa di indicatori di suscettività π .

Nella figura 5.7 si vede che la relazione tra la media della mappa finale e la composizione del database di calibrazione è, con buona approssimazione, lineare. Questa osservazione porta con se due informazioni:

1. la chiave di lettura dei valori π , che sono valori tra loro relativi e relativi anche a P_F , in particolare $\bar{\pi} \approx P_F$

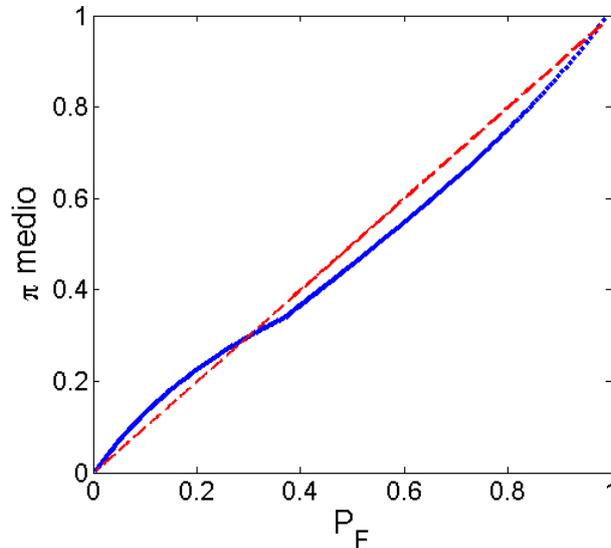


Figura 5.7: *Relazione tra la composizione del database di calibrazione e il risultato finale*

2. la denuncia di quanto poco i regressori spieghino la variabile dipendente

Il secondo punto necessita un approfondimento: se infatti le variabili indipendenti contenessero le informazioni per classificare la variabile dipendente, allora non ci sarebbe una dipendenza così marcata dalla composizione del set di calibrazione, una volta che la regressione ha estratto le informazioni, cioè una volta che l'insieme di calibrazione è sufficientemente vario, non cambia più se si aggiungono altri dati, anche se si modifica la proporzione P_F , almeno fino a quando questa proporzione garantisce una sufficiente varietà, cioè lontano dai valori $P_F = 1$ (set di calibrazione composto di soli PIF) e da $P_F = 0$ (set di calibrazione composto di soli PFF). A questi estremi il sistema, puramente statistico, può solo capire che ogni condizione porta a instabilità ($P_F = 1 \rightarrow \bar{\pi} = 1$) o che nessuna condizione porta a instabilità ($P_F = 0 \rightarrow \bar{\pi} = 0$). Appena la varietà dei dati di calibrazione è sufficiente, il sistema statistico trova la funzione che lega le variabili indipendenti a quella dipendente, e le ulteriori variazioni di P_F sono poco influenti se la funzione trovata è ben definita.

Nella figura 5.8, è stato simulato un caso dove le variabili indipendenti spiegano completamente la variabile dipendente, alla quale è poi stato aggiunto un rumore casuale (che disturba la comprensione). Si vede come per valori bassi di rumore, la regressione logistica (ma il discorso vale in generale per qualsiasi metodo statistico) raggiunge la stabilità dei suoi risultati non appena la varietà del set di calibrazione è sufficiente; aumentando poi

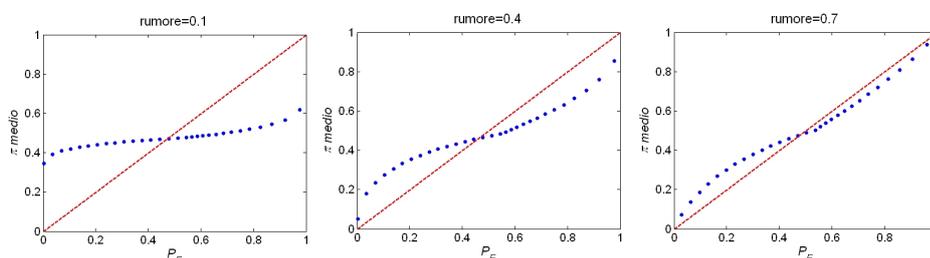


Figura 5.8: *Relazione tra la composizione del database di calibrazione e il risultato finale in un caso ideale con rumore aggiunto*

il rumore, si accentua la dipendenza da P_F , rappresentata dalla pendenza della parte centrale della curva.

Quando la curva è vicina alla secante del quadrante, come nel caso della mappa di suscettività ricavata in precedenza, significa che la variabile indipendente largamente dominante è l'intercetta (il coefficiente β_0 nella 5.1), cioè che l'informazione dominante per ottenere la previsione π , è la semplice frequenza di punti instabili nel set di calibrazione.

5.3 Applicazione di modelli statistici all'area di studio

I modelli statistici sono i più adatti all'analisi di aree vaste, ma anche l'applicazione ad un area di ridotte dimensioni come l'area di studio descritta nel capitolo 3 può fornire qualche informazione interessante.

Il metodo applicato in questo caso è la regressione lineare multi-variata, preferita alla logistica per la più immediata interpretazione dei risultati. Le variabili indipendenti prese in considerazione sono: esposizione (*asp*), curvatura (nelle versioni in pianta (*ch*), lungo il gradiente (*cv*) e globale (*c3d*)), pendenza (*slp*), quota (*quo*), area contribuyente (*fa*) e litologia (*lit*), mentre la variabile dipendente rappresenta l'essere all'interno delle aree rilevate instabili (vedi paragrafo 3.9).

Come nel caso precedente si prendono in considerazione tutte le variabili disponibili da cui ci si attende un contributo all'analisi di suscettività, poi si raggiunge l'insieme ottimale di regressori seguendo i passi:

1. Eliminazione delle variabili correlate tramite matrice di correlazione e test VIF per le multicollinearità
2. Individuazione del miglior sotto-insieme di variabili tramite test di significatività e test di Fisher [9]
3. Introduzione delle variabili di secondo ordine (prodotti tra variabili) e ritorno al passo 1

	asp	slp	quo	fa	c3d	ch	cv	lit
asp	1.000	0.227	0.092	-0.016	-0.001	0.002	0.004	0.071
slp	0.227	1.000	0.553	-0.101	0.007	0.008	-0.005	0.413
quo	0.092	0.553	1.000	-0.077	0.042	0.020	-0.055	0.666
fa	-0.016	-0.101	-0.077	1.000	-0.100	-0.126	0.052	-0.040
c3d	-0.001	0.007	0.042	-0.100	1.000	0.892	-0.891	0.015
ch	0.002	0.008	0.020	-0.126	0.892	1.000	-0.591	0.003
cv	0.004	-0.005	-0.055	0.052	-0.891	-0.591	1.000	-0.024
lit	0.071	0.413	0.666	-0.040	0.015	0.003	-0.024	1.000

Tabella 5.2: Matrice di correlazione lineare bivariata tra le variabili selezionate per l'area di studio. Sono evidenziati i valori con coefficiente di correlazione maggiore di 0.5 in valore assoluto

Variabili			
slp	soi	slp x soi	ss max
0	0	0	0.00
0	0	1	0.39
0	1	0	0.15
0	1	1	0.41
1	0	0	0.25
1	0	1	0.41
1	1	0	0.39
1	1	1	0.41

Tabella 5.3: Skill Score delle mappe di suscettività ottenute con la regressione lineare multi-variata con diverse combinazioni di variabili dipendenti

Il primo passo consiglia di usare solo una delle tre le variabili legate alla curvatura e di eliminare la quota, fortemente correlata al tipo di suolo e alla pendenza.

Il passo 2 porta alla eliminazione delle variabili *curvatura*, *area contribuyente* e *esposizione* lasciando come regressori i soli *pendenza* e *litologia*.

Al passo 3 è stata aggiunta la variabile di secondo ordine ricavata dal prodotto della litologia, intesa come variabile dummy (=1 in caso di argilla e =0 in caso di arenaria), e la pendenza. Questa variabile è ovviamente correlata ai due regressori che la compongono tanto da consigliare l'eliminazione di uno o di entrambi. I test di significatività non aiutano molto in caso di così poche variabili, per di più correlate tra loro; però può servire a chiarire le idee una validazione come quella descritta al paragrafo 5.2.3.

I risultati riportati in tabella 5.3, mostrano come sia praticamente indifferente quale coppia di variabili usare (differenze di 0.02 in Score) e che anche la sola variabile composta *slp x soi* contiene quasi tutta l'informazio-

ne. La traduzione descrittiva della regressione risultante è: *la suscettività è nulla nelle arenarie e proporzionale alla pendenza nelle argille.*

5.3.1 Applicazione all'area di studio suddivisa in unità elementari

Nell'analisi descritta nel paragrafo 5.3, i regressori e la variabile dipendente sono calcolati usando come supporto spaziale la cella raster 10x10 m (il *quanto* spaziale). Se si calcolano invece i valori come medie sulle unità elementari descritte nel capitolo 4, emergono alcune conferme e alcune differenze interessanti: le variabili dominanti, applicando i passi già visti nel paragrafo precedente, risultano ancora (anche con maggior chiarezza) la pendenza e la litologia; inoltre gli Score di adattamento tra la mappa di suscettività così calcolata e la mappa dei rilievi, sono nettamente più alti ($SS_{max} = 0.6$) di quelli raggiunti con la versione a celle, confermando quanto ipotizzato nel capitolo 4.

Capitolo 6

Applicazione di modelli fisicamente basati

6.1 Applicazione del Pendio Infinito sull'area di studio

Il modello geo-meccanico del pendio infinito (vedi paragrafo 2.3) è la comune base su cui si fondano i modelli accoppiati (geo-meccanico + idrologico) usati per l'analisi di suscettività da frana. L'accoppiamento avviene tramite l'aggiornamento della pressione interstiziale $u(t)$ (vedi equazione 2.2) con la pressione calcolata dal modello idrologico.

Lo scopo dello studio è valutare se e quanto la modellistica idrologica può **aggiungere** informazioni utili all'analisi di suscettività. Per questo è necessario quantificare la capacità predittiva, sull'area di studio, del solo pendio infinito, senza il contributo idrologico; la pressione interstiziale u deve quindi essere fissata costante nel tempo e nello spazio.

6.1.1 Scelta della pressione interstiziale

Un'analisi allo stato stazionario, come questa, può supporre che il flusso dell'acqua sub-superficiale all'interno della coltre di alterazione sia diretto parallelamente al pendio e il substrato, posto ad una profondità H misurata verticalmente, sia impermeabile. Con queste assunzioni, la pressione sulla ipotetica superficie di rottura, cioè all'interfaccia coltre-substrato a profondità H , vale

$$u = h_w \gamma_w \cos^2(\alpha) \quad (6.1)$$

dove γ_w è il peso specifico dell'acqua, α è la pendenza della cella e h_w è l'altezza della tavola d'acqua misurata verticalmente verso l'alto a partire dall'interfaccia coltre-substrato.

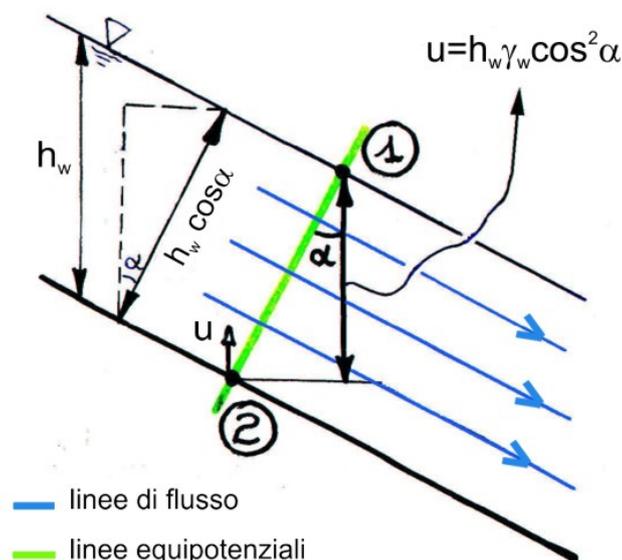


Figura 6.1: Pressione in presenza di un flusso parallelo al pendio

L'equazione 2.2 diventa quindi

$$FS = \frac{c + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \frac{h_w}{H} \gamma_w) \tan(\phi)}{H \gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)} \quad (6.2)$$

con $0 \leq h_w \leq H$. La scelta di un valore u si traduce quindi nella scelta di una altezza h_w fissa nel tempo e uguale per tutta l'area di studio.

Lo scopo dell'applicazione è studiare la suscettività alle frane, quindi la scelta apparentemente più sensata per h_w è quella che rappresenta le condizioni più favorevoli all'innescò delle frane, le condizioni di massimo grado di saturazione $h_w = H$. Si mostrerà in seguito come questa scelta non provochi una perdita di generalità all'applicazione del modello.

6.1.2 Parametri geo-meccanici

Oltre al parametro idrologico u , la formula del Pendio Infinito contiene due parametri geo-meccanici, la coesione c e l'angolo di attrito interno ϕ . Questi parametri non sono del tutto definiti per il tipo di terreno ed è molto difficile trovare una loro distribuzione per aree così grandi, contemporaneamente sono parametri ai quali il modello è molto sensibile, quindi ogni scelta e calibrazione deve essere analizzata accuratamente. Per questo i valori c e ϕ sono fatti variare in un range realistico per il tipo di suolo in esame (vedi tabella 6.1) e i risultati sono esaminati in funzione del valore di questi parametri.

Dalla tabella 6.1 si nota che solo i parametri relativi all'argilla sono stati fatti variare, mentre quelli relativi alle arenarie sono fissi. Per quest'ultima

Parametro	Range-valore realistico per l'area di studio
Coesione (argilliti)	[0 ; 3] KPa
Coesione (arenarie)	30 KPa
Angolo di attrito interno (argilliti)	[10 ; 20]°
Angolo di attrito interno (arenarie)	30°
Profondità del piano di rottura	[0.5 ; 2] m

Tabella 6.1: Valori dei parametri del modello Pendio Infinito per l'area di studio

litologia infatti non è necessario prevedere una variazione perché, anche supponendo un range più ampio di valori, il modello prevede comunque (anche con i c e ϕ minimi) che tutta l'area sabbiosa sia *incondizionatamente stabile* (cioè stabile anche nelle peggiori condizioni idrologiche). Per questo motivo tutte le analisi successive saranno svolte variando solo i parametri delle argilliti.

Il parametro H rappresenta la profondità alla quale si calcola il Fattore di Sicurezza. Nel capitolo 3 si è visto come la superficie di rottura (dove la valutazione di FS è di interesse per l'analisi di stabilità) degli eventi osservati cada solitamente tra 0.5 e 2 metri di profondità, al confine tra sub-strato e coltre di alterazione delle argilliti: questo è allora il range entro il quale varia il parametro H .

6.1.3 Interdipendenza dei parametri

La formula 6.2 rappresenta il Fattore di Sicurezza di una cella a pendenza α , coesione c , angolo d'attrito interno ϕ , e altezza della tavola d'acqua h_w , ma, come visto nel paragrafo 6.1.1, la scelta di h_w è, in questo caso, arbitraria. Il range di variazione di h_w è teoricamente $[0 ; H]$, ma ci si può chiedere se la variazione di questo parametro non sia ridondante, cioè se scegliendo una altezza arbitraria, ad es. h'_w , i valori di FS siano gli stessi ottenibili con una h_w fissa, considerando la variazione di un'altro dei parametri (ad es. ϕ); in definitiva la domanda è se la variabilità di h_w può essere trasferita ad uno degli altri parametri; chiaramente in termini fisici cambiare il valore di h_w o di ϕ è molto diverso, ma l'attenzione è focalizzata, in questo caso, solo alle conseguenze sul FS risultante.

Per rispondere bisogna risolvere l'equazione

$$\frac{c + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \frac{h'_w}{H}\gamma_w) \tan(\phi)}{H\gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)} = \frac{c + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \frac{h_w}{H}\gamma_w) \tan(\phi')}{H\gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)}$$

che diventa

$$\tan(\phi') = \frac{H\gamma_s - h'_w\gamma_w}{H\gamma_s - h_w\gamma_w} \tan(\phi) \quad (6.3)$$

L'equazione 6.3 dice che variare h_w in h'_w coincide a mantenere h_w e variare ϕ in ϕ' . Bisogna sottolineare che la $\tan(\phi')$ non dipende dalla singola cella (nella fattispecie dalla pendenza), quindi la trasformazione 6.3 è valida contemporaneamente per tutta l'area; solo in questo caso si può ottenere contemporaneamente lo stesso set di FS per tutte le celle variando indifferentemente h_w o ϕ . In conseguenza di questo è possibile fissare arbitrariamente $h_w = H$ senza perdita di generalità, visto che comunque il parametro ϕ copre variando nel suo range, tutti i valori possibili di h_w .

La stessa operazione può essere fatta con il parametro H

$$\frac{c + H' \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \gamma_w) \tan(\phi)}{H' \gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)} = \frac{c' + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \gamma_w) \tan(\phi')}{H \gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)}$$

che diventa

$$c' = \frac{H}{H'} c \quad (6.4)$$

Anche in questo caso la trasformazione 6.4 non dipende dalla cella, quindi la variabilità del parametro H può passare al parametro c .

Si può cercare un legame simile anche tra c e ϕ : in questo caso l'equazione da risolvere è

$$\frac{c' + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \gamma_w) \tan(\phi)}{H \gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)} = \frac{c + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \gamma_w) \tan(\phi')}{H \gamma_s \cos(\alpha) \sin(\alpha)}$$

che diventa

$$c' = c + H \cos^2(\alpha)(\gamma_s - \gamma_w)(\tan(\phi') - \tan(\phi)) \quad (6.5)$$

ma la trasformazione 6.5 dipende dalla singola cella, quindi non è applicabile contemporaneamente. La dipendenza dalla cella è espressa dal termine $\cos^2(\alpha)$ che, per le pendenze presenti nella parte argillosa dell'area di studio (vedi paragrafo 3.10), non dovrebbe incidere molto, ma solo una analisi di tipo numerico può confermare questa ipotesi e questa sarà svolta in seguito. Per ora bisogna concludere che la 6.2 ha da due parametri indipendenti: c e ϕ (a parità di pendenza α).

6.1.4 Risultati dell'applicazione

L'applicazione del modello geo-meccanico 6.2 porta ad una mappa di suscettività dipendente dai parametri c e ϕ . Aumentando questi parametri, diminuisce l'area prevista instabile e quindi diminuiscono Hit Rate (HR) e False Alarm Rate (FR) (vedi paragrafo 2.4).

Si cercano i parametri ottimali che massimizzano l'accordo della previsione del modello con la mappa rilevata tramite la massimizzazione dell'indicatore Skill Score ($SS = HR - FR$) (vedi paragrafo 2.4).

Dalla figura 6.3 si vede come le curve $SS(c)$ traslino parallele a se stesse (se non per variazioni trascurabili) al variare dell'angolo di attrito interno ϕ ;

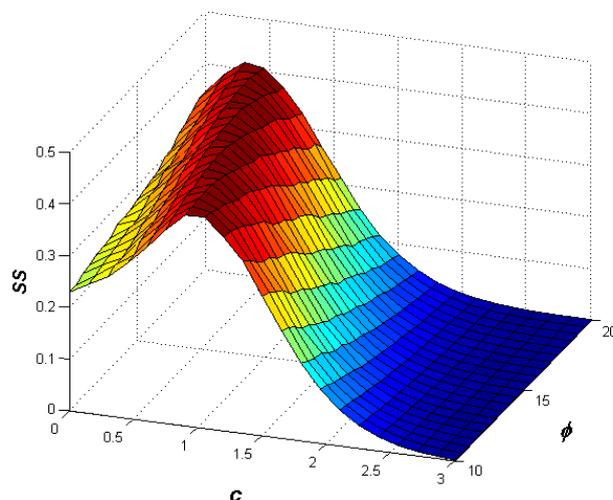


Figura 6.2: Andamento dello Skill Score al variare dei parametri del modello geo-meccanico

si può quindi dedurre che, nonostante la trasformazione 6.5 trasli la mappa di valori FS in modo non parallelo a se stesso, le distorsioni hanno un effetto trascurabile sull'analisi di suscettività. Grazie a questo è possibile fissare anche l'angolo di attrito interno ϕ come già fatto per l'altezza della tavola d'acqua h_w e per la profondità della superficie di rottura H (vedi paragrafo 6.1.3), senza perdere di generalità, perché la variazione di c nel suo intervallo è sufficiente a riprodurre tutta la variabilità del modello. Nelle analisi successive quindi il valore dell'angolo di attrito interno delle argilliti sarà fissato a $\phi = 16^\circ$ e il parametro c varierà nell'intervallo $[0 ; 3]$ KPa. A rigore l'intervallo di variazione di c dovrebbe espandersi in virtù delle trasformazioni che lo hanno coinvolto, e che lo hanno trasformato in un parametro che non è più solo la coesione, ma i valori al di fuori del range $[0 ; 3]$ conducono a mappe estreme (estremamente cautelative o estremamente permissive) che non sono di alcun interesse.

I valori dei parametri per cui l'indicatore SS assume il valore massimo sono una serie di coppie $(c ; \phi)$ disposte su di una retta $c = \frac{13}{8} - \frac{\phi}{16}$. Per $\phi = 16^\circ$ il valore ottimale di coesione è $c \cong 0.6 \text{ KPa}$ che corrisponde ad uno Skill Score $SS = 0.41$.

E' interessante notare che questo valore di Score è lo stesso ricavato con la regressione lineare del paragrafo 5.3, ma questo non deve sorprendere, perché nel range di pendenze dove si trovano le argille dell'area di studio ($< 20^\circ$, come visto nel capitolo 3) e per valori bassi di coesione, l'indice di instabilità $\frac{1}{FS}$ è quasi proporzionale alla pendenza (infatti $FS \approx \frac{1}{\tan(\alpha)}$ per $c \cong 0$ e $\tan(\alpha) \approx \alpha$ per $\alpha < 20^\circ$); quindi applicare una regressione lineare è

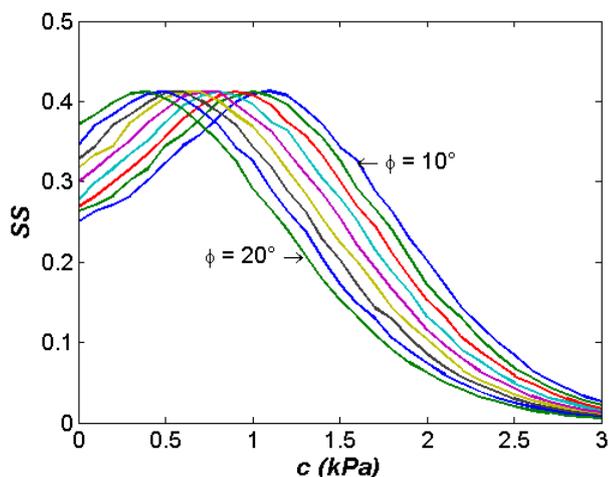


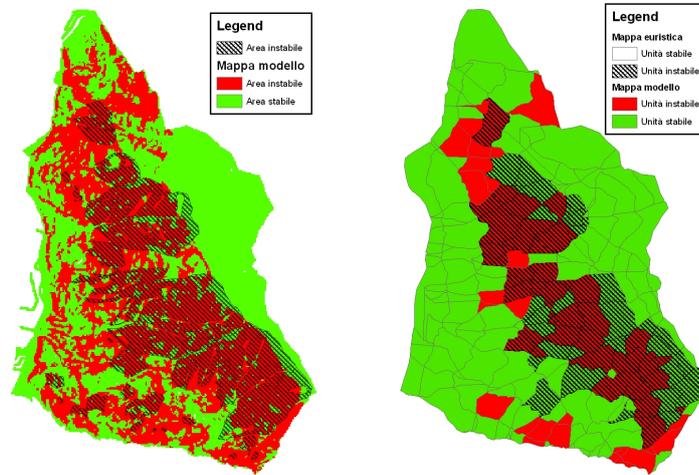
Figura 6.3: Andamento dello Skill Score al variare dei parametri del modello geo-meccanico

equivalente a calibrare la formula del pendio infinito.

Il modello può essere applicato anche sulla suddivisione in unità elementari mediando il FS sull'unità. Nonostante FS perda il suo significato fisico nell'integrazione spaziale, il valore di soglia ottimale (nel senso di SS), che distingue le unità stabili da quelle instabili, è sempre 1. Lo Skill Score della previsione elaborata in questo modo, se confrontata con le unità rilevate instabili (vedi paragrafo 3.9) è decisamente più alto del corrispondente Score della versione a celle ($SS = 0.67$). Questo conferma le considerazioni del capitolo 4. I valori c e ϕ in quest'ottica perdono quasi del tutto il loro significato fisico e diventano due parametri di calibrazione i cui valori ottimali sono $c = 1.0\text{KPa}$ e $\phi = 16^\circ$.

Modello	Parametri principali (valori ottimali)	Skill Score	AUC ROC
Pendio infinito su celle	$c = 0.6\text{KPa}$ $\phi = 16^\circ$ $H = 0.5\text{m}$	0.41	76%
Pendio infinito su unità	$c = 1.0\text{KPa}$ $\phi = 16^\circ$ $H = 0.5\text{m}$	0.62	84%

Tabella 6.2: Prestazioni del modello del Pendio infinito sull'area di studio



(a) Mappa su celle ($c = 0.6 KPa$) $\phi = 16^\circ$ (b) Mappa su unità ($c = 1.0 KPa$) $\phi = 16^\circ$

Figura 6.4: Mappa di suscettività dell'area studio come prevista dal modello del pendio infinito.

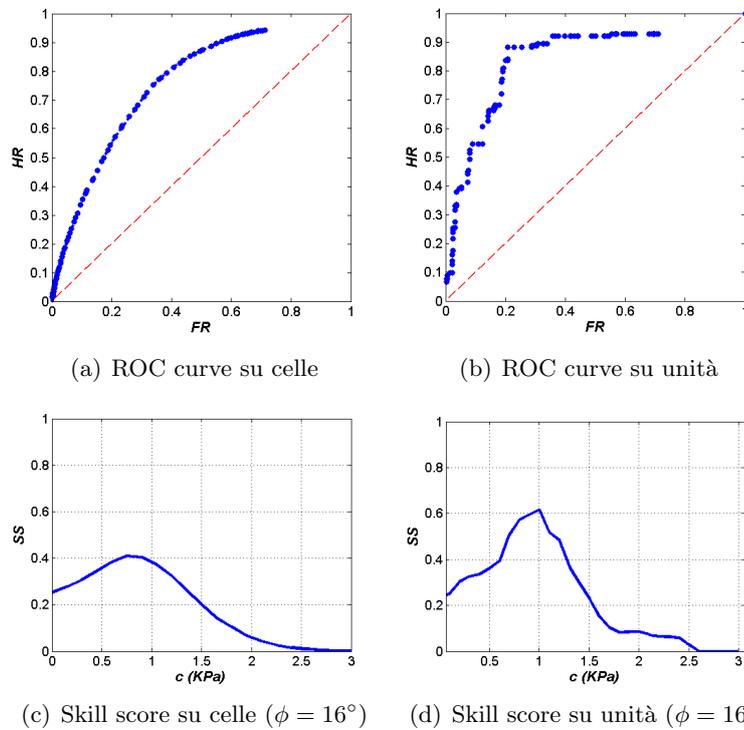


Figura 6.5: Prestazioni del modello del Pendio infinito.

6.2 Applicazione di SHALSTAB sull'area di studio

Il modello SHALSTAB (vedi paragrafo 2.3.1) è anch'esso un modello stazionario che unisce una componente geo-meccanica all'equilibrio limite (il Pendio Infinito) ad una componente idrologica. I parametri da cui dipende il modello sono quindi, oltre a quelli geo-meccanici c , ϕ e H , il parametro idrologico q/K . Come già visto nel paragrafo 2.3.1, questo parametro indica la precipitazione efficace equivalente stazionaria e il suo intervallo possibile va teoricamente da 0 a 1. Questo è il parametro caratteristico del modello e quindi le valutazioni di capacità predittiva sono fatte in funzione di q/K .

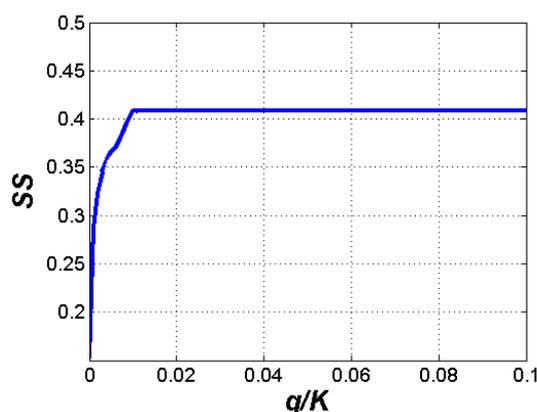


Figura 6.6: Skill Score del modello SHALSTAB applicato all'area di studio, in funzione del parametro q/K . Il massimo score $SS = 0.41$ si ottiene per $q/K > 0.01$. I parametri geo-meccanici sono fissati a $c = 0.6KPa$, $\phi = 16^\circ$ e $H = 0.5m$.

La figura 6.6 riporta i risultati dell'applicazione di SHALSTAB sull'area di studio. Si vede come lo score del modello raggiunga il suo massimo per un valore $q/K \cong 0.01$, poi si mantenga inalterato per tutto il range del parametro. Questo significa che, per $q/K = 0.01$, tutta l'area raggiunge la saturazione e quindi tutte le celle *condizionate* dalla componente idrologica sono classificate instabili. Il modello in queste condizioni equivale al Pendio Infinito con $h_w = H$ del paragrafo 6.1 e presenta infatti lo stesso Skill Score; alzando ancora il parametro q/K non si hanno più variazioni perché tutte le celle condizionate sono state classificate, il campo d'azione della componente idrologica è terminato.

Il fatto che proprio questa condizione presenti lo Score massimo, significa che il modello SHALSTAB non aggiunge alcuna informazione al Pendio Infinito per l'analisi di suscettività sull'area di studio. L'applicazione del modello alle unità non è utile; visto che SHALSTAB ha la massima potenzialità

predittiva quando coincide con il Pendio Infinito, i risultati coincidono con quelli del paragrafo 6.1.4.

6.3 Applicazione di modelli transitori all'analisi di suscettività

I modelli idrologici non stazionari esaminati nel capitolo 2 (TOPKAPI e Iverson) sono profondamente diversi tra loro, ma condividono lo stesso metodo di accoppiamento con il modello geo-meccanico: in entrambi la formula del Pendio Infinito 2.2 viene aggiornata dal modello idrologico nel termine $u(t)$.

Come già sottolineato nel paragrafo 3.9, la mappa delle zone instabili rilevate (la *realtà* con la quale si confrontano i modelli) è una mappa di suscettività empirica i cui dati si possono far risalire ad un periodo di osservazione di circa 50 anni. Per creare, tramite un modello transitorio, una mappa di suscettività che sia confrontabile, è necessaria una simulazione che copra un periodo di tempo di 50 anni; sono classificate come instabili quelle celle che, durante la simulazione, raggiungono la condizione critica $FS(u(t)) \leq 1$.

6.4 Applicazione del modello TOPKAPI

I parametri del modello TOPKAPI sono parametri fisicamente basati (vedi paragrafo 2.3.2), ma richiedono comunque una calibrazione all'interno di un intervallo realistico di valori. La calibrazione è stata svolta sull'intero bacino del Reno dalla Regione Emilia-Romagna negli anni 1990-2004, calibrando il modello con le misure di portata in varie sezioni del Reno e di alcuni suoi affluenti. Fra i risultati di quella calibrazione, quello che più interessa per il presente studio è lo spessore del suolo ottimale che è risultato essere di 0.5 m. Questo valore, oltre ad essere all'interno del range di profondità delle superfici di rottura dell'area studio (vedi capitolo 3) è anche quello per cui le assunzioni del modello per la distribuzione dell'umidità nel suolo (vedi paragrafo 2.3.2) sono più realistiche.

La simulazione di un così alto numero di celle (oltre 55000) per un tempo così lungo (50 anni a passi orari = oltre 400000 ore) con un modello così completo come il TOPKAPI, richiede un tempo molto lungo. Per ovviare a questo problema, la simulazione TOPKAPI ha coperto un tempo di 10 anni (inizio 1996 - fine 2005), poi con una tecnica basata sul bilancio idrologico, che sfrutta i dati della simulazione sui 10 anni, i risultati sono stati proiettati nel passato fino al 1956.

6.4.1 Prolungamento di una simulazione tramite bilancio idrologico

La tecnica usata si sviluppa in due passi, dove si utilizzano i dati restituiti dalla simulazione TOPKAPI sui 10 anni 1996-2005 per ottenere:

1. i parametri necessari al calcolo del contenuto d'acqua totale del bacino nei 50 anni 1956-2005 tramite il vincolo del bilancio idrologico
2. i parametri che legano il contenuto d'acqua di ogni cella (da cui la pressione alla base) al contenuto d'acqua totale del bacino

Il primo passo coinvolge il vincolo di bilancio idrologico [45]

$$V(t + \Delta t) = V(t) + P(t + \Delta t) - ET_a(t + \Delta t) - R(t + \Delta t) - B(t + \Delta t) \quad (6.6)$$

dove V è il contenuto d'acqua totale, P la pioggia caduta sull'area nell'intervallo Δt , ET_a l'evapotraspirato sull'area nell'intervallo Δt , R la quantità d'acqua in uscita dalla sezione di chiusura della rete drenante dell'area nell'intervallo Δt , B l'acqua in uscita dalla sezione di chiusura dell'area per deflusso sub-superficiale nell'intervallo Δt .

L'evapotraspirato sull'area nell'intervallo $[t; t + \Delta t]$ si può calcolare come parte dell'evapotraspirazione potenziale proporzionale al contenuto d'acqua del suolo

$$ET_a = ET_p \frac{V}{V_{max}} \quad (6.7)$$

dove V_{max} è il contenuto d'acqua massimo dell'area. L'evapotraspirazione potenziale è, con un buon accordo, una funzione lineare della temperatura media sull'area [45]

$$ET_p = a_{ET} + b_{ET} T_m \quad (6.8)$$

dove a e b sono coefficienti di regressione stagionali.

I contributi di portata e deflusso sub-superficiale si possono esprimere come funzioni del contenuto d'acqua del bacino con leggi del tipo

$$R(t + \Delta t) = a_R V(t)^{b_R} \quad (6.9)$$

$$B(t + \Delta t) = a_B V(t)^{b_B} \quad (6.10)$$

L'equazione 6.6 diventa allora

$$V(t + \Delta t) = V(t) + P(t + \Delta t) - (a_{ET} + b_{ET} T_m(t + \Delta t)) \frac{V(t)}{V_{max}} - a_R V(t)^{b_R} - a_B V(t)^{b_B} \quad (6.11)$$

Tutti i coefficienti di regressione a_x e b_x sono calcolati dai dati della simulazione TOPKAPI 1996-2005, quindi l'equazione 6.11 esprime $V(t + \Delta t)$ in funzione del solo $V(t)$ e delle serie storiche di pioggia e temperatura, note nell'area di studio dagli anni '20.

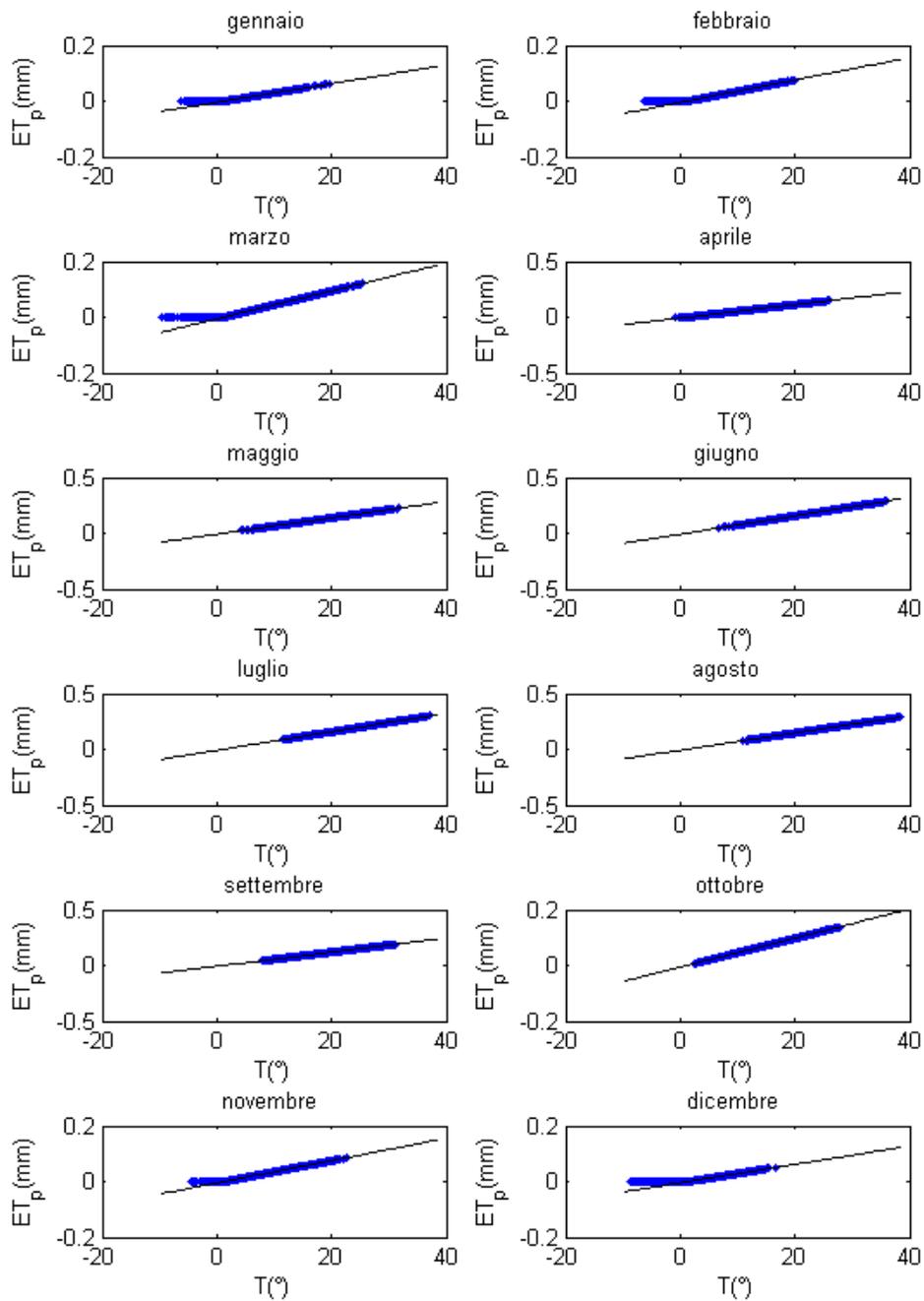


Figura 6.7: Relazioni mensili tra evapotraspirazione potenziale simulata dal TOPKAPI 1996-2005 e temperatura. Il fit lineare è perfetto perchè lo stesso modello TOPKAPI utilizza questa approssimazione.

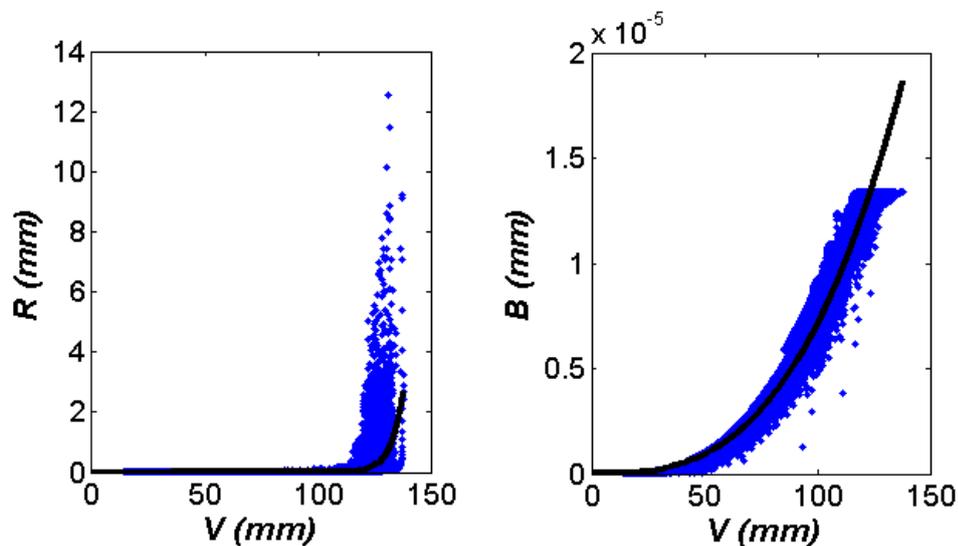


Figura 6.8: Relazioni tra contenuto d'acqua globale e contributi di run-off (R), flusso superficiale (O) e flusso sub-superficiale (B); tutte le grandezze sono misurate in mm per unità di superficie cumulati nel passo temporale di un'ora.

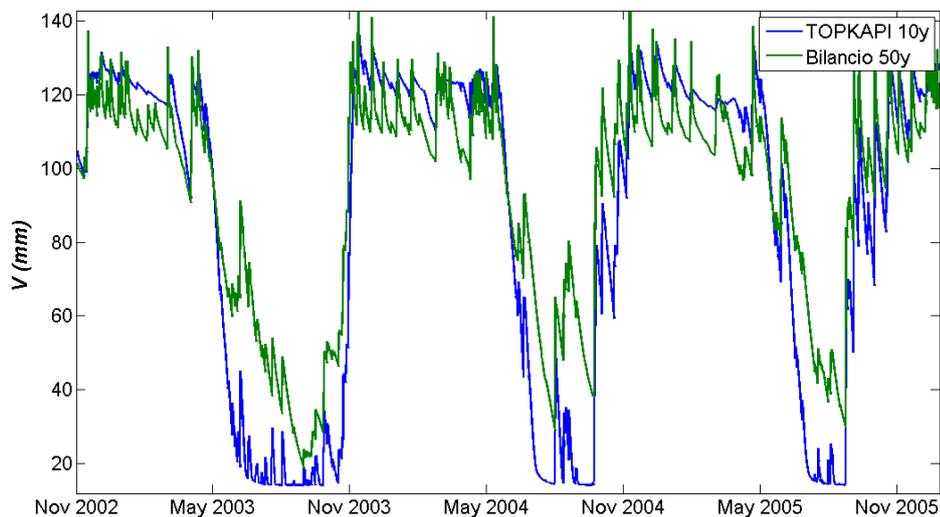


Figura 6.9: Confronto fra contenuto d'acqua previsto dal modello TOPKAPI e dalla simulazione basata sull'equazione 6.6. L'accordo è buono soprattutto nei periodi umidi, i più interessanti per l'analisi di suscettività alle frane.

Una volta ottenuto il contenuto d'acqua globale dell'area nei 50 anni, resta da distribuire questo contenuto fra le singole celle che la compongono. Il modello TOPKAPI fornisce per i 10 anni simulati il contenuto d'acqua globale dell'area V e il contenuto d'acqua di ogni cella v_i per ogni ora dell'intervallo simulato. Con questi dati si può parametrizzare una relazione tra v_i e V per ogni cella, o meglio tra i contenuti normalizzati $\frac{v_i}{v_{imax}}$ e $\frac{V}{V_{max}}$.

La funzione $\frac{v_i}{v_{imax}} \left(\frac{V}{V_{max}} \right)$ è ben approssimata, come si vede anche dalla figura 6.10, da un polinomio di terzo grado. Il valore del contenuto d'acqua relativo della i -esima cella al momento t è quindi

$$\frac{v_i(t)}{v_{imax}} = a_i + b_i \left(\frac{V(t)}{V_{max}} \right) + c_i \left(\frac{V(t)}{V_{max}} \right)^2 + d_i \left(\frac{V(t)}{V_{max}} \right)^3 \quad (6.12)$$

L'adattamento del polinomio di terzo grado alle relazioni $v_i(V)$ è molto buono (la norma dei residui vale mediamente 0.04).

E' quindi facile operare un fit che restituisce per ogni cella il vettore di coefficienti (a, b, c, d) . Con questi, dato il contenuto d'acqua totale dell'area $V(t)$, nei 50 anni, si ottiene il contenuto d'acqua delle singole celle $v_i(t)$ tramite la 6.12.

6.4.2 Risultati dell'applicazione

Come visto nel capitolo 3, la gran parte dell'area di studio è coperta da argilliti con permeabilità molto bassa ($K_s \approx 10^{-7} m/s$). E' facile intuire come, su terreni fini, con queste permeabilità e su spessori così bassi, una simulazione che copra un periodo T sufficientemente lungo, porterà tutte le celle condizionate ad essere classificate instabili, perché per ognuna di queste le condizioni di criticità saranno raggiunte almeno una volta. In altri termini, il tempo di ritorno delle condizioni instabilizzanti per ogni cella è inferiore al periodo T simulato.

La simulazione fatta sull'area di studio con il modello TOPKAPI, ha mostrato che $T = 50$ anni è un periodo sufficientemente lungo per raggiungere questa condizione limite. In questa condizione, il risultato finale dell'applicazione, sia come mappa che come score, coincide di nuovo con il Pendio Infinito con $h_w = H$. Per completezza è stata eseguita anche una simulazione con uno spessore di suolo $H = 2m$, ma solo una piccola quantità di celle (<1%) tra le celle condizionate si sono mostrate stabili con questi parametri, portando ad una variazione dello Score trascurabile.

Per superare questo limite, bisogna mettere in discussione il criterio di istantaneità della rottura del versante che sta dietro l'approccio appena descritto: difficilmente nei terreni fini il superamento di una soglia critica porta istantaneamente e automaticamente alla rottura. Nel prossimo capitolo saranno esaminati altri processi di integrazione delle informazioni idrologiche nel tempo che derivano da un cambiamento di prospettiva sul criterio di rottura dei versanti.

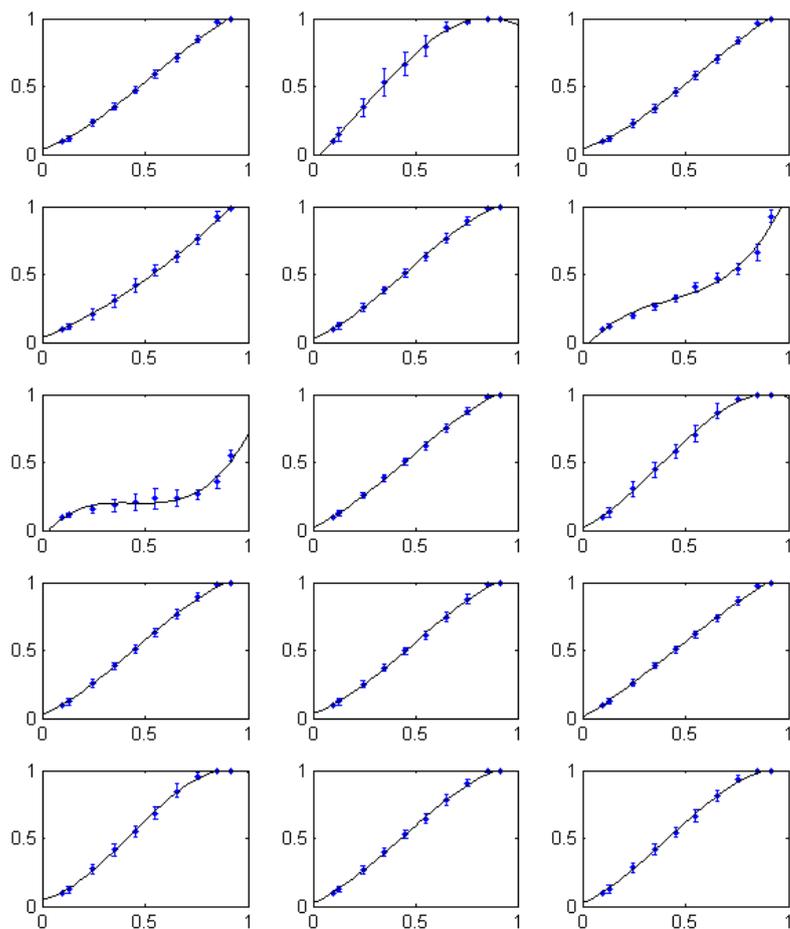


Figura 6.10: Esempi, su 15 celle scelte a caso, della relazione tra il contenuto d'acqua globale normalizzato $\frac{V}{V_{max}}$ in ascissa e il contenuto d'acqua normalizzato della i -esima cella $\frac{v_i}{v_{imax}}$ in ordinata. I punti rappresentano la media dei valori $\frac{v_i}{v_{imax}}$ nella classe di $\frac{V}{V_{max}}$ a sua volta rappresentata dal proprio valore medio.

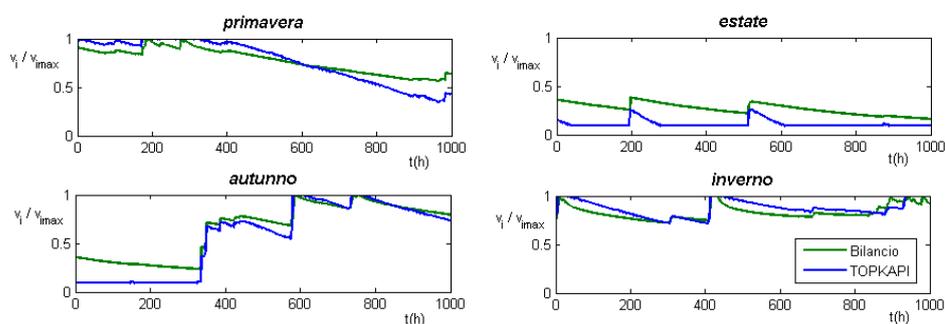


Figura 6.11: Confronto fra contenuto d'acqua normalizzato $\frac{v_i}{v_{imax}}$ ottenuto con TOPKAPI e con l'equazione di bilancio idrologico 6.6 per 4 celle scelte a caso, in finestre di 1000 ore nelle diverse stagioni.

6.5 Applicazione del modello di Iverson

Il modello di Iverson descritto nel paragrafo 2.3.3, è radicalmente diverso dal TOPKAPI. La differenza principale è nella direzione del flusso transitorio nella parte saturata del suolo, che il TOPKAPI ipotizza parallela al pendio, mentre Iverson la considera verticale. Una delle conseguenze di questo è che il modello proposto da Iverson non dipende dalla topografia dell'area, ma solo dalla pendenza della cella in esame e da alcuni parametri collegati al tipo di suolo.

6.5.1 Considerazioni preliminari

Per lo studio di suscettività alle frane, questo modello, come anche gli altri modelli idrologici transitori, deve essere accoppiato ad un modello geo-meccanico, (il Pendio Infinito è il più adatto per le frane superficiali); bisogna però notare che le due componenti (idrologica e geo-meccanica) del modello accoppiato, dipendono, in questo caso, dalle stesse variabili: tipo di suolo e pendenza. Ricordando che lo scopo dello studio è valutare il **contributo** della componente idrologica per l'analisi di suscettività, in un caso del genere è possibile fare una considerazione preliminare: limitandosi ad un solo tipo di suolo (le argille) l'unica variabile spaziale da cui dipendono sia la componente geo-meccanica che quella idrologica è la pendenza; allora perché la mappa di un modello accoppiato differisca da quella del modello puramente geo-meccanico, è necessario che, per qualche valore di pendenza, la variazione della componente geo-meccanica al variare della pendenza sia contrastata da una variazione della componente idrologica di segno opposto e maggiore in valore assoluto.

Per formalizzare questo vincolo, è utile scomporre l'indicatore di stabilità

FS in

$$FS = F_c + F_f + F_w \quad (6.13)$$

dove

$$F_c = \frac{c}{\gamma_s H \sin(\alpha) \cos(\alpha)} \quad (6.14)$$

$$F_f = \frac{\tan(\phi)}{\tan(\alpha)} \quad (6.15)$$

$$F_w = \frac{-u \tan(\phi)}{\gamma_s H \sin(\alpha) \cos(\alpha)} \quad (6.16)$$

e definire

$$F_g = F_c + F_f \quad (6.17)$$

La 6.17 rappresenta il contributo geo-meccanico, mentre la 6.16 quello idrologico variabile nel tempo.

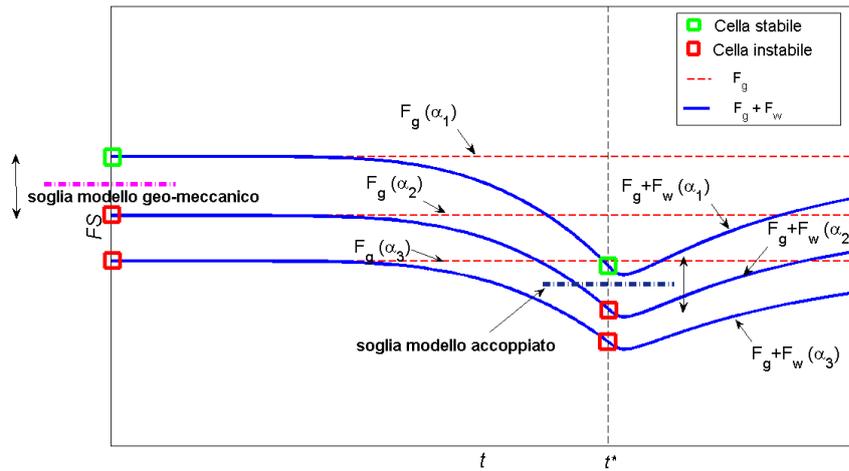


Figura 6.12: Rappresentazione del Fattore di Sicurezza per tre celle tipo con $\alpha_1 < \alpha_2 < \alpha_3$ e dell'andamento nel tempo delle componenti F_g e F_w .

Il modello accoppiato ($FS = F_g + F_w$) può generare una mappa diversa da quella del modello geo-meccanico solo se i fattori di sicurezza di diverse celle nel tempo possono scambiarsi di ordine. Nella figura 6.12, le linee $FS(t) = F_g + F_w(t)$ non si incrociano mai ed è evidente come qualsiasi combinazione di celle stabili-instabili (cioè qualsiasi mappa) ottenibile spostando la soglia del modello accoppiato in qualsiasi momento t^* , sia ottenibile anche spostando la soglia del solo modello geo-meccanico. Per avere mappe diverse le linee devono incrociarsi nel tempo, cioè si deve avere $FS(\alpha_1) < FS(\alpha_2)$, o equivalentemente $F_w(\alpha_2) - F_w(\alpha_1) > F_g(\alpha_1) - F_g(\alpha_2)$, che è la formalizzazione del vincolo enunciato a inizio paragrafo.

Passando a differenze infinitesime si ha che deve esistere un t tale che

$$\frac{\partial F_w(t)}{\partial \alpha} \geq -\frac{\partial F_g}{\partial \alpha} \quad (6.18)$$

Il membro a destra della 6.18 è sempre positivo (F_g è decrescente al crescere della pendenza α). La prima evidente conseguenza è che, un modello idrologico che dipenda solo dalla pendenza, deve avere F_w crescente in α per qualche t , infatti, se dipendesse anch'esso in modo monotono decrescente da α , come F_g , le linee $FS(t)$ potrebbero solo allontanarsi ulteriormente.

In particolare per questo modello

$$\frac{u(t)}{H} = \frac{\psi(\alpha, T, t)}{H} \gamma_w \quad (6.19)$$

dove $\frac{\psi}{H}$, descritta nelle equazioni 2.7 e 2.8 del paragrafo 2.3.3.

Analizzando queste equazioni, e' facile vedere come la dipendenza di $\frac{\psi}{H}$ sia decrescente in α per ogni lunghezza dell'impulso meteorico T e per ogni istante t ; cioè le celle più acclivi raggiungono, a parità di condizioni, valori di pressione minori. Infatti le celle a maggior pendenza hanno una minore infiltrazione effettiva essendo $I_Z = I_r \cos(\alpha)$, dove I_r è la pioggia misurata dal pluviometro sulla superficie orizzontale, e una minore diffusività effettiva $\hat{D} = 4D_0 \cos^2(\alpha)$ che consegue in una maggior attenuazione dell'impulso di pressione.

Resta da verificare se esistono condizioni in cui la 6.18 è soddisfatta. Nella figura 6.13, si vede come la variazione della componente idrologica superi quella geo-meccanica solo per impulsi di pioggia molto lunghi e per pendenze molto alte. Anche scegliendo diversi parametri geo-meccanici, il superamento avviene comunque solo per pendenze $> 35^\circ$. Nel capitolo 3, si è visto come queste pendenze non siano presenti nella parte argillosa dell'area di studio (o perlomeno non siano rappresentate dal DEM con maglia a 10 metri), quindi l'applicazione del modello accoppiato Iverson + Pendio Infinito non può contribuire all'analisi di suscettività sull'area di studio, visto che non aggiunge informazioni al semplice Pendio Infinito.

I risultati dell'applicazione del modello sull'area di studio sono riportati nella figura 6.14 e confermano completamente le ipotesi preliminari.

6.6 Un modello idrologico alternativo

Le evidenze sperimentali mostrate nel capitolo 3 suggeriscono che la permeabilità a saturazione della coltre di alterazione argillosa nell'area di studio valga circa $10^{-7} m/s$. E' però difficile misurare questa grandezza nei primi centimetri di suolo, la parte più disomogenea, radicata e fessurata, ma pare evidente che la permeabilità satura di questo strato debba essere maggiore di quello sottostante. Secondo questa ipotesi si formerebbe in questo strato un flusso parallelo al pendio causato dalla discontinuità di K_s , con una

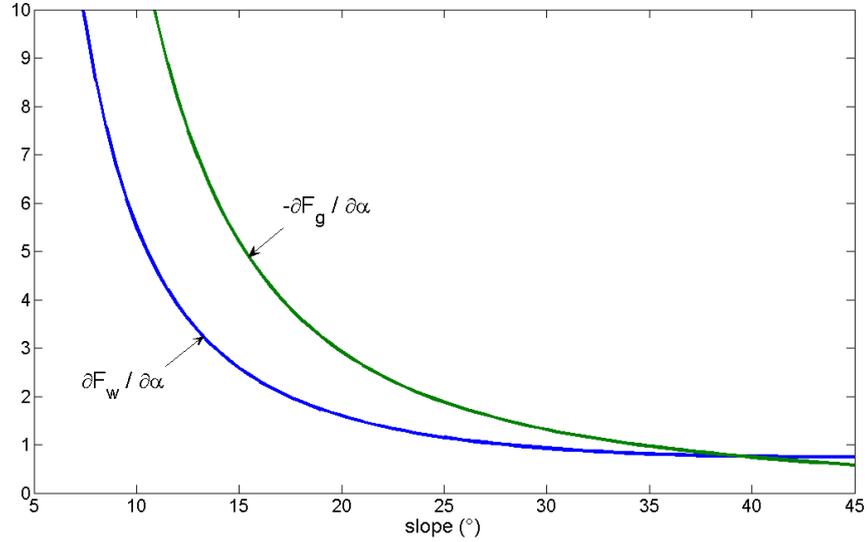


Figura 6.13: *Variazione delle componenti di FS al variare della pendenza. Le curve sono calcolate con $c = 0.5 \text{ KPa}$, $\phi = 16^\circ$, $H = 0.5 \text{ m}$, $T = 100 \text{ h}$ nel momento t che massimizza $\frac{\partial F_w}{\partial \alpha}$*

perdita verso il basso dovuta comunque alla non impermeabilità dello strato di coltre. La dinamica idrologica dello strato superficiale sarebbe allora ben descritta da un modello come Topkapi, modificato adeguatamente per prevedere una perdita verso il basso del serbatoio suolo, mentre la dinamica della parte restante della coltre sarebbe descritta da un modello a flusso verticale come quello di Iverson dove l'input non è più direttamente la precipitazione infiltrata, ma la perdita verticale dello strato superiore (vedi figura 6.15).

L'altezza piezometrica (pressione neutra in termini di altezza $\psi = u/\gamma_w$) alla profondità H calcolata seguendo questo modello misto (chiamato Tpk+Iv), vale

$$\psi(H) = \psi_T(h_b) + \psi_I(H - h_b) \quad (6.20)$$

con

$$\psi_T(h) = (h - h_w) \cos^2(\alpha) \quad (6.21)$$

e $\psi_I(h)$ che segue la 2.7. I valori di profondità sono misurati verticalmente dall'alto al basso e indicano, come descritto in figura 6.16, H : profondità dell'ipotetica superficie di rottura, h_b : profondità della discontinuità di K_s , h_w : altezza della tavola d'acqua.

La pressione non cresce con la profondità nello strato modellato da Iverson per via del flusso verticale, come suggerito dalle misure descritte nel capitolo 3. In questo strato si trasmettono solo gli impulsi transitori, mentre la componente stazionaria è costante.

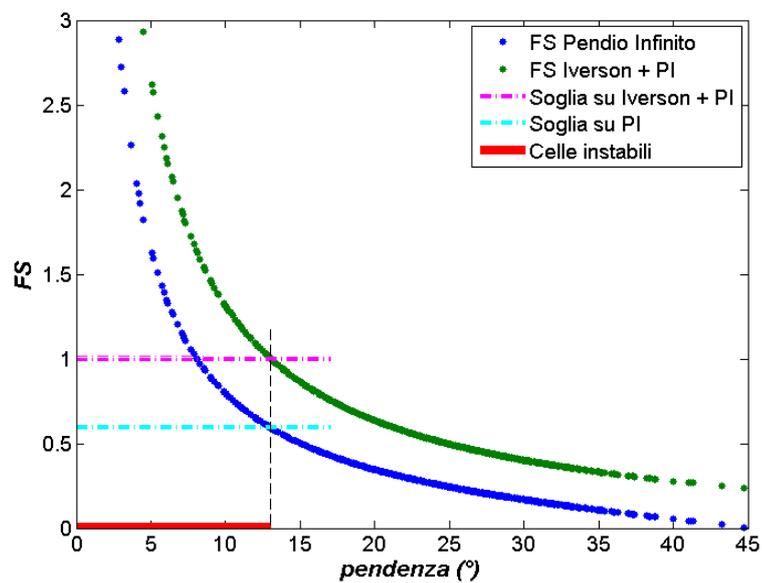


Figura 6.14: Fattore di sicurezza delle celle nell'area di studio in funzione della pendenza. Si vede come qualsiasi soglia si imposti per il modello accoppiato Iverson + Pendio Infinito, ne esista una per il Pendio Infinito semplice che restituisce la stessa mappa. Nella simulazione rappresentata il FS del Pendio Infinito è calcolato in condizioni di massima saturazione $h_w = H$, e i parametri geo-meccanici (comuni ai due modelli) sono $c = 0.5\text{KPa}$, $\phi = 16^\circ$, $H = 3\text{m}$. Parametri diversi restituiscono risultati analoghi.

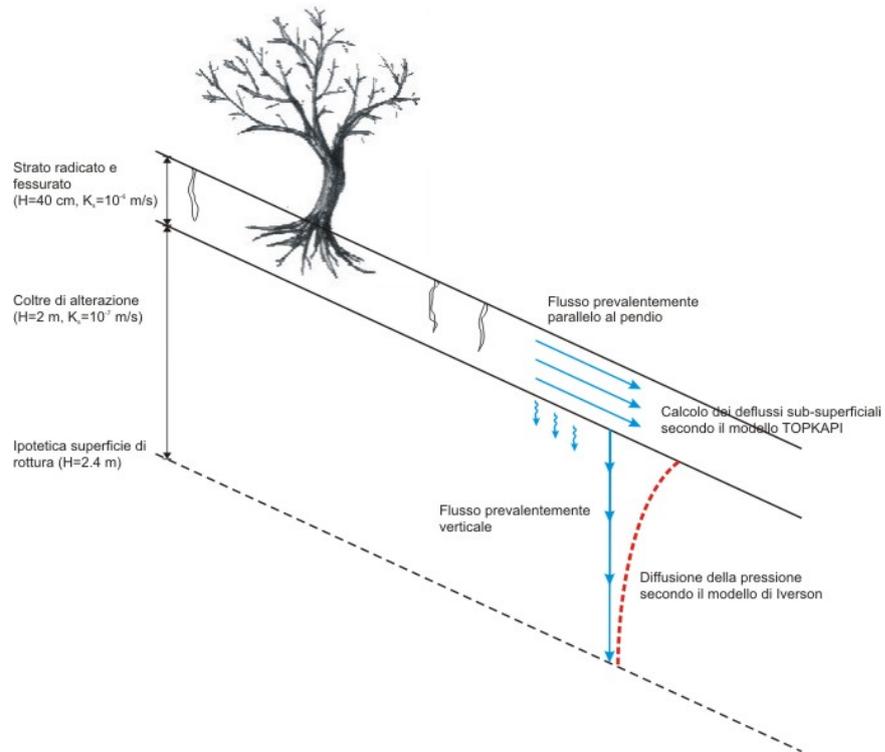


Figura 6.15: Schema esemplificativo del modello $Tpk+Iv$.

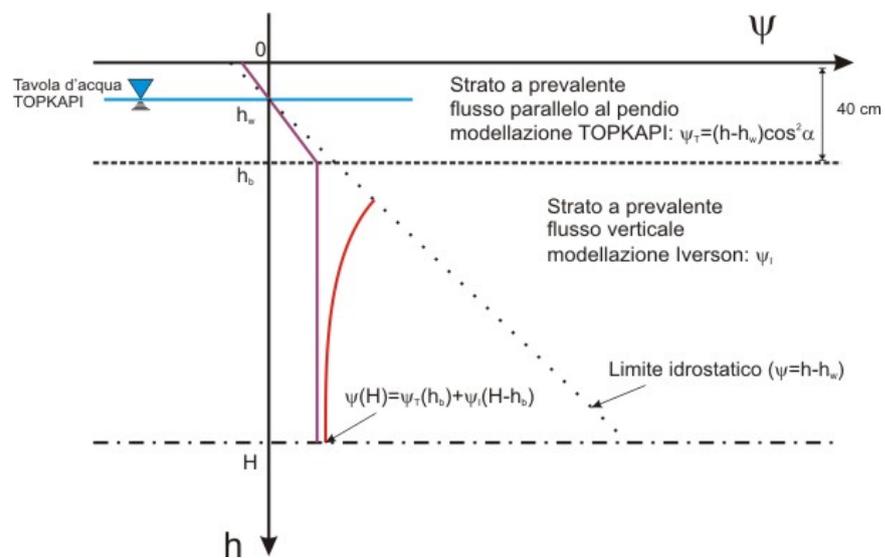


Figura 6.16: Calcolo delle pressioni nel modello $Tpk+Iv$.

6.6.1 Modifiche al modello Topkapi

Il modello Topkapi, come descritto nel paragrafo 2.3.2, è stato modificato per prevedere una perdita in verticale del serbatoio suolo. La portata sub-superficiale in uscita dalla cella è stata suddivisa nella portata del flusso parallelo al pendio q_h e in quella del flusso verticale q_v . Applicando la legge di Darcy ai due flussi si ottiene

$$q_h = -K_h \tan(\alpha) L H \tilde{\Theta}^c \quad (6.22)$$

$$q_v = -K_v \cdot 1 L^2 \tilde{\Theta}^c \quad (6.23)$$

dove $\tilde{\Theta}$ è il contenuto d'acqua normalizzato introdotto nella 2.6 e c è un parametro del modello dipendente dal tipo di suolo [46]. L e H sono invece rispettivamente lunghezza e spessore delle celle. Dividendo le equazioni tra loro si ottiene

$$q_v = \frac{\rho}{\tan(\alpha)} \frac{L}{H} q_h \quad (6.24)$$

dove $\rho = \frac{K_v}{K_h}$ è il rapporto tra le permeabilità a saturazione incontrate dal flusso parallelo al pendio, cioè la permeabilità dello strato superficiale (i primi decimetri di suolo), e quella incontrata dal flusso verticale verso il basso, cioè la permeabilità dello strato sottostante (la coltre di alterazione argillosa). Se per la coltre sono state fatte molte misure (vedi capitolo 3) nell'area di studio e in aree analoghe, e si può ragionevolmente fissare $K_v = 10^{-7} m/s$, per lo strato superficiale di suolo non esiste la stessa mole di dati sperimentali, ma si può supporre che questo sia almeno di un ordine di grandezza più permeabile della coltre, cioè $K_h = 10^{-6} m/s$ e quindi $\rho = 0.1$.

6.6.2 Applicazione del modello

L'andamento delle pressioni riprodotto dal modello è ovviamente più attenuato di quello riprodotto dal modello di Iverson a pari profondità perché quest'ultimo riceve come input direttamente la pioggia infiltrata I_Z/K_Z . Come osservato nel capitolo 3, è difficile individuare nelle misure di pressione un andamento *tipico* di una certa profondità: sicuramente il comportamento della coltre argillosa è ben distinguibile da quello del substrato, ma restando all'interno dello strato di coltre, spesso le misure, anche a poca distanza planare l'una dall'altra, mostrano comportamenti molto vari a parità di profondità. Questo è chiaramente dovuto alla disomogeneità del mezzo in esame: ad esempio, la presenza di una frattura rende molto più rapida e intensa la risposta di un sensore ad essa vicina, oppure la presenza di un blocco di terreno più compatto (anche di poco) può agire come ombrello e causare una risposta più attenuata. In via generale le risposte previste dal modello Tpk+Iv sembrano essere più adatte per profondità di almeno 2-3 m.

L'applicazione all'analisi di suscettività nell'area di studio ha evidenziato gli stessi problemi visti per i modelli che lo compongono: Per profondità

basse, tra 0.5 e 1.5 m, quasi ogni cella condizionata raggiunge la condizione di massima pressione durante la simulazione; per profondità più alte, dove questo problema non sussiste, il contributo dato dal modello non è sufficiente a variare la previsione data dalla componente geo-meccanica.

6.7 Conclusioni

La figura 6.17 mostra i risultati dell'applicazione dei modelli all'area di studio. Si vede chiaramente come i modelli Topkapi e Iverson non spostino la previsione del Pendio Infinito, confermando le considerazioni preliminari dei paragrafi 6.4.2 e 6.5.1. L'unico modello che raggiunge, in alcuni casi, stati diversi dal solo pendio infinito è ShalStab; questi stati rappresentano però una previsione peggiore del Pendio Infinito a conferma del fatto che la concentrazione del flusso a valle non è un fattore predisponente per le frane di scorrimento superficiale nell'area di studio.

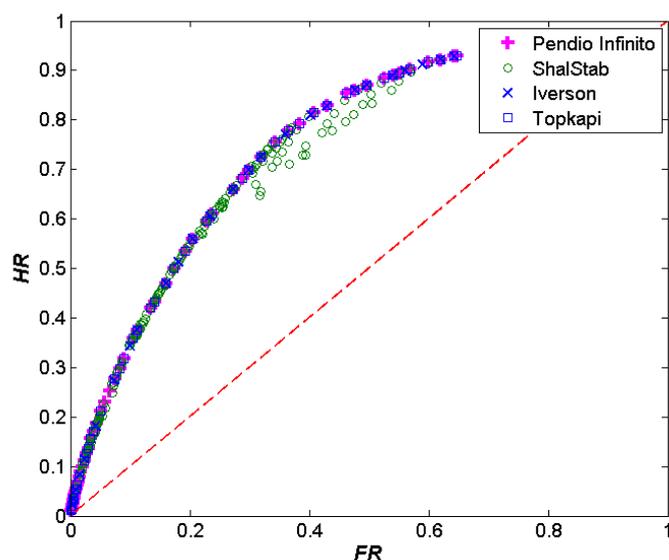


Figura 6.17: Risultati dell'applicazione dei modelli Pendio infinito, ShalStab, TopKapi e Iverson all'area di studio. Tutti i modelli sono allineati al Pendio Infinito, tranne alcuni casi di ShalStab, che però rappresentano previsioni peggiori.

Capitolo 7

Informazioni temporali nell'analisi di suscettività

7.1 Metodi per integrare le informazioni temporali

L'apporto della idrologia del versante nel modello del Pendio Infinito è rappresentato dalla variabile pressione neutra u . Per i modelli stazionari, l'accoppiamento tra componente idrologica e componente geo-meccanica, avviene, come in SHALSTAB, in condizioni statiche di equilibrio limite; accoppiare invece un modello idrologico transitorio al modello geo-meccanico significa aggiornare il FS con la $u(t)$ restituita dal modello idrologico, ottenendo così un $FS(t)$.

Nell'analisi proposta in questo lavoro, la dipendenza dal tempo deve in qualche modo essere integrata in una mappa, un output statico che dipende solo dalla posizione nello spazio. Per effettuare questa integrazione, dato un intervallo di tempo T , sono identificate come instabili quelle unità spaziali che durante l'intervallo T simulato raggiungono la condizione critica $FS = 1$. L'intervallo T deve essere lo stesso intervallo in cui si sono effettivamente verificate le instabilità rilevate nella mappa empirica, considerata la realtà con la quale il modello deve confrontarsi.

La validità di questa analisi non è legata alla scelta dell'indicatore che rappresenta la stabilità e al suo valore critico; nel capitolo 6 l'indicatore era $FS(t)$ e il suo valore critico 1, supponendo implicitamente un criterio di rottura che si potrebbe definire *istantaneo*, cioè la rottura avviene appena l'indicatore di instabilità supera la soglia critica.

Questi metodi hanno però validità generale e possono essere applicati anche con altri attori. In generale sono richiesti un indicatore di (in)stabilità e un valore critico di questo indicatore che distingue tra lo stato di stabilità e quello di instabilità. Nel prossimo paragrafo saranno proposti altri indicatori che conseguono da una cambiamento di prospettiva sul criterio di stabilità.

7.2 Persistenza delle condizioni critiche

L'utilizzo di $FS(t)$ come indicatore di stabilità nel tempo, presuppone che una volta raggiunto l'equilibrio limite, la rottura del versante sia immediata e automatica (criterio *istantaneo*). Questa assunzione è accettabile nell'analisi di fenomeni come debris flow, ma per i franamenti in argilla le esperienze sul campo suggeriscono che ci sia una forte influenza della permanenza delle condizioni critiche innescanti il fenomeno.

Per tenere conto di questa influenza, si è creato un nuovo indicatore di stabilità (o meglio, di instabilità): il tempo consecutivo in condizione critica (Time Above Threshold, TAT) schematizzato nella figura 7.1. Il criterio di rottura si modifica quindi dal criterio istantaneo:

l'unità spaziale è considerata instabile se nel periodo di simulazione T il suo fattore di sicurezza $FS(t)$ raggiunge il valore critico di 1

a

l'unità spaziale è considerata instabile se nel periodo di simulazione T resta in condizione critica per un intervallo di tempo almeno uguale ad una soglia critica TAT_{cr} .

La condizione critica è definita come $u(t) \geq u_{cr}$, dove u_{cr} è il valore di pressione neutra che porta $FS = 1$

$$u_{cr} = c + H\gamma_s \cos^2(\alpha) - \frac{H\gamma_s \sin(\alpha) \cos(\alpha)}{\tan(\phi)} \quad (7.1)$$

Il valore critico TAT_{cr} è un parametro di calibrazione del modello supposto uguale per tutte le unità spaziali.

L'ipotesi che sta alle spalle del TAT è simile a quella che ha condotto al raggruppamento delle celle in unità spaziali: per portare alla rottura un versante in argilla, le condizioni critiche devono essere diffuse; diffuse nello spazio (da cui l'integrazione in unità spaziali) e diffuse nel tempo (da cui la richiesta della persistenza).

7.3 Memoria delle condizioni critiche

Il modello TAT presuppone che, una volta uscito dalla condizione critica, il versante ritorni istantaneamente alle condizioni di riposo dimenticando immediatamente la condizione critica appena passata. Questa assenza di memoria è fisicamente poco plausibile.

Inoltre l'instabilità è legata solo al tempo consecutivo in qualsiasi condizione critica, senza alcun legame con la magnitudo di questa condizione o con la sua dinamica. Questo va contro le esperienze che riportano numerosi casi di piogge brevi, ma intense, che generano molte frane superficiali.

Per questi motivi si è creato un nuovo indicatore di instabilità (τ) calcolato come la convoluzione della condizione critica con una funzione memoria esponenziale, come illustrato nella figura 7.2.

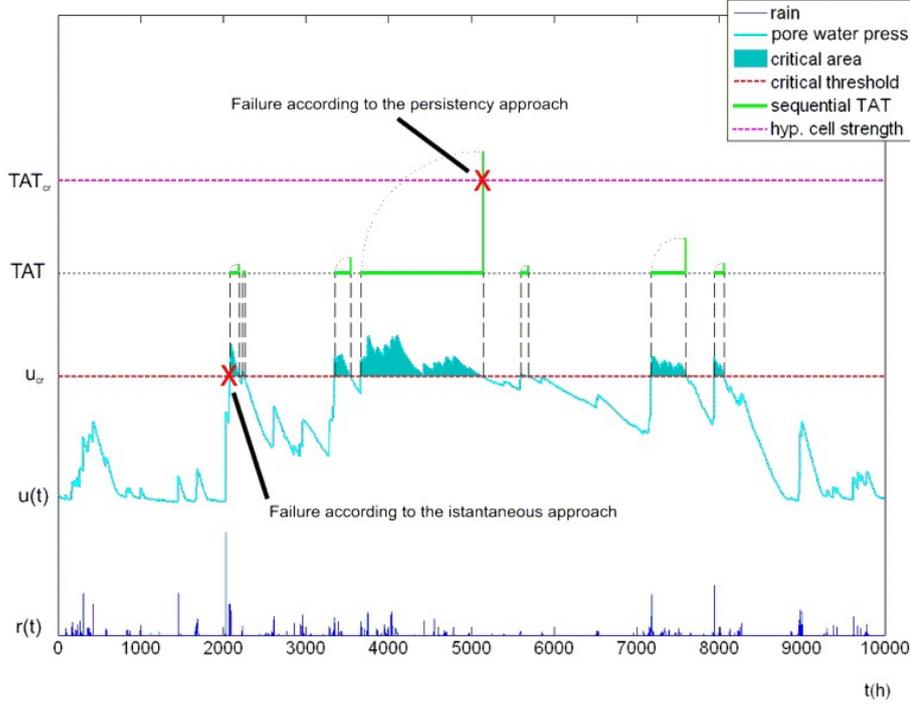


Figura 7.1: Esemplificazione del modello TAT

L'indicatore di instabilità τ è quindi definito come

$$\tau(t, \omega) = \theta(t) * M(t, \omega) = \int_{t_0}^t \theta(t') \cdot M(t - t', \omega) dt' \quad (7.2)$$

dove

$$\theta(t) = \max \left[0, \frac{u(t) - u_{cr}}{H\gamma_w} \right] \quad (7.3)$$

e

$$M(t, \omega) = \frac{1}{\omega} e^{-\frac{t}{\omega}} \quad (7.4)$$

Il valore della memoria ω è un parametro il cui significato vale la pena di approfondire: valori bassi della memoria riducono il sistema al comportamento istantaneo, valori molto alti invece diffondono l'informazione del modello idrologico per un tempo più lungo; non considerando il fattore di normalizzazione $\frac{1}{\omega}$ della funzione memoria nella formula 7.4, per $\omega \rightarrow \infty$ l'operazione di convoluzione con la funzione memoria coincide con la cumulata della parte in stato critico di $u(t)$.

Questo approccio ipotizza quindi che le caratteristiche geo-meccaniche dell'unità si indeboliscono ogni volta che questa entra in stato critico; se la

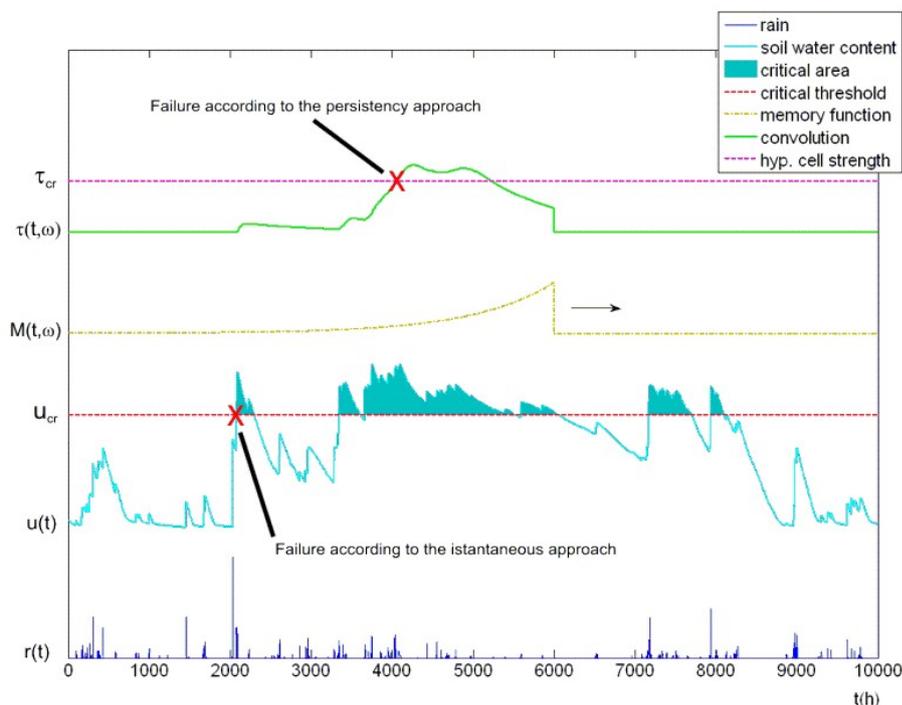


Figura 7.2: *Esemplificazione del modello τ*

condizione critica finisce senza che ci sia stata rottura, l'unità porta ancora i segni di questo indebolimento, riprendendosi gradualmente in un tempo che dipende dal parametro ω . Se però, mentre l'unità è ancora indebolita da un precedente evento, arriva un nuovo evento che la porta di nuovo in condizione critica, allora l'effetto si somma al residuo del precedente. La memoria ω è la memoria geo-meccanica del versante, così come le equazioni dei modelli idrologici sono la memoria idrologica che ricorda gli eventi piovosi del passato.

Il criterio di rottura si può quindi enunciare come:

l'unità spaziale è considerata instabile se nel periodo di simulazione T la sua condizione critica in un passato la cui lunghezza è descritta dal parametro ω , è maggiore uguale ad una soglia critica τ_{cr} .

Il valore critico τ_{cr} è un parametro di calibrazione del modello supposto uguale per tutte le unità spaziali.

7.4 Applicazione dei criteri di persistenza all'analisi di suscettività 87

Coesione (KPa)	SS_{max} TAT	TAT_{cr} max	SS_{max} PI
0	0.43	6300-6500 h	0.28
0.5	0.43	3500-4700 h	0.40
1	0.33	0 h	0.33
1.5	0.14	0 h	0.14

Tabella 7.1: Risultati del modello Topkapi + TAT confrontati con il modello del Pendio Infinito con gli stessi parametri geo-meccanici.

7.4 Applicazione dei criteri di persistenza all'analisi di suscettività

I criteri di persistenza enunciati nei paragrafi 7.2 e 7.3 sono applicabili indifferentemente a qualsiasi modello accoppiato geo-meccanico + idrologico. Il parametro caratteristico dell'approccio basato sul Tempo Sopra Soglia (TAT) è il tempo minimo che una cella deve passare consecutivamente in condizioni critiche per instabilizzarsi, chiamato TAT_{cr} . Questo tempo è probabilmente legato alle caratteristiche geo-meccaniche della cella in esame e alla sua storia; in assenza di queste informazioni, TAT_{cr} è considerato uguale per tutte le celle dell'area di studio. Analogamente per il criterio basato sulla memoria delle condizioni critiche (τ), il parametro τ_{cr} è considerato uniforme sull'area.

7.4.1 Modello TOPKAPI con criterio di rottura TAT

Le prestazioni del modello Topkapi con il criterio di rottura TAT , sono esaminate, come nelle analoghe applicazioni con criterio istantaneo del capitolo 6, in termini di $SS(TAT_{cr})$ e area sottostante la curva ROC (AUC). Il criterio di rottura TAT è più permissivo (meno cautelativo) del criterio istantaneo, perché non basta che una cella raggiunga la condizione critica per essere considerata instabile, ma la deve mantenere per un periodo consecutivo TAT_{cr} . I risultati dei due criteri devono coincidere per $TAT_{cr} = 1h$ (ricordando che un'ora è il quanto temporale per tutte le simulazioni svolte).

Alzando la soglia TAT_{cr} , sia Hit Rate che False Rate calano e il modello migliora se FR diminuisce più velocemente di HR . La figura 7.3 evidenzia come, per valori di coesione superiori al valore ottimale per il Pendio Infinito semplice come applicato nel paragrafo 6.1, non sia possibile alcun miglioramento, la mappa del Pendi Infinito è già permissiva quanto possibile, e un ulteriore cambiamento di stato delle celle da instabili a stabili, provoca solo un peggioramento della previsione (perché HR diminuisce più rapidamente di FR).

Diverso è invece per i valori dei parametri geo-meccanici più cautelativi. Scegliendo infatti $c = 0KPa$, la mappa risultante dal Pendio infinito (coin-

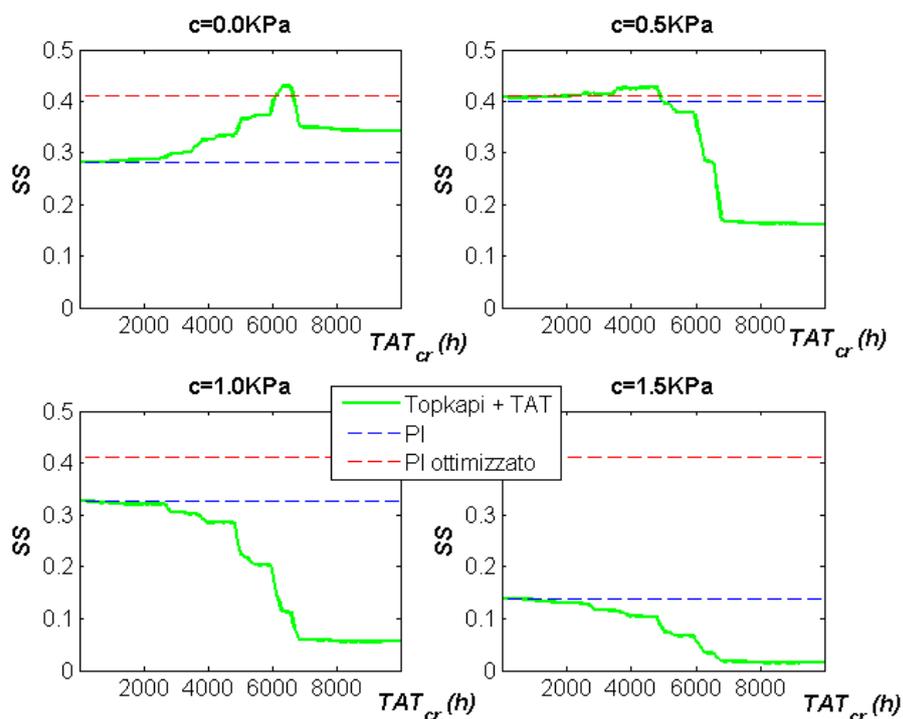


Figura 7.3: Risultati dell'applicazione del modello Topkapi con il criterio di rottura TAT per diversi valori di coesione. I risultati sono confrontati con i valori ottenibili dal solo pendio infinito con gli stessi parametri geo-meccanici (linea blu) o con i parametri ottimizzati (linea rossa). Gli altri parametri geo-meccanici delle argilliti sono: angolo di attrito interno $\phi = 16^\circ$ e profondità della ipotetica superficie di rottura $H = 0.5m$

7.4 Applicazione dei criteri di persistenza all'analisi di suscettività 89

cidente a quella ottenuta con il criterio istantaneo) è troppo allarmistica e il criterio TAT migliora la previsione. In questi casi, la previsione arriva anche a superare il valore del Pendio Infinito ottimizzato, ma solo in uno stretto intervallo di TAT_{cr} e con una differenza piuttosto bassa. La distribuzione delle correzioni fatte dal metodo Topkapi + TAT nelle sue condizioni migliori al Pendio Infinito, anch'esso ottimizzato, si concentra nelle aree a minor pendenza, dove il dominio della componente geo-meccanica è contrastabile e la modellazione Topkapi permette di classificare stabili le celle che si trovano in una convessità locale (e che hanno quindi una minore area contribuyente).

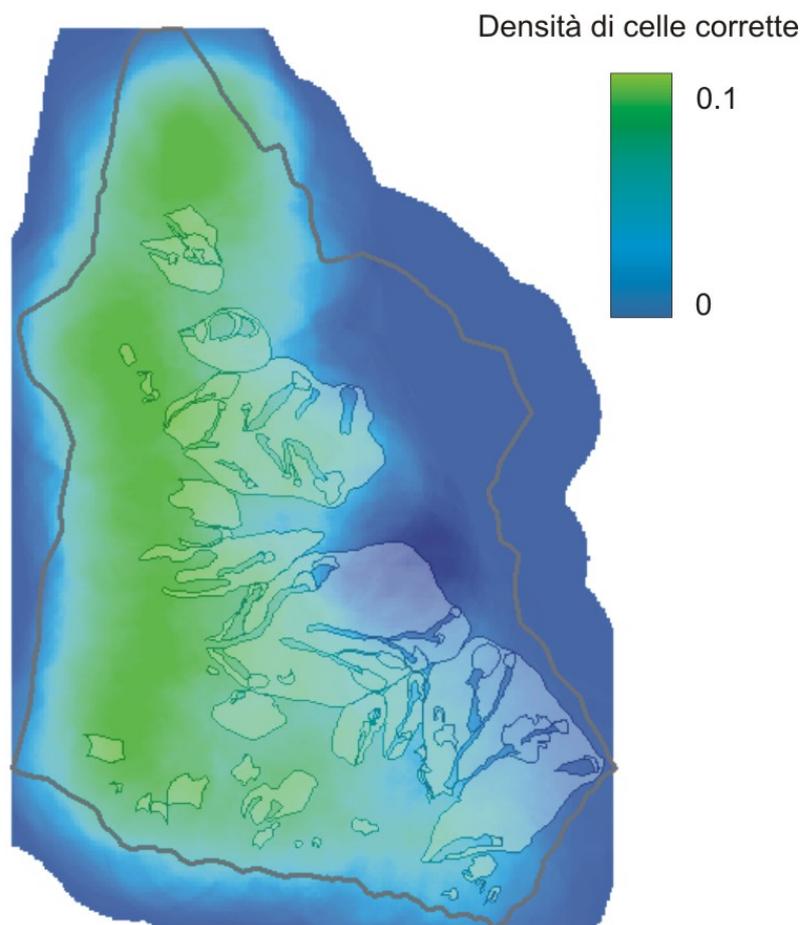


Figura 7.4: Distribuzione delle celle corrette dal modello Topkapi+TAT rispetto al modello PI. Si tratta di celle erroneamente classificate instabili dal PI ottimizzato e redente dal modello Topkapi+TAT.

La differenza di SS tra i due è però molto piccola, tanto da far pensare ad un artificio. Questa ipotesi è confermata applicando il modello alle unità elementari introdotte nel capitolo 4; la bassa densità delle celle corrette fa

Unità spaziale	Modello	SS_{max}	AUC
Celle raster	Tpk+TAT best	0.43	77%
	PI best	0.42	76%
Unità elementari	Tpk+TAT best	0.61	83%
	PI best	0.62	84%

Tabella 7.2: Risultati del modello Topkapi + TAT migliore confrontati con il modello del Pendio Infinito con i parametri ottimizzati. I risultati sono sostanzialmente identici.

Memoria	$SS_{max} \tau$	$\tau_{cr} \max$	$SS_{max} \text{PI}$
10 h	0.41	0.1	0.40
1 d	0.41	0.1	0.40
10 d	0.41	0.1	0.40
30 d	0.41	0.1	0.40
3 m	0.42	0.08	0.40
1 y	0.42	0.04	0.40

Tabella 7.3: Risultati del modello Topkapi + τ confrontati con il modello del Pendio Infinito con gli stessi parametri geo-meccanici. In questa tabella $c = 0.5KPa$, altri valori di coesione danno risultati analoghi.

si che la media sulle aree non ne risenta, tanto che il guadagno scompare.

7.4.2 Modello TOPKAPI con criterio di rottura τ_{ω}

L'applicazione del modello TOPKAPI con il criterio di rottura τ_{ω} segue lo stesso procedimento usato con il criterio TAT visto nel paragrafo 7.4.1. Il parametro di soglia del modello è ora τ_{cr} , appartenente all'intervallo $[0 ; 1]$. Sono stati usati diversi valori dei parametri geo-meccanici e diversi valori di memoria del sistema ω .

Le capacità previsionali del modello sembrano dipendere dalla memoria ω privilegiando valori più alti (da alcuni mesi fino a un anno). Questo e i valori di TAT_{cr} che danno il SS massimo, sembrano indicare una influenza delle condizioni precedenti del versante a partire dall'inizio dell'anno idrologico, ma i guadagni sono troppo deboli per trarre conclusioni affidabili.

7.4.3 Modello di Iverson con criteri di rottura TAT e τ_{ω}

Il modello di Iverson presenta rispetto al TOPKAPI il vantaggio di basarsi su ipotesi più realistiche per il tipo di suoli dell'area di studio, come già detto nei capitoli 3 e 2. Le considerazioni fatte nel paragrafo 6.5.1 mostrano però come il modello con criterio di rottura istantaneo, non possa incidere sull'analisi di suscettività da frana nell'area di studio. I risultati dell'applicazione dello

stesso modello con i criteri di rottura TAT e τ , riportati in figura 7.5 e in tabella 7.4, evidenziano come anche questo cambiamento di prospettiva non sia sufficiente a cambiare (in modo non trascurabile) le previsioni ottenute con il modello del Pendio Infinito ottimizzato.

7.5 Conclusioni

I criteri di rottura TAT e τ amplificano l'effetto dei modelli idrologici e permettono una migliore distinzione tra celle che, se anche hanno ugualmente superato la condizione critica, lo hanno fatto per diverso tempo o di una diversa quantità. I risultati dell'applicazione dei modelli idrologici con questi criteri ha però evidenziato un guadagno molto debole (o in alcuni casi nullo) rispetto al modello del Pendio Infinito ottimizzato.

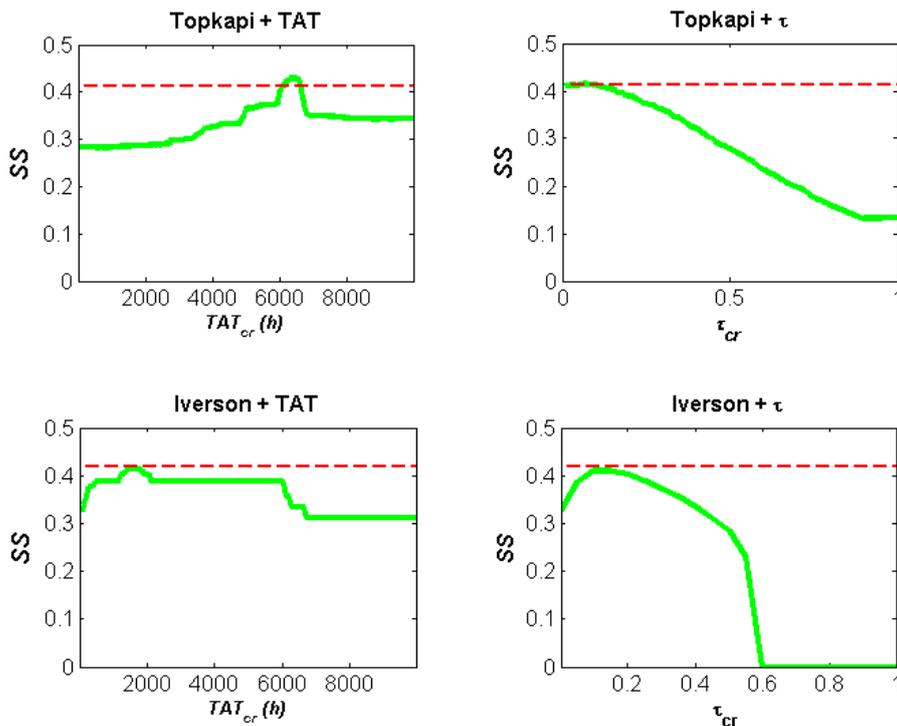


Figura 7.5: Skill Score dei modelli Topkapi e Iverson con i criteri di rottura TAT e τ . In rosso tratteggiato lo score del Pendio Infinito ottimizzato.

Una analisi più specifica del guadagno dato da questi modelli rispetto al Pendio Infinito, si può fare tramite considerazioni simili a quelle del paragrafo 6.5.1: limitando l'analisi ad un solo tipo di terreno, perché il modello permetta un guadagno potenziale (o anche solo una differenza) rispetto al Pendio Infinito, l'indicatore di instabilità del modello accoppiato deve dipen-

Modello	Parametri	Valore di soglia ottimale	SS_{max}	AUC
Pendio infinito	c=0.6 KPa H=0.5 m $\phi = 16^\circ$		0.42	76%
Topkapi + TAT	c=0 KPa H=0.5 m $\phi = 16^\circ$	$TAT_{cr} = 6200$ h	0.43	77%
Topkapi + τ	c=0.5 KPa H=0.5 m $\phi = 16^\circ$ $\omega = 3m$	$\tau_{cr} = 0.06$	0.42	76%
Iverson + TAT	c=0.5 KPa H=1.5 m $\phi = 16^\circ$	$TAT_{cr} = 1600$ h	0.42	76%
Iverson + τ	c=0.5 KPa H=1.5 m $\phi = 16^\circ$ $\omega = 3m$	$\tau_{cr} = 0.1$	0.42	76%

Tabella 7.4: Skill Score dei modelli Topkapi e Iverson con i criteri di rottura TAT e τ .

dere in modo non biunivoco e monotono crescente dalla pendenza (altrimenti sarà ridondante con FS del Pendio Infinito). La soglia critica impostata sull'indicatore di instabilità (che divide le celle stabili da quelle instabili) non deve dividere il campo delle pendenze semplicemente in due; dalla figura 7.6 si vede invece come la zona di lavoro del modello, cioè il range di pendenze da questo condizionate, sia molto stretto o addirittura nullo. Questo intervallo rappresenta il guadagno potenziale massimo che il modello può aggiungere alla semplice mappa delle pendenze (o analogamente alla mappa ottenuta con il Pendio Infinito); non è un caso che il modello Topkapi + TAT, l'unico a mostrare un seppur minimo guadagno, sia quello in cui una soglia sull'indicatore di instabilità intercetta punti nell'intervallo di pendenze più ampio. Questo conferma ancora come il contributo della modellistica idrologica all'analisi di suscettività alle frane nell'area di studio sia sempre trascurabile.

7.6 Suscettività e pericolosità

I termini *suscettività* e *pericolosità* sono descritti nel capitolo 2; la differenza tra loro sta nel fatto che la Pericolosità è associata ad un particolare evento scatenante (nel caso delle frane, un evento meteorico) ed è la probabilità di avere una frana F in un certo punto x dato un evento scatenante r , cioè

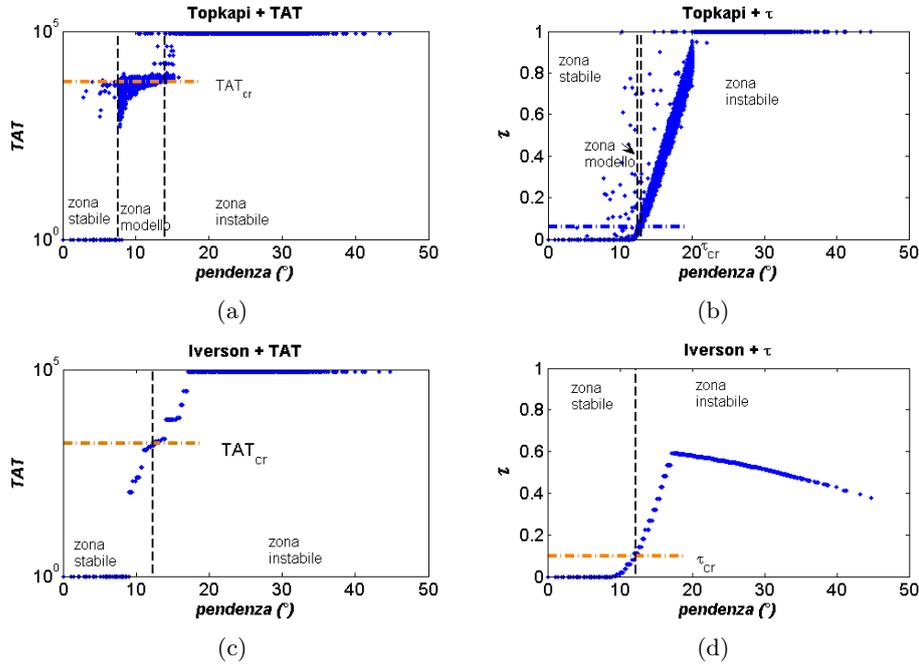


Figura 7.6: Dipendenza degli indicatori di instabilità dalla pendenza e divisione del campo delle pendenze per i modelli presi in esame nel capitolo.

$P_x(F|r)$, mentre la Suscettività non è collegata ad alcun evento scatenante ed è la distribuzione nello spazio della della *debolezza* relativa, cioè S_x . La suscettività è una mappa della pericolosità a parità di evento scatenante.

$$S_x = P_x(F|r^*) \quad (7.5)$$

Ricordando che S_x è una mappa relativa, perché S_x non dipenda dal particolare r^* basta che la pericolosità nei diversi punti dello spazio vari allo stesso modo al variare di r ; se per suscettività relativa si intendono categorie di suscettività, allora basterà che ad un evento $r_1 > r_2$, corrisponda una pericolosità $P(r_1) > P(r_2)$ per ogni x (le superfici di pericolosità non si incrociano), se invece si intende un indice di suscettività quantitativo continuo, allora è necessario che $\frac{\partial P}{\partial r}$ sia costante in x (le superfici di pericolosità si muovono parallele a se stesse al variare dell'evento scatenante r).

Nel presente lavoro, fino ad ora la suscettività è stata intesa come categorica (stabile - instabile). Per trasformarla in quantitativa bisogna trasformare il superamento di una soglia critica nella probabilità di superamento della soglia stessa che la cella (o l'unità) mostra durante il periodo di simulazione T . A seconda del criterio di rottura, cambia l'indicatore di instabilità, la sua soglia e anche il metodo per calcolare la probabilità di superamento:

1. Criterio istantaneo (v. figure 7.1 o 7.2): l'indicatore di instabilità è

la pressione interstiziale $u(t)$ e la soglia critica è u_{cr} come calcolata nella 7.1. Per ogni cella, la probabilità di superamento della soglia critica è il tempo totale trascorso sopra soglia diviso il tempo totale di simulazione.

$$P(u \geq u_{cr}) = \frac{\sum TAT_i}{T}$$

2. Criterio TAT (v. figura 7.1): l'indicatore di stabilità è il tempo consecutivo sopra soglia TAT e la soglia critica è la TAT_{cr} uguale su tutta l'area. Per ogni cella, la probabilità di superamento della soglia critica è allora la probabilità che la cella trascorra in condizione critica un intervallo almeno pari a TAT_{cr} .

$$P(TAT \geq TAT_{cr}) = \frac{\sum \max(TAT_i - TAT_{cr} + 1; 0)}{T - TAT_{cr} + 1}$$

3. Criterio τ (v. figura 7.2): l'indicatore di stabilità è la convoluzione dell'area in stato critico con una funzione memoria (v. equazioni 7.2, 7.3 e 7.4) e la soglia critica è la τ_{cr} uguale su tutta l'area. Per ogni cella, la probabilità di superamento della soglia critica è il tempo totale trascorso sopra la soglia τ_{cr} diviso il tempo totale di simulazione.

$$P(\tau \geq \tau_{cr}) = \frac{\sum t|_{\tau \geq \tau_{cr}}}{T}$$

Le figure 7.7 e 7.8 mostrano alcuni esempi di trasformazione delle mappe di suscettività categorica in suscettività quantitativa.

La strada verso la Pericolosità è però ancora lunga e, in questo caso, purtroppo impraticabile. La suscettività nella forma quantitativa appena ricavata è generalmente $S_T = P(I \geq I_{cr}|r_T) \equiv P(\hat{F}|r_T)$ dove I è un generico indicatore di instabilità e I_{cr} è la sua soglia critica e il suo superamento corrisponde alla previsione di frana del modello, T è il periodo di simulazione e r_T è la serie di eventi condizionanti (gli eventi meteorici) in T ; la pericolosità però si definisce come $P(F|r)$ e non come $P(\hat{F}|r)$: manca all'appello $P(F|\hat{F})$.

I dati registrati sull'area di studio sono ben localizzati nello spazio (molto meglio della norma), ma non nel tempo; da questo consegue che non si conosce il valore dell'indicatore I al momento del franamento, ma solo il valori $I(t)$ che quella zona raggiunge nel periodo di simulazione T che è anche il periodo all'interno del quale l'evento è accaduto. Non è possibile per la varie celle creare un insieme di valori I effettivamente corrispondenti a franamenti, cioè non è possibile ricavare la $P(I \geq I_{cr}|F)$ da cui si potrebbe ottenere la desiderata pericolosità come

$$P(F|I \geq I_{cr}) = \frac{P(I \geq I_{cr}|F)P(F)}{P(I \geq T_{cr})}$$

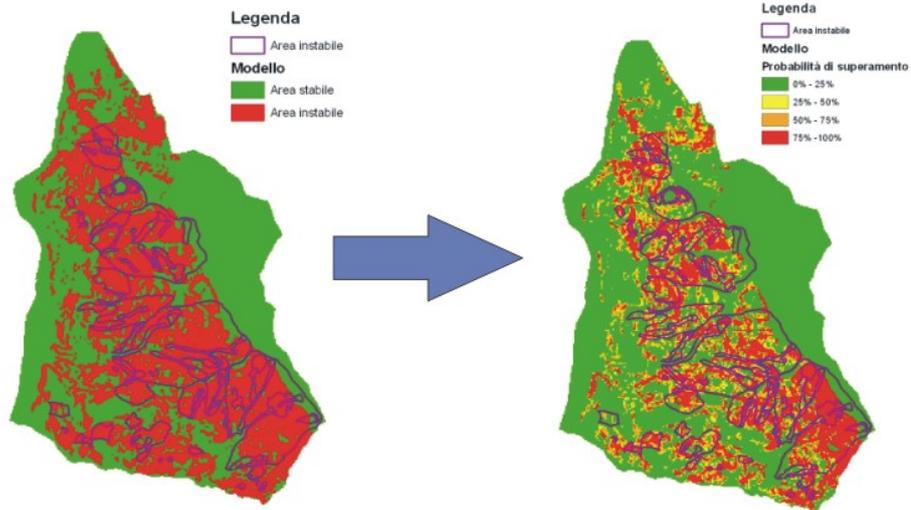


Figura 7.7: Mappa di suscettività categorica e quantitativa. Modello idrologico: Topkapi; Criterio di rottura: TAT; Soglia critica: $TAT_{cr}=4000h$; Parametri geo-meccanici: $H=0.5$ m, $c=0.5$ KPa, $\phi = 16^\circ$; Supporto spaziale: cella raster.

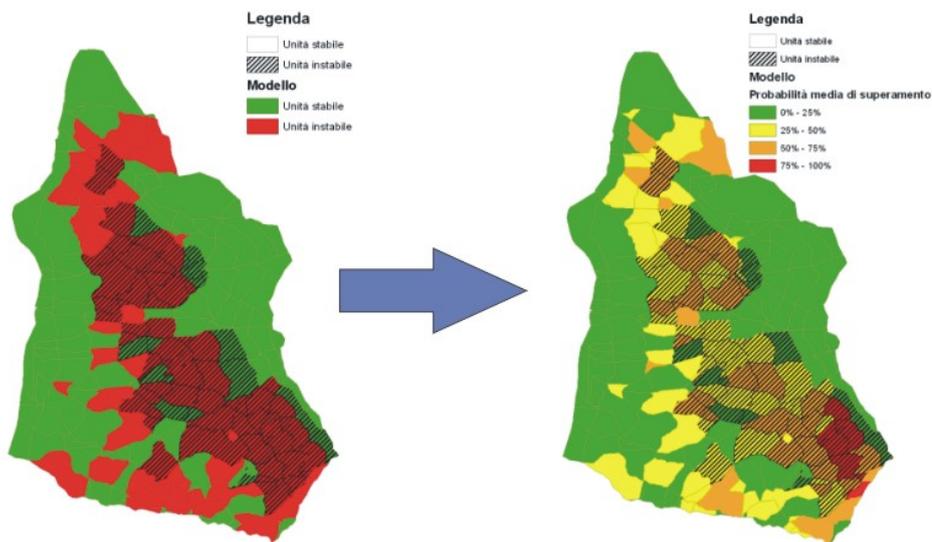


Figura 7.8: Mappa di suscettività categorica e quantitativa. Modello idrologico: Iverson; Criterio di rottura: TAT; Soglia critica: $TAT_{cr}=16000h$; Parametri geo-meccanici: $H=1.5$ m, $c=0.5$ KPa, $\phi = 16^\circ$; Supporto spaziale: unità elementare.

Ad oggi una banca dati di frane completa e affidabile nello spazio e nel tempo è molto rara se non inesistente su terreni finì afflitti da frane di scivolamento superficiali piuttosto lente in cui il confine fra attività, fase preparatoria e quiescenza è sfumato, oltre alla confusione generata da attivazioni indirette come le mobilitazioni degli accumuli per effetti di carico non drenato.

Capitolo 8

Influenza delle instabilità passate su quelle future

8.1 Le leggi della nonna

Nei capitoli precedenti si è evidenziato come le cause principali di instabilità siano la pendenza e le caratteristiche di resistenza dei suoli; questi due fattori sono formalizzati e quantificati dalla formula del pendio infinito e rappresentano concetti abbastanza intuitivi. C'è però un altro fattore determinante per la suscettività da frana di un'area ed è la presenza di altri dissesti in quella stessa area. Uno studio della Regione Emilia-Romagna ha evidenziato come oltre il 95% dei fenomeni rilevati siano in realtà riattivazioni di frane quiescenti o fenomeni di retrogressione e ampliamento di frane pre-esistenti [22].

Le precedenti frane giocano allora un ruolo di causa per le nuove instabilità che è confermato da questo e da altri studi del genere e accettato da tutta la comunità scientifica, ma è molto difficile da modellare e soprattutto da validare in uno studio come quello qui presentato. Infatti bisogna ricordare che la mappa delle instabilità rilevate, presentata nel capitolo 3, è già di per sé una mappa di suscettività interpretata ed elaborata secondo alcuni criteri. Questa mappa è quella che i modelli considerano la *verità* con cui confrontarsi nella fase di validazione; è quindi chiaro che i criteri adottati per interpretare e disegnare la mappa delle instabilità rilevate non possono essere esplicitamente inclusi anche nei modelli senza rendere insensata la validazione. L'influenza che le frane presenti hanno sui futuri franamenti è comunque un dato di fatto, e non è certo un errore cercare di modellarla, piuttosto bisogna leggere in modo diverso la validazione dei modelli risultanti.

Le frane presenti e passate sul territorio causano nuova instabilità tramite diversi processi:

- **geo-meccanici**, provocando un detensionamento e un decadimento delle caratteristiche resistenti [47] a monte delle nicchie di distacco e

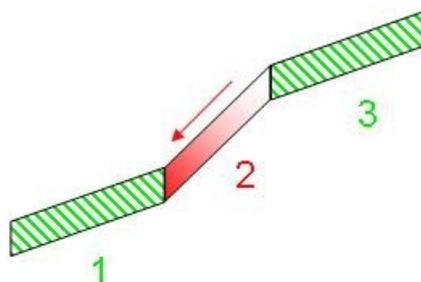


Figura 8.1: *La cella 2 si instabilizza, di conseguenza spinge sulla cella a valle (1) e non supporta più la cella a monte (3)*

dei fianchi che può essere inquadrata in un ottica di rottura progressiva di lungo termine che interessa l'intero versante

- **idrologici**, in quanto il detensionamento porta all'apertura di fratture sub-verticali che aumentano la permeabilità verticale e la diffusività

Nei prossimi paragrafi si cercherà di modellare questi effetti e di validare i modelli risultanti.

8.2 Modellazione dei fenomeni di retrogressione

Il modello geo-meccanico scelto per il presente studio è quello del pendio infinito. Nei capitoli 2 e 3 si è ampiamente discussa e motivata questa scelta. I limiti di questa formulazione rispetto ad altre analisi all'equilibrio limite globale nascono dal fatto che, nel pendio infinito, ogni elemento spaziale (ogni concio, che in questo caso coincide con una cella raster) è trattato singolarmente senza valutare le interazioni tra gli elementi. Queste interazioni devono però essere considerate se si vuole includere nelle analisi l'effetto che una cella instabile provoca sulle altre celle nel suo intorno.

Nella figura 8.1 si ipotizza che la cella 2 arrivi a rottura e tenda a scivolare a valle; in conseguenza di questo la cella 1 riceve una spinta e la cella 3 vede mancare il suo sostegno. Il primo di questi due effetti è però assolutamente trascurabile nel caso studio dove le celle in esame sono molto sottili: la quantità di energia necessaria a rompere e sollevare una di queste celle è bassa e quindi la cella instabilizzata (la 2 nella figura 8.1) scivola, salendo sulla cella 1, prima di accumulare energia sufficiente a spingerla lateralmente in modo sensibile. Quando l'insieme delle celle instabilizzate, cioè l'accumulo di frana, sale sulle celle di valle (spesso anch'esse facenti parte di un accumulo di frana precedente) allora può sì causare la loro mobilitazione,

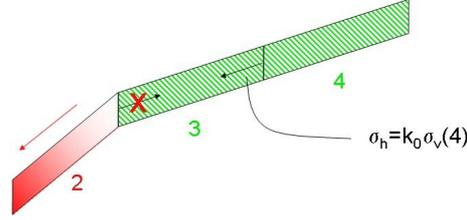


Figura 8.2: La cella 2 si instabilizza, di conseguenza non supporta più la cella a monte (3) che non vede più equilibrata la spinta subita dalla cella 4

ma non per effetto della spinta laterale meccanica, bensì per fenomeni di carico non drenato che causano bruschi e importanti incrementi di pressione neutra. Questo effetto è determinante ed è la causa di molte grosse frane con conseguenze notevoli, ma non è argomento di studio di questa analisi, che si concentra sui meccanismi di innesco diretti, su terreno autoctono.

Lo scivolamento verso valle della cella 2 ha però un'altra conseguenza: la cella a monte, la cella 3, non ha più il sostegno al suo piede; viene cioè a mancare una delle ipotesi fondamentali del pendio infinito che suppone che tutte le forze inter-concilio si annullino tra loro.

La cella 3 diventa allora sensibile alla spinta della cella 4 (non più equilibrata dalla cella 2, come descritto in figura 8.2). L'entità di questa spinta è calcolata come

$$\sigma_h(4) = k_0 \sigma_v(4) \quad (8.1)$$

dove k_0 è il coefficiente di spinta a riposo e $\sigma_h(4)$ e $\sigma_v(4)$ sono rispettivamente le spinte verticali e orizzontali della cella 4. Il coefficiente k_0 non è staticamente determinabile [31], sono determinabili solo i suoi estremi a rottura, il coefficiente di spinta attiva k_a e il coefficiente di spinta passiva k_p .

$$k_a \leq k_0 \leq k_p \quad (8.2)$$

dove

$$k_a = \frac{\cos(\alpha) - \sqrt{\cos^2(\alpha) - \cos^2(\phi)}}{\cos(\alpha) + \sqrt{\cos^2(\alpha) - \cos^2(\phi)}} \quad (8.3)$$

e

$$k_p = \frac{\cos(\alpha) + \sqrt{\cos^2(\alpha) - \cos^2(\phi)}}{\cos(\alpha) - \sqrt{\cos^2(\alpha) - \cos^2(\phi)}} \quad (8.4)$$

dove α è la pendenza della cella 4 e ϕ è l'angolo di attrito interno.

La spinta orizzontale sull'interfaccia tra la cella 3 e la cella 4, genera una forza diretta con buona approssimazione parallelamente al piano campagna della cella 4 e il cui modulo è calcolabile con il triangolo di spinta e vale

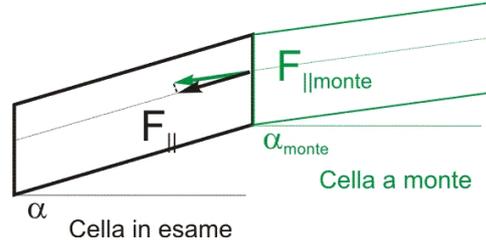


Figura 8.3: Componente efficace della forza parallela al pendio della cella di monte

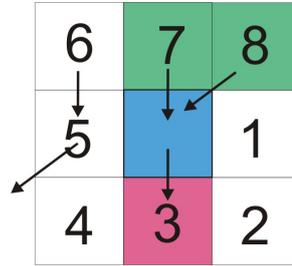


Figura 8.4: Esempio interazione in due dimensioni.

$$F(\text{monte}) = \left(\frac{1}{2} \sigma_h(\text{monte}) H \right) \quad (8.5)$$

Nella figura 8.2, la pendenza delle celle 3, la *cella in esame*, e 4, la *cella a monte*, sono uguali. E' semplice rilassare questa ipotesi trascurando la componente di $F(\text{monte})$ che tenderebbe a ruotare la cella in esame; allora la componente efficace della 8.6 è la proiezione lungo la pendenza della cella in esame (vedi figura 8.3).

$$F = F(\text{monte}) \cdot \cos(\alpha_{\text{monte}} - \alpha) \quad (8.6)$$

8.2.1 Estensione al caso bidimensionale

Fino a questo punto è stato analizzato il caso monodimensionale. Il passaggio al caso bidimensionale richiede alcune approssimazioni:

1. una cella esercita la sua spinta a valle solo su una tra le 8 celle *prime vicine* e solo lungo la direzione di maggior pendenza.
2. le forze che si esercitano tra celle in diagonale, hanno una superficie di scambio equivalente al caso di celle disposte in orizzontale o in verticale.

Nella figura 8.4, la cella in esame (quella centrale, di colore blu) grava sulla cella 3, che però si è instabilizzata, quindi non offre il suo supporto; la cella in esame allora subisce una spinta dalle celle che gravano su di essa (la 7 e la 8 nell'esempio) che non è più equilibrata al piede.

Le spinte esercitate dalle celle a monte, trasformate in forze già proiettate verticalmente sulla pendenza della cella in esame tramite la 8.6, possono essere proiettate orizzontalmente sulla direzione in cui la cella in esame tende a scivolare (nella figura 8.4 è la direzione dal centro verso la 3). Si indichi questa direzione come β_0 ; allora la forza efficace subita dalla cella in esame vale

$$F = \sum_i^{monte} F(i) \cos(\beta_i - \beta_0) \quad (8.7)$$

Le celle stabili, cioè quelle con $FS > 1$, che hanno a valle una cella instabilizzata ($FS \leq 1$), subiscono una forza destabilizzante non equilibrata, calcolata secondo la 8.7. Il loro Fattore di Sicurezza ($FS = \tau_{res}/\tau_{ag}$) deve allora essere ricalcolato considerando questa forza che si aggiunge alla componente destabilizzante dovuta al peso della cella stessa.

Il fattore di sicurezza diventa quindi

$$FS = \frac{\tau_{res}}{\tau_{ag} + \tau_{monte}} \quad (8.8)$$

dove

$$\tau_{monte} = \frac{F}{L/\cos(\alpha)} \quad (8.9)$$

con L lunghezza e α pendenza della cella in esame.

L'effetto di questa modellazione è quello di diminuire il Fattore di Sicurezza delle celle a monte delle celle instabilizzate e quindi di propagare le instabilità a monte. In campagna si possono osservare molte conferme di questi fenomeni di retrogressione delle nicchie di distacco, che possono anche essere visti come rotture progressive in una scala temporale dilatata.

8.2.2 Applicazione e validazione

La validazione del modello descritto al paragrafo precedente richiede un approccio diverso da quelli applicati sinora, per i motivi descritti al paragrafo 8.1. Bisogna ricordare che le modalità di stesura della mappa di suscettività empirica (vedi capitolo 3) seguono questi passi:

1. si individuano le frane più o meno chiare sul territorio
2. si suddividono le aree coinvolte in nicchia e accumulo

3. si individuano le zone di alimentazione delle colate, a monte delle nicchie chiaramente visibili, dove si suppone di osservare le nuove instabilità, ma anche dove si vedono i segni di frane troppo vecchie o troppo piccole per poter essere chiaramente classificate

Sicuramente il punto 3 è quello che contiene la maggior parte dell'interpretazione esperta, e quindi quello che trasforma la mappa del dissesto in una mappa di suscettività empirica; purtroppo però, nell'area di studio, le zone di accumulo, nicchia e bacino di alimentazione sono spesso sovrapposte nel susseguirsi di diversi eventi, confuse e difficilmente classificabili.

Per applicare e valutare il modello, si è scelta una sotto-area dell'area di studio, dove sono state individuate le zone chiaramente appartenenti ad una nicchia di distacco abbastanza recente. La validazione del modello consiste allora nella verifica che l'instabilità generata a monte dallo scivolamento di queste celle si diffonda coprendo le zone rilevate instabili nella mappa di suscettività empirica (che qui svolgono il ruolo di celle che si instabilizzeranno nel futuro). Per valutare l'accordo tra la previsione del modello e la mappa empirica si è di nuovo usato lo Skill Score descritto nel paragrafo 2.4.

Nella figura 8.5 si vede che, al crescere delle iterazioni, l'area prevista instabile retrogredisce a monte delle nicchie iniziali, fino a coprire quasi tutta l'area rilevata instabile ai sensi del capitolo 3. Una misura quantitativa, anche se non assoluta, è stata data tramite lo skill score (vedi paragrafo 2.4) e i risultati sono mostrati nel grafico in figura 8.6. In entrambe le visualizzazioni è chiaro come la formulazione del modello rifletta bene le operazioni fatte dall'esperto in fase di interpretazione dei dati di campagna.

8.3 Variazione della permeabilità verticale

Tra le conseguenze del detensionamento a monte delle nicchie di distacco, la più evidente, e anche la più idrologicamente significativa, è la formazione di fratture sub-verticali. Una modellazione corretta di queste fratture richiede un trattamento locale, attuabile su scala di versante, nello studio di un singolo evento. Nel caso in esame, invece, le celle spaziali sono di 10m x 10m, una definizione molto grossolana rispetto alle fratture che possono arrivare al massimo a qualche cm di larghezza; bisogna tradurre l'effetto locale delle fratture in uno globale, immaginando una cella omogenea equivalente caratterizzata da alcuni parametri diversi dalle celle non fratturate. Un effetto globale dato dalle fratture è l'aumento della permeabilità verticale media nella cella. E' difficile quantificare in modo assoluto la differenza di permeabilità verticale tra una cella intatta e una fratturata, ma dovrà presumibilmente essere di almeno un ordine di grandezza.

L'applicazione di questa ipotesi consiste quindi nell'assegnazione alle celle fratturate di un valore di permeabilità verticale diverso da quello delle celle integre; ma quali sono le celle fratturate? Come anticipato all'inizio del

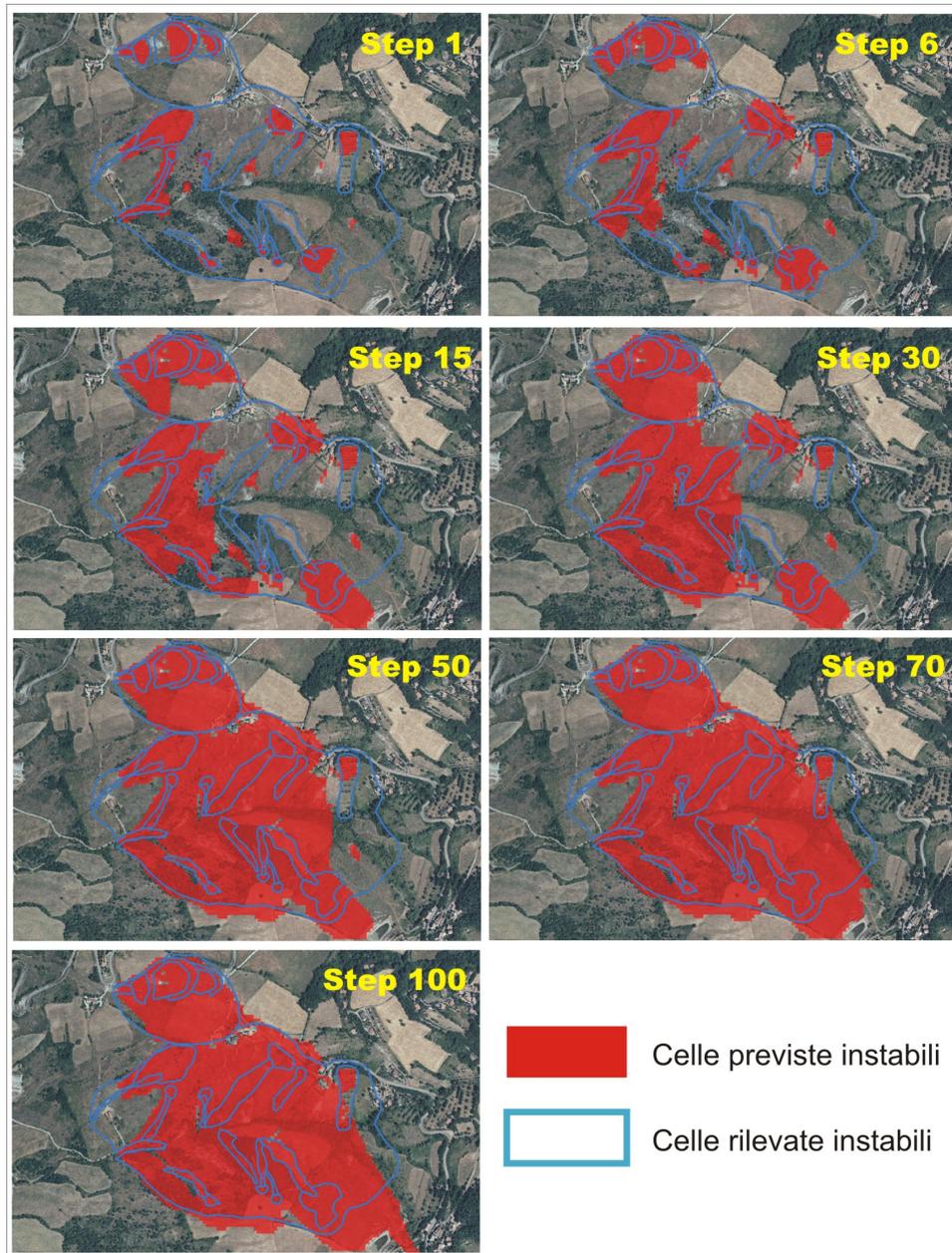


Figura 8.5: Applicazione del modello ad una sottoarea dell'area di studio. Al crescere delle iterazioni l'area prevista instabile retrogredisce a monte delle nicchie iniziali.

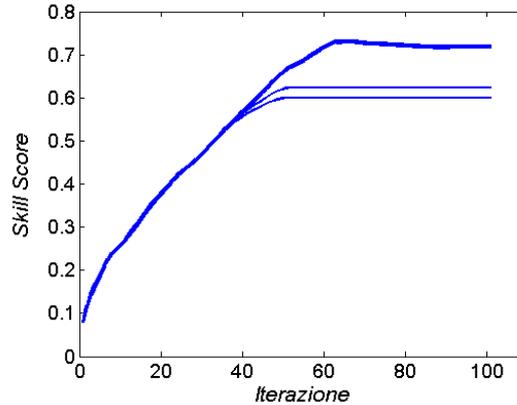


Figura 8.6: Misura di come l'area prevista instabile si adatta all'area rilevata instabile con il modello di retrogressione delle nicchie. Le diverse curve rappresentano diversi valori di k_0 con $k_a \leq k_0 \leq k_p$.

paragrafo, sono quelle celle, a monte delle nicchie, coinvolte nei movimenti ripetuti dei versanti dissestati: sono cioè le stesse celle rilevate instabili nella mappa di suscettività empirica. Detto questo appare chiaro come non sia possibile fare una validazione della applicazione di questa ipotesi come quelle fatte nel resto del presente lavoro; può però essere fatto un tipo di analisi diverso, una *back analysis*, che partendo dal dato di fatto rilevato, deduca quali valori dovrebbe assumere il modello per riprodurre i risultati.

Il modello idrologico che si presta meglio a questa analisi, tra quelli esaminati in precedenza, è il modello di Iverson (vedi paragrafo 2.3.3). In questo modello la permeabilità verticale K_z interviene in due punti: nella diffusività $D_0 = K_z/C_0$ e nel termine I_z/K_z che rappresenta la porzione di permeabilità occupata dal flusso. Questi due contributi di K_z nelle equazioni 2.7 e 2.8 sono in senso opposto uno all'altro:

- un aumento di K_z porta ad un aumento proporzionale di D_0 e quindi la pressione ψ , a parità degli altri parametri, è più alta perché le onde subiscono un minore smorzamento
- un aumento di K_z conduce alla diminuzione di I_z/K_z , e di conseguenza della pressione ψ : nonostante la pioggia sia sempre la stessa, la magnitudo del segnale di pressione è minore. Questo si può facilmente intuire pensando che se $K_z \rightarrow \infty$, allora l'infiltrazione I_z cade liberamente e la pressione è naturalmente nulla. Questo secondo effetto di K_z si attua solo per $I_z/K_z < 1$, cioè $K_z > I_z$, perché prima di questo valore, I_z/K_z è posto identicamente uguale a 1 (si suppone che la pioggia in eccedenza scorra via per deflusso superficiale hortoniano [29]).

Nella figura 8.7, si vede come la scelta di $K_z = 10^{-7} m/s$ per le celle

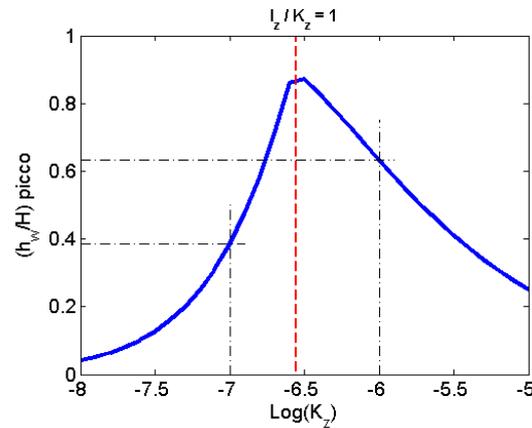


Figura 8.7: Pressione di picco prevista dal modello di Iverson al variare della permeabilità verticale. I valori usati sono: durata dell'impulso $T = 100h$, intensità dell'impulso piovoso $I_z = 1\text{mm}/h$, pendenza della cella 16° , profondità $Z = 2m$

integre e $K_z = 10^{-6}m/s$ per quelle a monte delle nicchie, porterebbe a pressioni di picco più alte per queste ultime, rendendole quindi più suscettive al dissesto. Si vede anche, però, come per permeabilità ancora più alte, l'effetto *stabilizzante* di K_z prenda il sopravvento. Sono stata fatte altre prove con parametri diversi e il comportamento evidenziato nella figura 8.7 è sempre simile.

La conclusione che si può trarre è che, perché le ipotesi siano confermate, bisogna dedurre che, se le celle intatte hanno $K_z = 10^{-7}m/s$, quelle fratturate devono avere un valore di permeabilità media verticale $10^{-7}m/s < K_z < 10^{-5.5}m/s$; in questo modo i valori di pressione generati dagli impulsi meteorici saranno più alti nelle celle fratturate, rendendole più suscettive al dissesto.

Capitolo 9

Conclusioni

La presente ricerca ha affrontato il problema della localizzazione spaziale delle frane su argilla che interessano l'Appennino Emiliano. Queste frane sono classificabili come scivolamenti superficiali che spesso evolvono, nel lungo termine, in colate di terra polifasiche.

Da alcuni anni (circa dagli anni '90) sono disponibili diversi modelli, sia di tipo statistico che fisicamente basato, che si propongono di restituire una mappa di suscettività alle frane. In particolare, i modelli fisicamente basati, sono composti da un modulo per la modellazione geo-meccanica (che di solito si rifà alla trattazione del Pendio Infinito) e modulo per la modellazione idrologica, dove i modelli si diversificano maggiormente.

Spesso questi modelli sono liberamente accessibili e piuttosto facili da applicare; lo scopo principale della tesi è capire quali modelli (da dividersi secondo le ipotesi di base) si applicano a quali casi e qual'è il contributo aggiuntivo offerto dai modelli più complessi rispetto a quelli più semplici; in particolare si vuole capire qual'è il contributo della modellazione idrologica di versante allo studio di suscettività in un'area argillosa.

I risultati dello studio suggeriscono che, nell'area di studio, e presumibilmente nelle aree a prevalenza argillosa in genere, i contributi di un modello fisicamente basato, completo di componente geo-meccanica e componente idrologica accoppiate, sono assolutamente trascurabili rispetto ad un semplice modello geo-meccanico basato sulla sola pendenza come quello del Pendio Infinito, per l'analisi di suscettività alle frane.

I modelli che ipotizzano, nella componente idrologica, un movimento dell'acqua sub-superficiale prevalentemente **parallelo al versante** (come SHALSTAB [36] e TOPKAPI [46]) non sono adatti alle permeabilità molto basse caratteristiche delle argille. Anche le misure effettuate sul campo confermano che, su questi terreni, la direzione prevalente del flusso sub-superficiale è verticale e l'influenza del flusso dall'area contribuente a monte è assolutamente trascurabile, anche a lungo termine. I modelli che ipotizzano il **flusso verticale** (come TRIGRS [3], basato sul lavoro di Iverson [29])

si basano su assunzioni più adatte alle argille, ma una analisi dei risultati mostra che il contributo aggiuntivo che possono dare allo studio di suscettività (quindi solo alla localizzazione spaziale) è quasi sempre trascurabile rispetto al solo Pendio Infinito.

Questi risultati consigliano molta attenzione in fase di applicazione dei modelli per l'analisi di suscettività e ancora prima in fase di scelta degli stessi: un modello che si basi sulla concentrazione topografica del flusso sub-superficiale potrebbe infatti condurre a interpretazioni fuorvianti se non attentamente calibrato e confrontato con i risultati raggiungibili senza considerare gli effetti di questa ipotesi. Interpretare erroneamente questi risultati potrebbe portare a sopravvalutare l'importanza del flusso da monte e di conseguenza a pianificare costose operazioni di consolidamento che rischiano di essere inefficaci.

La calibrazione di modelli statistici sull'area di studio ha confermato come la variabile pendenza contenga praticamente tutta l'informazione disponibile. Questa informazione permette una affidabilità dell'analisi di suscettività piuttosto bassa se applicata sulle singole celle; i risultati diventano invece molto più soddisfacenti se integrati su unità spaziali costruite in modo da essere il più possibile uniformi rispetto alla stabilità.

Fra i comuni parametri geo-morfologici e idrologici, nessuno, oltre la pendenza, mostra una sensibile influenza sulla localizzazione delle frane. I modelli abitualmente considerano i parametri geo-meccanici fissi nel tempo, relegando tutta la variabilità temporale alla componente idrologica: senza dubbio questa variabilità è quella dominante sul breve termine e quindi quella più importante per una analisi delle soglie di innesco, ma per l'analisi di suscettività, che non prende in considerazione il tempo, quindi implicitamente lo integra in un lunghissimo termine, la lenta variabilità delle caratteristiche geo-meccaniche assume un ruolo importante.

Queste caratteristiche variano e decadono, influenzate fortemente dalla storia tensionale del versante: sono i movimenti franosi stessi a provocare scarichi tensionali e formazione di fratture locali che creano uno stato sfavorevole sia dal punto di vista geo-meccanico che da quello idrologico. Le osservazioni sul campo danno conferme numericamente inequivocabili di questa ipotesi. In questo lavoro sono stati proposti alcuni modelli che tentano di formalizzare l'influenza dei dissesti passati sulla stabilità del versante: i risultati sono difficili da validare perché nell'area di studio, gli eventi rilevati non sono localizzati nel tempo, quindi è impossibile dividere il dataset in un passato e un futuro. La mappa empirica usata come *verità* per tutti i modelli applicati evidenzia però un ottimo accordo tra i risultati dei modelli e l'interpretazione esperta della mappa stessa, mostrando che questi implementano l'ipotesi in modo soddisfacente.

Ovviamente i risultati del presente studio non escludono l'utilità della modellazione idrologica di versante in toto: in tutti i casi in cui è necessaria una analisi dei tempi di attivazione e delle soglie innescanti, allora non si

può certo fare a meno dei modelli idrologici, soprattutto per questo tipo di eventi dove la pioggia, e il conseguente incremento delle pressioni neutre, è il fattore scatenante. Esistono inoltre terreni con caratteristiche diverse dall'area esaminata nel presente lavoro, dove il flusso da monte non può essere trascurato e dove quindi la modellistica idrologica è necessaria anche per l'analisi di suscettività.

Ringraziamenti

Grazie. A tutti.

Bibliografia

- [1] E. Abbate, V. Bortolotti, P. Passerini, and M. Sagri. Introduction to the geology of the Northern Appennines. development of the Northern Appennines geosyncline. *Sedimentary Geology*, 4:207–249, 1970.
- [2] A.A. Afifi and V. Clark. *Computer aided multivariate analysis*. Chapman Hall, London, 1998.
- [3] R.L. Baum, W.Z. Savage, , and J.W. Godt. TRIGRS: A FORTRAN program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis. Open-File Report 02-0424, U.S. Geological Survey, 2002.
- [4] G. Bertolini and M. Pellegrini. The landslides of the Emilia Appennines (northern Italy) with reference to those which resumed activity in the 1994-1999 period and required civil protection interventions. In *Le frane della Regione Emilia-Romagna oggetto di intervento di Protezione Civile nel periodo 1994-1999*. Pubbl. GNDCI-CNR n. 2131. Quaderni di Geologia applicata, Vol. 8, n. 1., 2001.
- [5] G. Bettelli and F. Panini. I melanges dell’Appennino settentrionale dal torrente Tresinaro al torrente Sillaro. *Mem. Soc. Geol. It.*, 39:187–214, 1989.
- [6] G. Bettelli and F. Panini. Introduzione alla geologia del settore sud-orientale dell’Appennino emiliano. In *Guida alla traversata dell’Appennino settentrionale*. 1992.
- [7] Keith Beven and Michael J. Kirkby. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1):43–69, 1979.
- [8] Z.T. Bieniawski. *Engineering Rock Mass Classifications*. Wiley, 1989.
- [9] S. Borra and A. Di Ciaccio. *Statistica, metodologie per le scienze economiche e sociali*. McGraw Hill, 2004.

- [10] A. Carrara, A. Carton, F. Dramis, M. Panizza, and A. Prestininzi. Cartografia della pericolosità connessa ai fenomeni di instabilità dei versanti. Technical report, Gruppo Nazionale di Geografia Fisica e Geomorfologia, 1987.
- [11] H.S. Carslaw and J.C. Jaeger. *Conduction of Heat in Solids*. Oxford Univ. Press, 1959.
- [12] A. Castellarin and G.A. Pini. L'arco del Sillaro: la messa in posto delle argille scagliose al margine appenninico padano (Appennino bolognese). *Mem. Soc. Geol. Ita.*, 39:127–142, 1989.
- [13] R.J. Chandler. Recent european experience of landslides in overconsolidated clay and soft rocks. In *Proc. IV, Int. Symp. On Landslides, Toronto, Panel Disc.*, volume 1, pages 61–81, 1984.
- [14] Xiao Chen, Phil Ender, Michael Mitchell, and Christine Wells. *Regression with SPSS*. UCLA, 2003.
- [15] D.M. Cruden and D.J. Varnes. Landslides types and processes. in: *Landslides. investigation and mitigation*. Transportation research board, special report 247, National Research Council., 1996.
- [16] James Michael Duncan. State of the art: Limit equilibrium and finite-element analysis of slopes. *Journal of Geotechnical Engineering*, 122(7):577–596, 1996.
- [17] T. Dunne. Field studies of hillslope flow processes. In M.J. Kirkby, editor, *Hillslope Hydrology*, pages 227–294. John Wiley and Sons, 1978.
- [18] F. Esu. Behaviour of slopes in structurally complex formations. In *Int. Symp. The Geotechnics of Structurally Complex Formations, Capri 2, A.G.I. Roma.*, 1977.
- [19] Francesco Fauci and Giuseppe Raso. Uso della curva ROC in test dicotomici. Technical report, Dipartimento di Fisica e Tecnologie Relative, Università di Palermo, 2004.
- [20] Wolfgang-Albert Flügel. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modeling using PRMS/MMS in the drainage basin of the river bröl, germany. *Hydrological Processes*, 9:423–436, 1995.
- [21] F. Francavilla, M. Martelli, M. Martini, A. Merli, and G.A. Pini. Il rilievo della provincia di Bologna. In *Acque sotterranee del territorio montano e collinare della Provincia di Bologna.*, volume 61, pages 1–31. 1997.

-
- [22] M.L. Garberi, A. Palombo, and M. Pizziolo. *I numeri sulle frane*. Pendragon Editrice, Bologna, Italy, 1999.
- [23] W.H. Green and G.A. Ampt. Studies on soil physics, part I, the flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4:1–24, 1911.
- [24] Fausto Guzzetti, Paola Reichenbach, Mauro Cardinali, Mirco Galli, and Francesca Ardizzone. Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. *Geomorphology*, 72:272–299, 2005.
- [25] J.A. Hanley and B.J. McNeil. The meaning and use of the area under a receiver operating characteristic (ROC) curve. *Radiology*, 143(1):29–36, 1982.
- [26] R.E. Horton. An approach towards a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Science Society of America Proceedings*, 5:399–417, 1940.
- [27] J.N. Hutchinson. Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. In *Proc. 5th Int. Symp. on Landslides, Lausanne*, volume 1, pages 3–35, 1988.
- [28] J.N. Hutchinson and R.K. Bhandari. Undrained loading, a fundamental mechanism of mudflow and other mass movements. *Geotechnique*, 21:353–358, 1971.
- [29] Richard M. Iverson. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7):1897–1910, 2000.
- [30] Jeff Jenness. Topographic position index (tpi) v. 1.2. Technical report, Jenness Enterprises, 2006.
- [31] R. Lancellotta. *Geotecnica*. Zanichelli, Bologna, 2004.
- [32] S. Lee. Application of logistic regression model and its validation for landslide susceptibility mapping using GIS and remote sensing data. *International Journal of Remote Sensing*, 26:1477–1491, 2005.
- [33] Caren Marzban. A comment on the ROC curve and the area under it as performance measures. Technical report, The Applied Physics Laboratory and The Department of Statistics, University of Washington and Center for Analysis and Prediction of Storms, University of Oklahoma, 2004.
- [34] Giovanni Menduni, Alessandro Pagani, Maria Cristina Rulli, and Renzo Rosso. A non-conventional watershed partitioning method for semi-distributed hydrological modelling: the package ALADHYN. *Hydrological Processes*, 16:277–291, 2002.

- [35] G. Merla. Geologia dell'Appennino settentrionale. *Boll. Soc. Geol. Ita.*, 70:95–382, 1952.
- [36] David R. Montgomery and William E. Dietrich. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 30:1153–1171, 1994.
- [37] D. Nash. A comparative review of limit equilibrium methods of stability analysis. In Anderson M.G. and Richards K.S., editors, *Slope Stability*, pages 11–75. John Wiley and Sons, 1987.
- [38] L. Picarelli. *Meccanismi di deformazione e rottura dei versanti*. Hevelius, Benevento, 2000.
- [39] G.A. Pini. Associazioni micro-mesostrutturali nelle argille scagliose (pe-deappennino bolognese): loro significato meccanico. Mem. descr. carta geologica d'Italia XLVI (1991), 1992.
- [40] Mark E. Reid. Slope instability caused by small variations in hydraulic conductivity. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 123(8):717–725, 1997.
- [41] R.A. Richards. Capillary conduction of liquid through porous media. *Physics*, 1:318–333, 1931.
- [42] R. Rossetti. Condizioni termo-pluviometriche del versante padano della fascia appenninica tra la valle del torrente Scrivia e quella del fiume Reno. In *Il paesaggio fisico dell'Alto Appennino Emiliano.*, pages 19–24. Grafis Edizioni, Bologna., 1988.
- [43] Renzo Rosso, Maria Cristina Rulli, and Giovanni Vannucchi. A physically based model for the hydrologic control on shallow landsliding. *Water Resources Research*, 2006.
- [44] M.L. Suzen and V. Doyuran. A comparison of the GIS based landslide susceptibility assessment methods: multivariate versus bivariate. *Environmental Geology*, 45:665–679, 2004.
- [45] E. Todini. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 175:339–382, 1996.
- [46] E. Todini and L. Ciarapica. The TOPKAPI model. In V.P. Singh et al., editor, *Mathematical models of large watershed hydrology*, page Chapter 12. Water resources publication, Littleton, Colorado, USA, 2001.
- [47] A. Troncone. Un'analisi della frana di Senise. In *Incontro Annuale dei Ricercatori di Geotecnica*, 2004.

-
- [48] D.J. Varnes. Slope movement types and processes. Transportation research board, special report n. 176, landslides. analysis and control, National Sciences Academy, 1978.
- [49] G. Viel, C. Tommasetti, M. Montaguti, and G. Frassinetti. Pianificazione ambientale delle aree metropolitane: il bolognese. In *Geologia delle grandi aree urbane*, 1997.
- [50] Osman Yildiz. An investigation of the effect of drainage density on hydrologic response. *Turkish J. Eng. Env. Sci.*, 2004.
- [51] G. Zannella. Il clima montano in Emilia-Romagna. In *Il mondo della natura in Emilia-Romagna*. Federazione delle Casse di Risparmio e delle Banche del Monte dell'Emilia Romagna., 1989.
- [52] G. Zanzucchi. Il substrato alloctono nell'Appennino emiliano. In G. Cremonini and F. Ricci Lucchi, editors, *Guida alla geologia del margine appenninico-padano*, pages 3–8. S.G.I., Bologna, 1982.